Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'actions anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle d'un bassin versant

Nilo de Oliveira Nascimento

▶ **To cite this version:**

Nilo de Oliveira Nascimento. Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'actions anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle d'un bassin versant. Hydrologie. Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 1995. Français. NNT : . pastel-00569059

HAL Id: pastel-00569059
https://pastel.hal.science/pastel-00569059

Submitted on 24 Feb 2011

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

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

NS 19793 (71) (4)

ECOLE NATIONALE DES PONTS ET CHAUSSEES

CERGRENE

Centre d'Enseignement et de Recherche pour la Gestion
des Ressources Naturelles et de l'Environnement

Mémoire présenté pour l'obtention du titre de
Docteur de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées
Spécialité Sciences et Techniques de l'Environnement

Appréciation l'Aide d'un Modèle Empirique des Effets d'Actions Anthropiques sur la Relation Pluie-Débit l'Echelle d'un Bassin Versant

Volume 1 - texte principal

par

Nilo DE OLIVEIRA NASCIMENTO

thèse soutenue le 03 Juillet 1995
devant le jury composé de :

Mr.	Claude	THIRRIOT	Président
Mme.	Claude	COSANDEY	Rapporteur
Mr.	Jean-Michel	GRESILLON	Rapporteur
Mr.	Jean-Claude	DEUTSCH	Examinateur
Mr.	Claude	MICHEL	Examinateur
Mr.	Pierre-Alain	ROCHE	Directeur de Thèse

06

E.N.P.C.
INV03293

REMERCIEMENTS

Je voudrais tout d'abord exprimer ma profonde gratitude à mon directeur de thèse, Pierre-Alain ROCHE, Professeur à l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, pour l'intérêt qu'il a porté à mon travail et pour les conseils judicieux qu'il m'a donnés aux moments opportuns.

Je tiens à remercier très chaleureusement mon conseiller de recherche, Claude MICHEL, Ingénieur en Chef du GREF au CEMAGREF, pour m'avoir guidé tout au long de ce travail, en me faisant profiter de sa connaissance profonde du domaine ainsi que pour son soutien hors du commun. Cette thèse doit infiniment à son enthousiasme, sa patience, ses critiques judicieuses et ses nombreux conseils.

Claude COSANDEY, Docteur es Lettres au Laboratoire de Géographie Physique du CNRS, à Meudon, et Jean-Michel GRESILLON, Maître de Conférence à L'Université Joseph FOURIER de Grenoble ont accepté d'être les rapporteurs de cette thèse. Je tiens à les remercier vivement pour le temps qu'ils ont passé à juger ce travail et à formuler des critiques et des conseils.

Monsieur le Professeur Claude THIRRIOT m'a fait l'honneur de présider le jury. Qu'il trouve ici l'expression de ma sincère reconnaissance.

Mes remerciements vont également à Jean-Claude DEUTSCH, Directeur du CERGRENE et à ses prédécesseurs, Laure SIMON et Rémy POCHAT, pour l'accueil et les excellentes conditions de travail. De plus, Jean-Claude DEUTSCH a toujours apporté un soutien scientifique à mon travail et a accepté de participer au jury en tant qu'examinateur, qu'il en soit remercié ici.

Tout au cours de cette recherche, j'ai bénéficié de soutien scientifique, d'encouragement, d'amitié et d'aide de toute l'équipe du CERGRENE. Je me permettrai de distinguer Luis KAUARK-LEITE (actuellement ingénieur à la SAFEGE) avec qui j'ai eu des discussions très fructueuses sur la modélisation et l'épistémologie ; Brigitte VINÇON-LEITE, qui a patiemment essayé de minorer mes faiblesses en langue française et en Splus et qui a été toujours un interlocuteur sur les différents aspects de la vie en France ; Eric PARENT (actuellement chercheur à l'ENGREF), qui m'a apporté des suggestions et des idées fructueuses sur les méthodes statistiques ; Bruno TASSIN, qui a souvent été un interlocuteur critique sur les questions de l'environnement ; Oscar CORDEIRO-NETTO, qui m'a si fréquemment encouragé. Je voudrais leur exprimer ma chaleureuse gratitude.

Jean-Philippe CHANCELIER, Michel COHEN-DE-LARA et Frank PACARD, chercheurs au CERGRENE, m'ont apporté un soutien méthodologique dans les domaines des Mathématiques et de l'Informatique. Je tiens à les remercier.

Les données hydrologiques utilisées dans cette étude ont été mises à disposition par les équipes du CEMAGREF d'Antony, d'Aix-en-Provence et de Lyon, auxquelles j'adresse ma profonde gratitude.

Je remercie vivement Marisete DANTAS DE AQUINO et M. R. KRIBECHE pour avoir accepté de travailler avec moi lors de la préparation de leur diplôme d'études approfondies en Sciences et Techniques de l'Environnement.

Je tiens à exprimer ma sincère gratitude à Catherine ALCOUFFE, à Catherine BOUGIS et à Charlette GARNIER pour le soin qu'elles ont apporté à la réalisation de ce rapport.

Ma gratitude et ma reconnaissance vont au CNPq (Conselho Nacional de Pesquisa) et à l'UFMG (Universidade Federal de Minas Gerais), au Brésil, au CEFI et à la SFERE (Société Française d'Exportation des Ressources Educatives), en France, qui ont financé ce travail, pour la confiance qu'ils m'ont accordée en me permettant de le réaliser.

Je tiens à exprimer tout particulièrement ma gratitude à mes collègues du EHR (Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos) de l'UFMG, qui ont accepté une charge de travail supplémentaire pendant mon absence et pour la confiance et le soutien qu'ils m'ont témoignés. Jussara MARTINS REIS et Roberto Eustáquio DE PAULA, au secrétariat du EHR, ont assuré, chaque année, la bonne marche de mon dossier de fonctionnaire à l'étranger dans les multiples chemins de la bureaucratie brésilienne. Je les remercie sincèrement.

Ma dernière pensée va à ma famille et en particulier à Denise, auprès de qui j'ai toujours trouvé soutien, compréhension et affection.

Résumé
Abstract

RESUME

Dans cette étude nous considérons les possibilités d'élargissement du champ d'application d'un modèle empirique pluie-débit, le modèle GR4J, développé au CEMAGREF et au CERGRENE. Deux aspects particuliers sont pris en compte: (i) la modélisation des processus hydrologiques dans les bassins versants de cours d'eau intermittents et (ii) la modélisation des processus hydrologiques dans les bassins versants soumis des changements ayant pour origine des activités anthropiques. De façon plus général, nous menons une discussion sur l'intérêt de la recherche en modélisation empirique, en hydrologie, afin d'en préciser les buts, les moyens utilisés pour y parvenir, le degré de succès escompté et d'examiner si cette modélisation constitue un cadre fécond permettant de contribuer au progrès scientifique. La réflexion est conduite en considérant les contextes scientifiques et technologiques d'utilisation des modèles.

Le principal objectif de la recherche sur les bassins versants de cours d'eau intermittent est l'extension du domaine d'application du modèle GR3J, dont GR4J est originaire. Les raisons de la défaillance de GR3J pour simuler les processus hydrologiques dans le cas de 7 bassins versants de cours d'eau intermittents sont analysées et une réflexion sur les origines du phénomène d'intermittence de cours d'eau est entamée. Des essais systématiques de plus de 40 versions différentes du modèle sont réalisés sur cet échantillon de bassins versants. Parmi ces versions, les plus performantes sont aussi vérifiées sur un échantillon de 120 bassins versants, dont 113 sont de cours d'eau pérennes. La version adoptée, le modèle GR4J, utilise 4 paramètres caler et représente de façon adéquate les cas d'étude considérés.

Une analyse de la performance du processus de calage par recherche locale employé dans le modèle GR4J avec le but d'évaluer le risque de mauvais calage (maximum secondaire) est fait avant d'aborder le sujet des non-stationnarités d'origine anthropique, en utilisant trois processus de calage global. Le processus de calage usuel de GR4J a été considéré comme satisfaisant.

Dans le cadre de l'étude du comportement non-stationnaire des processus hydrologiques causé par des actions anthropiques, l'utilisation de modèles hydrologiques exige des validations plus détaillées que la validation usuelle sur des données différentes de celles utilisées pour le calage. Il est nécessaire de vérifier (i) si le modèle est capable d'expliquer les fluctuations des débits induites par les variations climatiques naturelles ; (ii) si les paramètres du modèle sont stationnaires quand le bassin reste stationnaire en termes d'occupation des sols et (iii) la sensibilité des paramètres du modèle aux changements des caractéristiques physiques des bassins versants soumis des actions anthropiques. Cette étude concerne le test du modèle GR4J dans des conditions de stationnarité du bassin versant en termes d'occupation des sols et en termes de non-stationnarités induites par l'intervention humaine. On étudie les cas de quatre bassins considérés comme stationnaires, un bassin soumis au drainage agricole et un bassin dont la couverture végétale a été détruite par un incendie de forêt.

On peut conclure que le drainage agricole, dans le cas étudié, ne produit pas de changements significatifs sur la relation pluie-débit. Les quatre autres bassins, vus par GR4J, présentent des comportements non-stationnaires, y compris les deux bassins témoins voisins de celui qui a été fortement touché par l'incendie de forêt. Donc, dans le cas de l'incendie, on ne peut pas attribuer la disparition de la couverture végétale du bassin, avec certitude, les changements détectés dans la relation pluie-débit.

mots clés *: modèle empirique, modèle pluie-débit, modélisation, optimisation, hydrologie, incertitude, non-stationnarité, effets anthropiques, épistémologie.*

ABSTRACT

This report addresses the opportunities of improvement in the field of rainfall-runoff empirical modelling. Two aspects are considered : (i) modelling rainfall-runoff processes taking place in ephemeral river basins and (ii) modelling rainfall-runoff processes taking place in basins under land use change. The model used in the present research is an empirical lumped rainfall-runoff model developed in the CEMAGREF and the CERGRENE laboratories, called GR4J model.

The empirical rainfall-runoff research program is first addressed, in order to investigate whether it may still be a fruitful approach, in the context of hydrology. A research program focuses on the theoretical basis, the hypotheses and guidelines, as well as the mathematical and experimental techniques, utilised by hydrologists while modelling hydrological processes.

The initial model employed in modelling ephemeral river basin rainfall-runoff processes, GR3J, is the original model from which GR4J has been developed. The main objective that motivates this research is to extend the domain of the model GR3J, which was successfully employed in perennial river basin rainfall-runoff simulation. The need for a change in the structure of the model, to include a fourth parameter, became evident after an in-depth analysis. This study takes into account an analysis of ephemeral phenomenon physical causes, as well as the reasons of GR3J inadequacy to simulate it. Systematic trials with change the model structure in order to improve its performance in this case is done for more than 40 model versions. The new model version adequately simulates rainfall-runoff process in ephemeral river basins (7 basins tested) as in perennial river basins (113 basins tested).

Coping with an empirical rainfall-runoff model on account of basin nonstationarities requires a more demanding validation procedure than the classical split-sample test. We must verify at least (i) whether the model is already able to explain streamflow fluctuations induced by natural climate variability; (ii) whether parameter values of the model are stationary under basin stationary conditions and (iii) the sensibility of the model parameters to changes in basin physical characteristics. This study concerns the test of the model GR4J under basin stationary conditions as well as under man induced non-stationarities.

Four stationary basins, a land drainage and a wildfire case studies are considered. Also an analysis about the performance of the GR4J local search calibration method on account of the risk of local maxima is done. As a conclusion, the local search method can be considered perfectly adapted to the model, showing good qualities of reliability and satisfactorily converging to the maximum maximorum. Both the land drainage basin and the paired basin used in this study could be considered stationary. Therefore, we may conclude that no identifiable changes in the rainfall-runoff relationship were observed in this case study. All of the other four basins exhibit non stationarities in the rainfall-runoff relationship, even the paired basins used in the wildfire case study. Therefore, in the particular wildfire case study, it is not absolutely proved that the changes observed in the rainfall-runoff relationship are caused by the desapearing of the vegetal cover.

key words : empirical model, rainfall-runoff model, modelling, optimisation, hydrology, uncertainty, non-stationarity, anthropogenic effects, epistemology.

Table des matières

Liste des tableaux
Liste des figures

TABLE DES MATIERES

Volume 1 - Texte Principal

INTRODUCTION GENERALE 1

CHAPITRE 1 QUELQUES REFLEXIONS SUR LA MODELISATION PLUIE-DEBIT EN HYDROLOGIE 8

1.1 Introduction 10
1.2 Définition du terme modèle 10
1.3 Théories et programmes de recherche de modélisation en hydrologie 14
1.4 Démarche de modélisation et spécificité des ME 16
1.4.1 La théorie des systèmes 16
1.4.2 Le principe de la conservation de la masse et le concept de cycle hydrologique 20
1.4.3 Le concept de cycle hydrologique à l'échelle du bassin versant à partir de la théorie des systèmes 20
1.4.4 Le modèle système hydrologique général 25
1.5 Propriétés requises pour les modèles 27
1.6 Les modèles dans le contexte de la science ou de la technologie 30
1.6.1 Dans le contexte de la science 30
1.6.2 Dans le contexte de la technologie 37
1.7 Le programme de recherche des ME - quelques questions posées 38
1.7.1 Gestion quantitative des ressources en eau 39
1.7.2 Gestion de la qualité de l'eau 40
1.7.3 Les sources d'incertitude 41
1.7.4 Un exemple de méthode d'analyse des incertitudes 43
1.7.5 Etudes comparatives - un moyen de validation des modèles 45
1.7.6 L'explication des paramètres et la simulation des actions anthropiques 46
1.8 Conclusion 48

CHAPITRE 2 LES BASSINS INTERMITTENTS AU TRAVERS DE GR3J 50

2.1 Introduction 52
2.2 L'architecture du modèle GR3J 53
2.2.1 Le réservoir-sol 55
2.2.2 Le réservoir-eau-gravitaire 56
2.2.3 L'hydrogramme unitaire 56
2.2.4 L'hydrogramme unitaire de l'écoulement pseudo-direct 57
2.3 L'initialisation du système 58
2.4 Le processus d'optimisation 59
2.5 Analyse de sensibilité 61
2.6 L'organigramme du modèle GR3J 62
2.7 La présentation des résultats d'optimisation 63
2.8 Les bassins intermittents au travers de GR3J - première approche 65
2.8.1 Définition d'un bassin intermittent 65
2.8.2 Le problème 65
2.8.3 Une première approche 66

2.9 D'autres bassins versants à étudier 69
2.10 Quelques réflexions sur un modèle existant 71
2.10.1 Version originale 71
2.10.2 Les versions d'EDIJATNO 74
2.7 Conclusion 76

CHAPITRE 3 UN CAS DE CHANGEMENT DE LA STRUCTURE D'UN MODELE EMPIRIQUE 77

3.1 Introduction 79
3.2 L'intermittence et sa modélisation 79
3.2.1 Les théories sur la formation de l'ecoulement 79
3.2.2 La modélisation de l'intermittence 81
3.3 Les nouvelles approches 81
3.3.2 Solutions combinées 83
3.3.3 Les deux versions les plus performantes 85
3.4 Le test de la v.32 sur l'échantillon de 121 bassins versants 89
3.4.1 Le test de la v.32 sur l'échantillon de 121 bassins versants 90
3.5 Vers le modèle GR4J 91
3.6 Le modèle GR4J 94
3.6.1 La version choisie 94
3.6.2 Les résultats du calage de GR4J 95
3.6.3 L'évolution de l'état du système 103
3.6.4 Un exercice de validation 105
3.7 Conclusion 116

CHAPITRE 4 L'IDENTIFICATION DE NON-STATIONNARITES 118

4.1 Introduction 120
4.2 Les méthodologies et les modèles pour l'identification des non-stationnarités 120
4.2.1 Les méthodologies et les modèles 120
4.2.2 Le problème des fluctuations du climat 123
4.3 L'identification de non-stationnarités au travers de GR4J - quelques considérations d'ordre méthodologique 124
4.4 Le bassin versant etudié et les données hydrologiques 127
4.5 Les fluctuations climatiques vues par GR4J 135
4.4.1 La longueur de la série de données hydrologiques destinées au calage 135
4.4.2 Un premier essai 136
4.6 L'effet d'échantillonnage 141
4.6.1 La convergence des valeurs de paramètres 142
4.6.2 L'évolution dans le temps des variables hydrologiques simulées 145
4.6.3 La vraisemblance des hypothèses 1 et 2 156
4.7 Le calage et les residus du modèle 160
4.7.1 Les résidus et les hypothèses statistiques les concernant 160
4.7.2 Les résidus et leurs origines 167
4.7.3 Les conséquences des caractéristiques statistiques des résidus pour le calage et l'analyse des incertitudes de GR4J 172
4.7.4 La vraisemblance de l'explication de la non-stationnarité sur les paramètres calés à travers l'analyse des résidus du modèle 173
4.8 Conclusion 174

CHAPITRE 5 LE PROCESSUS DE CALAGE DE GR4J : UNE EVALUATION 175

5.1 Introduction 177
5.2 la méthode URS 179
5.2.1 La méthode URS - un exemple 179
5.2.2 La méthode URS appliquée dans le calage de GR4J - une analyse exploratoire 183
5.2.3 La méthode URS appliquée dans le calage de GR4J - une analyse détaillée 188
5.3 La méthode EG 194
5.3.1 La méthode EG appliquée dans le calage de GR4J - série 1963-1989 194
5.3.2 La méthode EG appliquée dans le calage de GR4J - sous-séries 1975-1977 et 1978-1980 201
5.4 La méthode Multidépart 214
5.4.1 La méthode multidépart appliquée dans le calage de GR4J 215
5.5 Le calage avec transformations des débits 218
5.5.1 Les transformations des débits 219
5.5.2 Les transformations des débits dans le calage de GR4J 222
5.5.3 L'evolution des paramètres de GR4J au cours du temps 223
5.5.4 Analyse exploratoire des résidus de GR4J - calage avec le logarithme des débits 227
5.5.5 L'évolution dans le temps des variables hydrologiques pour le calage avec transformations des débits 233
5.5.6 La méthode EG appliquée dans le calage de GR4J avec tranformations des débits 244
5.6 Conclusion 248

CHAPITRE 6 L'IDENTIFICATION DE NON-STATIONNARITES SUR DE DONNEES SYNTHETIQUES 250

6.1 Introduction 252
6.2 Construction des series synthetiques 254
6.3 Séries synthétiques avec erreurs aléatoires 259
6.3.1 Calage et contrôle sur des séries synthétiques sans erreurs et avec erreurs aléatoires 260
6.3.2 Les résidus du calage de GR4J sur la série synthétique [0.2*pq*] 268
6.4 Séries synthétiques contaminees par de non-stationnarites 272
6.4.1 Calage et contrôle sur des séries synthétiques contaminées par des non-stationnarités 273
6.4.2 Calage et contrôle sur la série des données réelles contaminées par de non-stationnarités 282
6.5 Series synthetiques generees par GR4J avec des Parametres variables en fonction du temps 289
6.5.1 L'évolution des variables hydrologiques comme résultat de l'évolution des paramètres du modèle GR4J 292
6.5.2 Calage sur une des séries synthétiques générées par des simulations avec de paramètres variables en fonction du temps 300
6.6 La methode EG appliquee dans le calage de GR4J sur des series de données synthetiques 308
6.7 Conclusion 310

CHAPITRE 7 L'IDENTIFICATION DE NON-STATIONNARITES SUR DE DONNEES REELLES 312

7.1 Introduction 314
7.2 Les impacts du drainage et de l'assainissement agricole sur la relation pluie-débit 316
7.2.1 La polémique concernant les conséquences du drainage agricole sur la relation pluie-débit 317
7.3 Les impacts du drainage et de l'assainissement agricole sur la relation pluie-débit : un cas d'étude vu par GR4J 321
7.3.1 Le site 321
7.3.2 Une première étude 326
7.3.3 La méthodologie de l'étude en utilisant le modèle GR4J 326
7.3.4 Les résultats du calage et du contrôle du modèle GR4J sur les sous-séries *EAVD* et *EAPD* 327
7.4 Les impacts de l'incendie de forêt sur la relation pluie-débit 336
7.5 Les impacts de l'incendie de forêt sur la relation pluie-débit : un cas d'étude vu par GR4J 338
7.5.1 Le site et les données hydrologiques 339
7.5.2 Les résultats du calage du modèle GR4J sur les bassins *BIC*, *BT1* et *BT2* 346
7.5.3 Les résultats des contrôles successifs de GR4J sur les bassins *BIC*, *BT1* et *BT2* 358
7.5.4 Quelques réflexions complémentaires concernant les effets de l'incendie 365
7.5.5 Quelques réflexions complémentaires d'ordre méthodologique 367
7.6 Conclusion 368

CONCLUSION GENERALE 369

BIBLIOGRAPHIE 378

Volume 2

ANNEXES 391

Annexes du Chapitre 1 393
Annexe 1.1 - Articles sur la modélisation mathématique en hydrologie 395

Annexes du Chapitre 2 436
Annexe 2.1 - La routine de désagrégration des ETP décadaires de GR3J 438
Annexe 2.2 - Hydrogrammes de simulation - version originale de GR3J 439
Annexe 2.3 - Hydrogrammes de simulation - version EDIJATNO de GR3J 440

Annexes du Chapitre 3 441
Annexe 3.1 - Modifications de GR3J au Niveau du Rendement et au Niveau du Transfert 443
Annexe 3.2 - Résultas de calage - versions 31 à 41 453
Annexe 3.3 - Analyse de sensibilité des paramètres - version 32 457
Annexe 3.4 - Les problèmes qui persistent 461
Annexe 3.5 - Les 121 basssins versants 465
Annexe 3.6 - Résultats de calage - version 32 - 121 bassins versants 468
Annexe 3.7 - Résultats de calage - GR4J - 121 bassins versants - critères 472
Annexe 3.8 - Résultats de calage - GR4J - 121 bassins versants - paramètres 475

Annexes du Chapitre 4 478
Annexe 4.1 - L'influence de l'exactitude de l'évaporation 480

Annexes du Chapitre 5 494
Annexe 5.1 - La méthode URS appliquée dans le calage de GR4J une analyse exploratoire 496
Annexe 5.2 - La méthode URS appliquée dans le calage de GR4J une analyse détaillée 505
Annexe 5.3 - La méthode EG appliquée dans le calage de GR4J série 1963-1989 512

Annexes du Chapitre 6 515
Annexe 6.1 - Evolution dans le temps des critères de qualité de GR4J pour des contrôles successifs (série synthétique [*br.q1qm*]) 517
Annexe 6.2 - L'évolution des variables hydrologiques comme résultat de l'évolution des paramètres du modèle GR4J 519
Annexe 6.3 - L'évolution des variables hydrologiques comme résultat de l'évolution des paramètres du modèle GR4J - paramètres composés 533
Annexe 6.4 - Série [0,2*pq*] - méthode EG - courbes d'isocritére 540
Annexe 6.5 - Série [*br.qtl*100] - méthode EG - courbes d'isocritére 542

Annexes du Chapitre 7 544
Annexe 7.1 - Interruption de mesure de débit dans les bassins versants du Rimbaud, du Vaubarnier et du Valescure, entre 1969 et 1992 546
Annexe 7.2 - L'évolution des variables hydrologiques comme résultat de l'évolution des paramètres du modèle GR4J - Toulon 547
Annexe 7.3 - Bassin versant du Valescure - Evolution dans le temps des critéres de qualité de GR4J pour des contrôles successifs 549

LISTE DES TABLEAUX

Tab. 1.1	Les principales classes de modèles hydrologiques	16
Tab. 2.1	Rapports *S/A* moyens	59
Tab. 2.2	Exemple de présentation des résultats d'une optimisation des paramètres de GR3J	64
Tab. 2.3	Modèle GR3J - Résultat de calage de 114 bassins versants	65
Tab. 2.4	Résultats de simulation pour le bassin Granchain Granchain	68
Tab. 2.5	Résultats de simulation pour le bassin Coinon Mainvilliers	68
Tab. 2.6	Bassins versants intermittents étudiés	70
Tab. 2.7	Résultats des calages - GR3J version originale	71
Tab. 2.8	Résultats de calages de GR3J	72
Tab. 2.9	Résultats de calages - GR3J traitement soustractif sur la pluie	75
Tab. 2.10	Résultats de calages - GR3J correction multiplicative globale sur la pluie	75
Tab. 3.1	Description des versions	83
Tab. 3.2	Résultats du calage de GR3J - versions de 31 41	84
Tab. 3.3	Résultats du calage de GR3J - version 32	87
Tab. 3.4	Résultats du calage de GR3J - version 32 par rapport version EDIJATNO	87
Tab. 3.5	Résultats du calage de GR3J - versions : original ; EDIJATNO et v. 32	88
Tab. 3.6	Résultats du calage de GR3J v. 32	91
Tab. 3.7	Remise en question de la v. 32	92
Tab. 3.8	Résultats du calage de GR3J - versions de 42 47	92
Tab. 3.9	Résultats du calage de GR3J - versions 9 et de 31 41	93
Tab. 3.10	Résultats du calage de GR4J pour les 7 bassins versants intermittents	96
Tab. 3.11	Résultats du calage de GR3J et de GR4J - bassin versant de la Seine	97
Tab. 3.12	Matrices des corrélations des paramètres de GR3J et de GR4J - Granchain	97
Tab. 3.13	Matrices des corrélations des paramètres de GR3J et de GR4J - la Clouère	97
Tab. 3.14	Matrices des corrélations des paramètres de GR3J et de GR4J - Seine	97
Tab. 3.15	Résultats du calage de GR4J pour les 121 bassins versants	98
Tab. 3.16	Résultats du calage de GR4J - bassin versant de l'Orgeval	106
Tab. 3.17	Résultats du calage de GR4J - bassin versant du Rimbaud	112
Tab. 4.1	Bassin versant de l'Orgeval - modules des précipitations, évapotranspirations potentielles et lames d'eau	129
Tab. 4.2	Bassin versant de l'Orgeval - statistiques sur les des précipitations, les évapotranspirations potentielles et les lames d'eau	132
Tab. 4.3	Bassin versant de l'Orgeval - modules des précipitations, évapotranspirations potentielles et lames d'eau par périodes de 3 ans	137
Tab. 4.4	Bassin versant de l'Orgeval - variables hydrologiques	138
Tab. 4.5	Bassin versant de l'Orgeval - résultats de calage - critères	138
Tab. 4.6	Bassin versant de l'Orgeval - résultats de calage - paramètres	139
Tab. 4.7	Bassin versant de l'Orgeval - valeurs moyennes des paramètres	142
Tab. 4.8	Bassin versant de l'Orgeval - modèle GR4J - statistiques sur les résidus	161
Tab. 5.1	Statistiques sur les paramètres de GR4J	183
Tab. 5.2	Bassin versant de l'Orgeval - résultats du calage de GR4J	184
Tab. 5.3	Méthode EG appliquée au modèle GR4J	198
Tab. 5.4	Méthode EG appliquée au modèle GR4J	201
Tab. 5.5	Méthode EG appliquée au modèle GR4J	211

Tab. 5.6	Méthode multidépart appliquée au modèle GR4J	215
Tab. 5.7	Méthode multidépart appliquée au modèle GR4J	216
Tab. 5.8	Calage de GR4J avec transformations des débits	222
Tab. 5.9	Méthode EG appliquée au modèle GR4J avec transformations des débits	248
Tab. 6.1	Bassin versant de l'Orgeval - statistiques sur les lames d'eau	254
Tab. 6.2	Bassin versant de l'Orgeval - statistiques sur les données synthétiques	259
Tab. 6.3	Modules des précipitations et lames d'eau - série synthétique ($k = 0,2$)	263
Tab. 6.4	Variables hydrologiques - série synthétique ($k = 0,2$)	264
Tab. 6.5	Résultats de calage - série synthétique ($k = 0,2$)	264
Tab. 6.6	Résultats de calage - série synthétique [0.2*pq*]	268
Tab. 6.7	Description des séries synthétiques contaminées par des non-stationnarités	272
Tab. 6.8	Quelques statistiques sur les données synthétiques	272
Tab. 6.9	Résultats de calage - série synthétique [0*qtl*100]	276
Tab. 6.10	Description des séries des données réelles contaminées par des non-stationnarités	282
Tab. 6.11	Quelques statistiques sur les données réelles contaminées par des non-stationnarités	282
Tab. 6.12	Description des séries synthétiques générées par simulation	300
Tab. 6.13	Quelques statistiques sur les données synthétiques	301
Tab. 6.14	Valeurs des précipitations et des lames d'eau - série synthétique [0*q.abc*]	301
Tab. 6.15	Variables hydrologiques - série synthétique [0*q.abc*]	303
Tab. 6.16	Méthode EG appliquée au modèle GR4J - série synthétique [0.2*pq*]	308
Tab. 6.17	Méthode EG appliquée au modèle GR4J - série synthétique [*br.qtl*100]	309
Tab. 7.1	Réseau hydrométrique - bassin versant	325
Tab. 7.2	Réseau hydrométrique - parcelle drainée	
Tab. 7.3	Bassin versant du Ru du Four Perriaux - modules des précipitations et des lames d'eau	327
Tab. 7.4	Bassin versant du Ru du Four Rochères - modules des précipitations et des lames d'eau	328
Tab. 7.5	Bassin versant du Ru du Four Perriaux - variables hydrologiques	329
Tab. 7.6	Bassin versant du Ru du Four Rochères - variables hydrologiques	329
Tab. 7.7	Bassin versant du Ru du Four Perriaux - résultats de calage	330
Tab. 7.8	Bassin versant du Ru du Four Rochères - résultats de calage	330
Tab. 7.9	Le bassin versant du Rimbaud - principales caractéristiques	339
Tab. 7.10	Bassins versants du Rimbaud, du Vaubarnier et du Valescure	342
Tab. 7.11	Effets hypothétiques de l'incendie sur le bassin versant du Rimbaud	365

LISTE DES FIGURES

Fig. 1.1	Le concept de modèle	12
Fig. 1.2	Difficultés d'interaction entre la modélisation et l'observation de la réalité	13
Fig. 1.3	Représentation iconique d'un système	17
Fig. 1.4	Le concept du cycle hydrologique	20
Fig. 1.5	Exemple de représentation de l'objet-modèle, du système bassin versant et d'un concept de processus hydrologique pour un modèle global	22
Fig. 1.6	Exemple de représentation de l'objet-modèle par un modèle distribué	22
Fig. 1.7	Le cycle hydrologique comme système	24
Fig. 2.1	Architecture du modèle GR3J	54
Fig. 2.2	Rendements de la pluie et de l'évaporation	55
Fig. 2.3	HU pour $C = 3,7$	57
Fig. 2.4	Organigramme du modèle GR3J	62
Fig. 2.5	Hydrogramme d'un cours d'eau intermittent	66
Fig. 2.6	Simulation des bassins versants Granchain et Coinon par GR3J	67
Fig. 2.7	Simulation du bassin versant du Coinon par GR3J, avec traitement soustractif sur la pluie	69
Fig. 2.8	Localisation des bassins versants étudiés	70
Fig. 2.9	BV40, résultats de simulation	73
Fig. 3.1	Mécanismes de formation de l'écoulement	80
Fig. 3.2	Le concept de zones actives de contribution	80
Fig. 3.3	Propositions de changement selon le point d'intervention dans l'architecture de GR3J	82
Fig. 3.4	Architecture du modèle GR3J, v.32	86
Fig. 3.5	Localisation des 114 bassins versants étudiés par EDIJATNO	89
Fig. 3.6	Quelques caractéristiques des 121 bassins versants	90
Fig. 3.7	Le modèle GR4J	95
Fig. 3.8	Statistiques des critères de qualité de calage de GR4J	99
Fig. 3.9	Prédétermination de la crue cinquantennale par GR4J	100
Fig. 3.10	Distribution des valeurs des paramètres de 121 bassins versants	101
Fig. 3.11	Sensibilités des paramètres pour 121 bassins versants	102
Fig. 3.12a	Valeurs moyennes mensuelles de P, de Q_{calc}, de S/A et de R/B	103
Fig. 3.12b	Valeurs moyennes mensuelles de P, de Q_{calc}, de S/A et de R/B	104
Fig. 3.13	Bassin versant de l'Orgeval - critères de qualité de calage et de contrôle	108
Fig. 3.14	Bassin versant de l'Orgeval - débits observés et calculés	110
Fig. 3.15	Bassin versant de l'Orgeval - pluie et débits observés, débits calculés	111
Fig. 3.16	Bassin versant du Rimbaud - critères de qualité de calage et de contrôle	113
Fig. 3.17	Bassin versant du Rimbaud - pluie et débits observés, débits calculés	115
Fig. 4.1	Une méthode d'identification de la non-stationnarité	121
Fig. 4.2	Bassin versant de l'Orgeval - précipitations, évapotranspirations potentielles et lames d'eau annuelles et ses moyennes mobiles	130
Fig. 4.3	Bassin versant de l'Orgeval - précipitations, évapotranspirations potentielles, lames d'eau et pertes annuelles	133
Fig. 4.4	Bassin versant de l'Orgeval - paramètres a, b, c et d	140
Fig. 4.5	Bassin versant de l'Orgeval - paramètres a, b, c et d - calage par périodes de longueur $\sum_{t=0}^{t=26} t+1$	144

Fig. 4.6 Bassin versant de l'Orgeval - Evolution dans le temps des critères de qualité de GR4J pour des contrôles successifs 147

Fig. 4.7 Bassin versant de l'Orgeval - Evolution dans le temps des paramètres *a*, *b*, *c* et *d* calés sur des séries de durées variables 150

Fig. 4.8 Bassin versant de l'Orgeval - Déviations par rapport au calage sur la période 1963-1989 des contrôles en utilisant des paramètres calés sur des séries de durées variables 151

Fig. 4.9 Bassin versant de l'Orgeval - précipitations, *ETP*, débits observés et calculés, pertes observés et calculées - paramètres calés sur des séries de durées variables 155

Fig. 4.10 Bassin versant de l'Orgeval - Evolution dans le temps des critères de qualité de GR4J pour des contrôles successifs 158

Fig. 4.11 Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - Evolution dans le temps des critères de qualité de GR4J - paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - calage par période longueur $\sum_{t=0}^{t=26} t+1$ 159

Fig. 4.12 Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - calage du modèle GR4J - moyennes mensuelles (pluriannuelles) des P, ETP, Q_{obs},, Q_{calc} et valeurs journaliers des résidus pluriannuelles moyennées sur les mois 163

Fig. 4.13 Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - calage du modèle GR4J - résidus journaliers en fonction du temps 164

Fig. 4.14 Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - calage du modèle GR4J - résidus journaliers versus Q_{calc} et Q_{calc} versus Q_{obs}, 165

Fig. 4.15 Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - calage du modèle GR4J - histogramme et ajustement des résidus à la loi normale 166

Fig. 4.16 Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - calage du modèle GR4J - autocorrélogramme des résidus journaliers 167

Fig. 4.17 Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - calage du modèle GR4J - P, Q_{obs},, Q_{calc} et e_j en octobre 1963 168

Fig. 4.18 Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - calage du modèle GR4J - P, Q_{obs},, Q_{calc} et e_j en hiver et au printemps 1988 169

Fig. 4.19 Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - calage du modèle GR4J - P, Q_{obs},, Q_{calc} et e_j en automne 1966 et en hiver 1967 170

Fig. 4.20 Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - calage du modèle GR4J - P, Q_{obs},, Q_{calc} et e_j en hiver et au printemps 1970 171

Fig. 5.1 Méthode URS appliquée à la fonction d'Hosaki 180

Fig. 5.2 Le modèle SIXPAR 181

Fig. 5.3 Méthode URS appliquée au modèle SIXPAR 181

Fig. 5.4 Méthode URS appliquée au modèle SIXPAR - paramètres de SIXPAR 182

Fig. 5.5 Méthode URS appliquée au modèle GR4J - paramètres *a*, *b*, *c* et *d* 185

Fig. 5.6 Méthode NRS appliquée au modèle GR4J - paramètres *a*, *b*, *c* et *d* 186

Fig. 5.7 Méthode URS appliquée au modèle GR4J - paramètres *a*, *b*, *c* et *d* 187

Fig. 5.8 Méthode URS appliquée au modèle GR4J - paramètres *a*, *b*, *c* et *d* 190

Fig. 5.9 Méthode URS appliquée au modèle GR4J - distance réduite des paramètres 191

Fig. 5.10 Méthodes URS et RL-GR4J appliquées au modèle GR4J 193

Fig. 5.11 Méthode EG appliquée au modèle GR4J - paramètres *a-b* 196

Fig. 5.12 Méthode EG appliquée au modèle GR4J - paramètres *a-c* 197

Fig. 5.13 Méthode EG appliquée au modèle GR4J - paramètres *a-d* 199

Fig. 5.14 Méthode EG appliquée au modèle GR4J - paramètres *a-b* 202

Fig. 5.15 Méthode EG appliquée au modèle GR4J - paramètres *a-c* 204

Fig. 5.16	Méthode EG appliquée au modèle GR4J - paramètres *a-c*	205
Fig. 5.17	Méthode EG appliquée au modèle GR4J - paramètres *a-d*	207
Fig. 5.18	Méthode EG appliquée au modèle GR4J - paramètres *c-d*	208
Fig. 5.19	Méthode EG appliquée au modèle GR4J - paramètres *b-c*	209
Fig. 5.20	Méthode EG appliquée au modèle GR4J - paramètres *b-d*	210
Fig. 5.21	Méthode EG appliquée au modèle GR4J - courbes d'isocritère	213
Fig. 5.22	Méthode multidépart appliquée au modèle GR4J - paramètres *a*, *b*, *c* et *d*	217
Fig. 5.23	Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - résidus et résidus relatifs journaliers	219
Fig. 5.24	Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - paramètres *a*, *b*, *c* et *d*	224
Fig. 5.25	Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - paramètres *a*, *b*, *c* et *d*	225
Fig. 5.26	Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - paramètres *a*, *b*, *c* et *d*	226
Fig. 5.27	Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - calage du modèle GR4J - résidus journaliers en fonction du temps	227
Fig. 5.28	Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - calage du modèle GR4J - résidus journaliers en fonction Q_{calc} et Q_{calc} en fonction Q_{obs},	228
Fig. 5.29	Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - calage du modèle GR4J - histogramme et ajustement des résidus à la loi normale	229
Fig. 5.30	Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - calage du modèle GR4J - autocorrélogramme des résidus journaliers	230
Fig. 5.31	Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - calage du modèle GR4J - autocorrélogramme des résidus journaliers	231
Fig. 5.32	Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - calage du modèle GR4J - résidus journaliers en fonction Q_{calc} et Q_{calc} en fonction Q_{obs},	232
Fig. 5.33	Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - Evolution dans le temps des critères de qualité pour des calages avec transformation des débits	235
Fig. 5.34	Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - Evolution dans le temps des critères de qualité pour des calages avec transformation des débits	237
Fig. 5.35	Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - calage de GR4J sur une période sèche	239
Fig. 5.36	Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - calage de GR4J sur une période humide	240
Fig. 5.37	Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - contrôle de GR4J sur une période sèche	242
Fig. 5.38	Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - contrôle de GR4J sur une période humide	243
Fig. 5.39	Méthode EG appliquée au modèle GR4J - courbes d'isocritère	246
Fig. 5.40	Méthode EG appliquée au modèle GR4J - perspective	247
Fig. 6.1	Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - lames d'eau annuelles	255
Fig. 6.2	Débits synthétiques de référence et débits synthétiques modifiés	256
Fig. 6.3	Débits synthétiques de référence et débits synthétiques modifiés	258
Fig. 6.4	Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - paramètres *a*, *b*, *c* et *d*	260
Fig. 6.5	Bassin versant de l'Orgeval l'Orgeval - paramètres *a*, *b*, *c* et *d*	261
Fig. 6.6	Paramètres *a*, *b*, *c* et *d*	262
Fig. 6.7	Evolution dans le temps des critères de qualité de GR4J - série [0.2*pq*]	267
Fig. 6.8	Calage de GR4J sur les données réelles et sur la série [0.2*pq*] - résidus	269
Fig. 6.9	Calage de GR4J sur les données réelles et sur la série [0.2*pq*] - résidus	270
Fig. 6.10	Calage de GR4J sur les données réelles et sur la série [0.2*pq*] - résidus	271
Fig. 6.11	Paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - calage sur la série [0*qtl*50]	274
Fig. 6.12	Paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - calage sur la série [0*qtl*100]	275
Fig. 6.13	Evolution dans le temps des critères de qualité de GR4J - série [0*qtl*100]	278
Fig. 6.14	Paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - calage sur la série [0,2*pqtl*100]	280
Fig. 6.15	Paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - calage sur la série [0*qs*1 *qm*]	281
Fig. 6.16	Paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - calage sur la série [*br.qtl*50]	283
Fig. 6.17	Paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - calage sur la série [*br.qtl*100]	284

Fig. 6.18	Paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - calage sur la série [*br.q1qm*]	285
Fig. 6.19	Evolution dans le temps des critères de qualité de GR4J - série [*br.qtl*100]	288
Fig. 6.20	Paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - calage différentes séries synthétiques construites par évolution des paramètres au cours du temps	291
Fig. 6.21	Débits simulés par GR4J - A = 191 mm, 0,1A et 6A	293
Fig. 6.22	Débits simulés par GR4J - B = 29 mm, 0,1B et 6B	294
Fig. 6.23	Débits simulés par GR4J - C = 1,3 j, 0,4C et 4C	296
Fig. 6.24	Débits simulés par GR4J - D = 0,04 mm/j, 10(D<0) et 10(D>0)	298
Fig. 6.25	Précipitations et lames d'eau annuelles et ses moyennes mobiles - série [0*q.abc*]	302
Fig. 6.26	Paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - calage sur la série [0*q.abc*]	304
Fig. 6.27	Paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - calage sur la série [0,2*q.abc*]	306
Fig. 6.28	Paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - calage sur la série [0,2*p*0,3*q.abc*]	307
Fig. 7.1	Le drainage agricole dans le bassin versant	316
Fig. 7.2	Carte oro-hydrographique	323
Fig. 7.3	Carte d'occupation du sol	324
Fig. 7.4	Bassins versants *BTM* et *BDR* - précipitations et lames d'eau annuelles	328
Fig. 7.5	Bassin versant du Ru du Four à Perriaux - paramètres *a*, *b*, *c* et *d*	331
Fig. 7.6	Bassin versant du Ru du Four à Rochères - paramètres *a*, *b*, *c* et *d*	332
Fig. 7.7	Bassin versant du Ru du Four à Rochères - évolution dans le temps des critères de qualité de GR4J pour des contrôles successifs	334
Fig. 7.8	Bassin versant du Ru du Four à Perriaux - évolution dans le temps des critères de qualité de GR4J pour des contrôles successifs	335
Fig. 7.9	Localisation du bassin expérimental du Réal Collobrier	340
Fig. 7.10	Localisation des bassins versants du Rimbaud, du Vaubarnier et du Valescure	340
Fig. 7.11	Précipitations et lames d'eau écoulées annuelles - *BIC*, *BT1* et *BT2*	343
Fig. 7.12	Courbes des doubles cumuls sur les précipitations de *BIC*, *BT1* et *BT2*	344
Fig. 7.13	Moyennes mobiles des précipitations et des lames d'eau écoulées annuelles - *BIC*, *BT1* et *BT2*	345
Fig. 7.14	Résultats de calage par périodes de 3 ans - *BIC*, *BT1* et *BT2*	348
Fig. 7.15	Bassin versant du Rimbaud - paramètres *a*, *b*, *c* et *d*	349
Fig. 7.16	Bassin versant du Rimbaud - calage du modèle GR4J - P, Q_{obs} et Q_{calc} - 1987	352
Fig. 7.17	Bassin versant du Rimbaud - paramètres *a*, *b*, *c* et *d*	354
Fig. 7.18	Bassin versant du Vaubarnier - paramètres *a*, *b*, *c* et *d*	356
Fig. 7.19	Bassin versant du Valescure - paramètres *a*, *b*, *c* et *d*	357
Fig. 7.20	Bassin versant du Rimbaud - évolution dans le temps des critères de qualité de GR4J pour des contrôles successifs	360
Fig. 7.21	Bassin versant du Vaubarnier - évolution dans le temps des critères de qualité de GR4J pour des contrôles successifs	363

Introduction générale

INTRODUCTION GENERALE

Au cours de cette étude nous essayons d'élargir le champ d'application d'un modèle pluie-débit empirique global. Deux applications différentes ont été envisagées : le cas des bassins versants intermittents et le cas des bassins versants particuliers dont la relation pluie-débit devient non-stationnaire en raison soit d'interventions humaine, soit d'événements capables de changer de façon importante certaines caractéristiques physiques du bassin.

L'option de traiter ce genre de questions par un modèle empirique global qui en plus utilise une structure simple à peu de paramètres peut sembler à beaucoup de chercheurs en hydrologie comme étant un choix inadéquat. En effet, comment rendre compte, diront-ils, des effets d'actions anthropiques qui ne changent que certaines caractéristiques spécifiques d'un bassin versant avec une modélisation globale des processus ? Comment considérer, en utilisant une représentation globale de l'espace, les interventions qui ne touchent qu'un pourcentage de la surface du bassin ? Est-ce possible, dans le cas des bassins intermittents, de bâtir un modèle qui marche, sans l'introduction des différentes formulations des échanges d'eau souterraine et d'eau en surface, par exemple par une représentation à plusieurs réservoirs, dans le cas d'une conceptualisation classique, ou au travers d'une description la plus proche possible de la réalité des écoulements en milieux poreux, dans le cas d'une modélisation fondée sur la mécanique des fluides ?

En réalité, ces questions sont des expressions particulières d'un débat concernant les programmes de recherche en sciences hydrologiques, qui a connu plusieurs développements, dès l'apparition des premiers modèles conceptuels, vers les années 60.

Entre les modèles conceptuels classiques et ceux que l'on appelle ici, par référence à la démarche de modélisation, des modèles empiriques, les points clés du débat concernent la validation des sous-structures qui les composent, le rôle de l'inspiration physique dans leur développement ainsi que l'emploi d'un critère de simplicité. Est-il possible de n'utiliser que 3 ou 4 paramètres calables dans la structure d'un modèle pour bien représenter les processus hydrologiques à l'échelle du bassin versant, tels qu'on les connaît à partir des informations hydrologiques usuellement disponibles ? Est-il possible de caler et de valider des modèles dont le nombre de paramètres dépasse 15 ou même 20 ainsi que le nombre de sous-processus décrits ? Telle est la nature d'une des directions du débat.

Ces questions concernant le niveau de complexité d'un modèle hydrologique ont été abordées *e.g.* : par MICHEL (1983), par EDIJATNO et MICHEL (1989) et par EDIJATNO (1991), qui ont proposé le modèle empirique GR3J, à 3 paramètres. Elles ont été également discutées par SUGAWARA (cité par FRANCHINI et PACCIANI, 1991) quand il a bâti le modèle empirique Tank et par NAEF (1981), quand il a testé un certain nombre de modèles simples, fonctionnant par événement. JAKEMAN et HORNBERGER (1993) ont récemment traité de la question concernant le nombre de paramètres appropriés pour décrire la relation pluie-débit quand on ne dispose que des données de pluie, de température atmosphérique et de débit, comme il est presque toujours le cas.

Le problème du calage automatique des modèles conceptuels à grand nombre de paramètres a occupé plusieurs autres chercheurs au cours des 30 dernières années. On rencontre un grand nombre de travaux ayant beaucoup contribué à mettre en évidence des problèmes de redondances entre les sous-structures de ce type de modèles, des risques de

mauvais calage ou même d'impossibilité de calage. Parmi les pionniers on trouve les travaux d'IBBITT et O'DONNELL (1971), d'IBBITT (1972), de JOHNSTON et PILGRIM (1976), de MEIN et BROWN (1978), de l'équipe conduite par SOROOSHIAN (pour une synthèse de ces travaux, voir SOROOSHIAN, 1991), de KUCZERA (1983 a et b), de TROUTMAN (1985) ....

IBBITT et O'DONNELL (1971) sont les premiers à avoir étudié l'impact sur le calage et l'analyse d'incertitude des paramètres des modèles conceptuels, de certaines structures de bruits synthétiques introduits sur des séries de données de pluie et de débit également synthétiques. MEIN et BROWN (1978) et TROUTMAN (1985) contribuent dans une large mesure à l'établissement d'un cadre statistique formel orienté vers l'analyse de sensibilité et l'analyse d'incertitude de ce même type de modèle.

SOROOSHIAN, au cours de plus de 20 années considère différents aspects de l'identification et d'analyse de sensibilité des paramètres. A titre d'exemple, SOROOSHIAN et DRACUP (1980) proposent deux traitements différents du calage, selon les caractéristiques des résidus du modèle : une fonction critère pour faire face au problème de l'hétéroscédasticité des résidus et une autre fonction critère pour faire face au problème d'autocorrélation des résidus. Plus récemment, DUAN, SOROOSHIAN et GUPTA(1992) proposent une nouvelle méthode de calage fondé sur les méthodes dites globales, qui ne font pas d'hypothèse sur les caractéristiques statistiques des résidus du modèle. KUCZERA (1981 a et b), à son tour, propose d'utiliser la démarche bayesienne dans le calage.

Si l'on reconnaît des progrès considérables sur des questions importantes comme l'analyse d'incertitude des modèles conceptuels, on regrette en revanche de ne pas rencontrer dans la majorité de ces travaux des références à la démarche de modélisation. Or, une des origines des problèmes de calage décrits se trouve justement dans une démarche de modélisation qui tout en restant conceptuelle veut décrire l'ensemble de sous-processus hydrologiques. En conséquence, on se trouve face à des modèles à grande nombre de paramètres, une évidence d'un haut niveau de complexité. Ces paramètre sont difficiles à identifier, d'une part en raison des interactions entre les sous-processus hydrologiques qui se traduisent par de fortes corrélations entre les paramètres, d'autre part simplement par le manque de connaissance et d'information sur les sous-processus conceptualisés.

Entre les modèles conceptuels et empiriques confondus et les modèles dits fondés physiquement, le débat a dépassé le cadre des démarches et des techniques de modélisation au sens strict, pour toucher à des questions concernant l'hydrologie expérimentale, des études comparées des progrès des sciences physiques et hydrologiques et des analyses de nature épistémologique. On peut citer comme des artisans de ce débat les concepteurs du modèle S.H.E. (Système Hydrologique Européen), un modèle fondé physiquement, en particulier BEVEN, ABBOTT et O'CONNELL (*e.g.* : BEVEN et O'CONNELL, 1982 ; ABBOTT *et al.*, 1986 a et b) qui ont écrit quelques un des premiers articles concernant ce modèle.

En effet, par rapport à un certain nombre de modèles fondés physiquement et qui représentent la physique d'une particularité des processus hydrologiques dans un cadre d'activité de recherche, le S.H.E. ainsi que le Institute of Hydrology Distributed Model sont des modèles qui décrivent les processus hydrologiques à un niveau qui leur permet des utilisations également dans un cadre d'application pratique, à l'échelle du bassin versant. D'après ABBOTT *et al.* (1986 a), le modèle S.H.E. devrait constituer la seule solution en vue de traiter des questions telles que l'identification et la simulation des effets d'actions anthropiques

sur la relation pluie-débit, le mouvement des sédiments et des polluants, entre autres, que les modèles conceptuels sont supposés inadéquats à résoudre.

Cependant, dans le cadre scientifique ainsi que dans le cadre technologique, les modèles fondés physiquement se trouvent face à des difficultés significatives (*e.g.* : BINLEY *et al.*, 1989 a ; JENSEN et MANTOGLOU, 1993 ; BATHURST et O'CONNELL, 1993 ...). Etant donné leurs difficultés à valider les hypothèses physiques qui font partie de leurs structures, ces modèles ressemblent beaucoup aux modèles conceptuels, tout en étant considérablement plus lourds dans l'utilisation.

A la fin des années 80 BEVEN (*e.g.* : BEVEN, 1989) adopte une position critique vis à vis de la démarche de modélisation fondée physiquement, comme elle se présente à nos jours. Il est un des pionniers, avec DOOGE (*e.g.* : DOOGE, 1986 ; DOOGE, 1988 ...) et KLEMES (*e.g.* : KLEMES, 1982 ; KLEMES, 1988 ...) à adopter des analyses de fond épistémologique des progrès des sciences hydrologiques, en se basant sur l'épistémologie de la physique en général, et de la mécanique classique en particulier. BEVEN applique de façon explicite des modèles épistémologiques du progrès de la science (BEVEN, 1987), tandis que KLEMES participe dans ce débat plutôt en soulignant les différences entre les démarches de recherche d'inspiration scientifique ou technologique (KLEMES, 1986). DOOGE, à son tour, a considéré les chances de l'avènement d'une théorie hydrologique générale, qui devrait se situer entre une description purement mécanique des phénomènes et une approche essentiellement stochastique où aucune référence conceptuelle ou physique n'apparaît (DOOGE, 1986).

Malgré la tache apparemment très difficile de bâtir des modèles fondés physiquement, on ne peut pas dire que la démarche de modélisation empirique gagne en acceptation dans le domaine de l'hydrologie. Quand on fait référence au développement de la physique et, en particulier de la mécanique classique, on peut comprendre la nature des méfiances vis à vis des modèles empiriques. Les succès d'une démarche réductionniste qui cherche à expliquer les liens de cause à effet de phénomènes réductibles en complexité sont indéniables. On entend ici par phénomènes réductibles en complexité essentiellement ceux dont on peut isoler les variables intervenantes et les variables contrôlées par mesure et par expérimentation. Cela veut dire, qu'il est possible de connaître les conditions aux limites du phénomène étudié et son évolution dans le temps et dans l'espace. Il s'agit généralement de phénomènes reproductibles en laboratoire ou qui se manifestent dans la nature avec une périodicité certaine, tels que les mouvements planétaires, facilitant l'observation.

La question est de savoir si les processus hydrologiques à l'échelle du bassin versant, comme d'autres dans le domaine de l'environnement, peuvent être traités par une démarche réductionniste telle qu'en mécanique classique. C'est un des sujets discutés dans le chapitre 1, où on essaye d'évaluer la fécondité du programme de recherche en modélisation empirique, par rapport aux programmes de recherche en modélisation conceptuelle et fondée physiquement. On espère, dans ce chapitre, fournir des éléments pour justifier le choix d'aborder par une démarche empirique les problèmes que l'on se pose tout au long de ce rapport.

Les chapitres 2 et 3 traitent spécifiquement de la modélisation des bassins versants à cours d'eau intermittents. Il s'agit de la première question du présent travail. En effet, les conséquences des interventions humaines dans les bassins versants, soit dans un contexte rural (drainage agricole, déboisement, remembrement, ...), soit dans un contexte urbain (urbanisation progressive) sont évidemment plus perceptibles à l'échelle des petits bassins, à des surfaces inférieures à 100 km^2. Or, pour certains de ces bassins les cours d'eau ont un fonctionnement

intermittent. C'est le cas de deux des trois bassins que nous étudions, quand on étudie un cas d'incendie de forêt dans la région méditerranéenne.

EDIJATNO et MICHEL (*e.g.* : EDIJATNO, 1991) avaient déjà remarqué que le modèle GR3J n'était pas capable de bien simuler deux cas de bassin versant à cours d'eau intermittent, parmi les bassins qui composaient l'échantillon utilisé dans le développement du modèle. Pour traiter cette question ils ont essayé deux types de changement dans la structure du modèle et ont réussi à améliorer considérablement la représentation des deux bassins par GR3J au travers de l'une d'entre elles. Cependant, une recherche ayant pour objectif de mieux comprendre les raisons d'une mauvaise performance du modèle vis-à-vis de ces deux cas d'intermittence, ainsi que la réalisation de tests ultérieurs concernant les changements envisagés dans la structure du modèle et éventuellement la proposition de nouveaux changements, s'avéraient nécessaires. Il était de plus important d'augmenter l'échantillon des bassins de cette nature, et de tester les nouvelles versions du modèle également sur l'ensemble des bassins pérennes pour lesquels GR3J marchait correctement, en vue de garantir la généralité des solutions envisagées.

Les chapitres 2 et 3 peuvent être lus aussi comme un exemple de la démarche empirique adoptée dans le développement de GR3J, même s'il s'agit ici d'une amélioration apportée à un modèle déjà opérationnel. Le résultat de ces essais à conduit à la proposition du modèle GR4J.

Le problème de la non-stationnarité de la relation pluie-débit est traité dans les chapitres 4, 6 et 7. Dans le chapitre 4 un cas de bassin versant supposé stationnaire est étudié en utilisant une méthodologie adéquate pour détecter des cas de non-stationnarité d'origine anthropique. Le but étant ici de vérifier si le modèle est capable de distinguer des effets des variations climatiques naturelles par rapport aux effets d'intervention humaine sur la relation pluie-débit. Dans le chapitre 6, le modèle est testé sur plusieurs cas de non-stationnarités synthétiques introduites sur des séries de données hydrologiques. Le chapitre 7 rapporte deux cas d'étude où les bassins versants ont réellement subi des changements dans l'occupation du sol, à savoir : un cas de drainage agricole et un cas de destruction de la couverture végétale par un incendie de forêt.

Les chapitres 4, 6 et 7 permettent deux lectures. D'une part, le fait d'utiliser le modèle dans des conditions de changement de la relation pluie-débit doit être vu comme un test considérablement plus exigent que la validation classique par le partage de la série de données en deux sous-séries, l'une destinée au calage et l'autre réservée au contrôle (KUCZERA, 1993). D'après KLEMES (1986), la validation classique peut n'être qu'un exercice d'interpolation, car l'information présente dans la sous-série de contrôle est souvent la même que celle contenue dans la sous-série de calage. Nous montrons dans le chapitre 4 que cela n'est pas toujours le cas, car la relation pluie-débit peut évoluer beaucoup plus qu'on le suppose, face aux fluctuations climatiques. Mais c'est justement le fait d'avoir voulu tester l'hypothèse de robustesse des paramètres du modèle face aux variations du climat qui nous a permit d'arriver à cette conclusion.

D'autre part, dans un contexte d'application pratique des modèles le problème de pouvoir identifier et surtout prédéterminer les conséquences sur la relation pluie-débit d'actions anthropiques sur le bassin versant est d'actualité. En effet, la mise en place de solutions compensatoires, par exemple, ou l'évaluation du coût économique d'un changement du comportement hydrologique du bassin, pourvu que l'on veille le faire à partir de bases rationnelles, dépend de notre capacité à quantifier avec un niveau d'incertitude étroit les effets

de telles actions. Or, à l'heure actuelle on est en mesure d'établir des réflexions qualitatives à ce sujet, même si souvent la polémique demeure (*e.g.* : ROBINSON, 1990 ; AGENCE FINANCIERE DE BASSIN SEINE NORMANDIE, 1979). En revanche, la quantification des effets d'actions anthropiques n'est faite qu'avec un niveau d'incertitude souvent élevé. Ici nous nous intéressons à cet aspect quantitatif du problème. A titre d'exemple, on rencontre dans ROQUEPLO (1993), dans THEYS et KALAORA (1992) et dans WATERSTONE (1993) des réflexions concernant les conséquences de l'incertitude dans la quantification des effets anthropiques sur l'établissement des politiques visant la protection de l'environnement.

Dans le chapitre 5, trois méthodes de calage global, c'est-à-dire, des méthodes qui essayent d'explorer toute l'hypersurface de la fonction critère sont employées pour le calage de GR4J, à la place de la méthode de calage par recherche locale normalement utilisée dans le modèle. L'objectif de cette étude n'étant pas de trouver une autre méthode de calage pour substituer cette dernière, mais surtout de mieux connaître l'allure de l'hypersurface de la fonction critère vue paramètre par paramètre ou par paire de paramètres et d'évaluer le risque que la méthode de recherche locale s'arrête sur un maximum secondaire. Une telle étude nous a semblé nécessaire pour s'assurer de ne pas interpréter comme une non-stationnarité au niveau de l'évolution des valeurs des paramètres au cours du temps ce qui pourrait n'être que le résultat d'un mauvais calage.

Chapitre 1

CHAPITRE 1

Quelques Réflexions sur la Modélisation Pluie-Débit en Hydrologie

1.1 - INTRODUCTION

Dans le présent rapport, nous entendons par programme de recherche un concept proche à celui employé par KUHN (1983), quand il fait référence à l'ensemble des problèmes que les chercheurs abordent dans le cadre d'un paradigme. Ainsi, dans un contexte de modélisation, un programme de recherche particulier comprend les bases théoriques, les principes et les hypothèses, les outils mathématiques et les méthodes d'observation et d'expérimentation mis à disposition du modélisateur pour bâtir un modèle.

En hydrologie, nous identifions essentiellement quatre programmes de recherche de modélisation, à savoir : modélisation conceptuelle, modélisation empirique, modélisation fondé physiquement et modélisation linéaire (au sens statistique du terme). Dans ce chapitre nous proposons de mener une discussion sur les trois premiers programmes. Notre objectif est de bien préciser leurs buts et de les confronter aux résultats obtenus jusqu'à présent. En parallèle nous considérons encore les moyens mathématiques et expérimentaux mis au point, afin de vérifier s'ils sont compatibles avec les tâches que chaque programme se propose de résoudre. Par l'intermédiaire de cette réflexion, nous espérons de plus vérifier si chacun de ce programmes constitue un cadre fécond permettant de contribuer au progrès de la connaissance en hydrologie.

Les réflexions développées tout au long de ce chapitre sont en grande partie inspirées de discussions avec Claude MICHEL et avec KAUARK-LEITE. Le modèle GR4J employé dans cette recherche résulte de la vision critique et originale de MICHEL au sujet de la modélisation en hydrologie (*e.g.* : MICHEL, 1994). KAUARK-LEITE a mené dans le cadre de sa thèse (KAUARK-LEITE, 1990) une réflexion approfondie sur l'utilité des modèles mathématiques pour la gestion de la pollution diffuse d'origine agricole.

Deux articles servent de référence principale au présent chapitre, à savoir : NASCIMENTO et MICHEL (1991) et KAUARK-LEITE et NASCIMENTO (1993) (voir l'annexe 1.1). En particulier, les paragraphes 1.3, 1.6, 1.7 et 1.8 sont retirés de ces deux articles, avec des modifications en vue d'y introduire le concept de modélisation empirique.

1.2 - DEFINITON DU TERME MODELE

Il est fréquent de trouver dans les chapitres initiaux de textes sur la modélisation mathématique le constat que le mot modèle possède une multitude de significations différentes. CASTI (1989), dans le premier paragraphe de son ouvrage "Alternate Realities - mathematical models of nature and man", fait même référence à certains sens communs du terme, comme les

mannequins des pages de la revue Vogue ou les miniatures des voitures sportives. Sans aller si loin, déjà dans le domaine scientifique ou technologique on éprouve le besoin d'ajouter au mot modèle des adjectifs comme "physique", "théorique" ou "mathématique" en vue d'être clair sur l'acception du terme que l'on utilise. Il nous semble, donc, utile de prendre le risque du manque d'originalité pour discuter quelques aspects de la signification du mot modèle.

Si l'on fait référence au sens voulu ici, on va dire d'une façon très synthétique qu'un modèle est une représentation de la réalité. Bien entendu, il s'agit là d'une réalité particulière sur laquelle le modélisateur est capable d'établir un discours scientifique - un discours formel, logique et passible d'être mis à l'épreuve - en se servant de certains instruments de connaissance et de reproduction de connaissance. Ce discours est généralement constitué par une théorie ou un ensemble de théories scientifiques au sujet du processus modélisé. Le corps théorique fournit également les moyens expérimentaux d'observation et de mesure capables de générer des informations concrètes sur le processus qui vont ultérieurement alimenter le modèle. Ainsi, le modèle peut être vu comme un outil spécifique d'organisation d'une certaine connaissance sur une réalité particulière, telle qu'elle est perçue par le modélisateur. Par ce fait, il est lui même un instrument de connaissance et de reproduction de connaissance. Comme l'affirme BONITZER (1993), *lorsqu'on représente un phénomène par un autre, il faut bien un commencement d'explication théorique pour justifier cette mise en correspondance.*

Pour les modèles, les théories avancent des hypothèses sur les phénomènes étudiés, comme par exemple l'ensemble des théories hydrologiques du cycle de l'eau, ou jouent un rôle de référence théorique générale, comme la théorie des systèmes dynamiques pour les modèles conceptuels (*e.g.* : NASCIMENTO et MICHEL, 1992 ; KAUARK-LEITE et NASCIMENTO, 1993). Les théories offrent également des possibilités d'échange d'outils mathématiques et expérimentaux entres applications différentes et donnent aux modèles un caractère général.

Pour les théories, les modèles ouvrent des possibilités de réalisation de nouvelles expériences et, dans certains cas, des possibilités d'extension à d'autres domaines d'application. Il peut évidemment arriver que, au cours du développement ou de l'utilisation d'un modèle, des hypothèses originales conduisent à la proposition de théories nouvelles. En effet, cela n'est pas rare dans les domaines scientifiques où les interactions entre expérimentation et théorisation sont bien développées.

En revanche, comme on aura l'occasion de le voir par la suite, il ne suffit pas qu'un modèle en tant qu'outil expérimental soit invalidé pour que l'on invalide le corps théorique sur lequel il est fondé. Cela est l'une des raisons pour lesquels si l'on suit CASTI (1989) quand il considère qu'un modèle est une expression mathématique d'une théorie particulière, on ne le suit pas quand il affirme qu'en termes pratiques, dans le domaine des modèles mathématiques, il y a peu de choses qui séparent théorie et modèle.

En effet, le modèle est en général plus restreint, plus spécifique à une certaine réalité qu'une théorie. Le modèle peut encore incorporer des éléments empiriques sur lesquels une théorie, à un moment donné, n'est pas complètement établie. Selon la démarche de construction du modèle, la base théorique de départ peut même être bien sommaire, l'exercice empirique de mise au point du modèle se constituant en un outil expérimental de développement de la théorie. DELATTRE (1979) souligne encore l'effort d'imagination et d'intuition qui est particulier à la pratique de construction d'un modèle.

La figure 1.1 met en évidence que si le modèle doit se conformer à une réalité observée (qualité d'ajustement aux données expérimentales), il doit aussi être capable d'aller au delà de son domaine de validité (qualité de pouvoir de prévision). Cependant, si une théorie peut toujours avancer des hypothèses dans le domaine de l'inobservable (à un moment donné) généralement cet attribut dépasse l'objectif de la plupart des modèles.

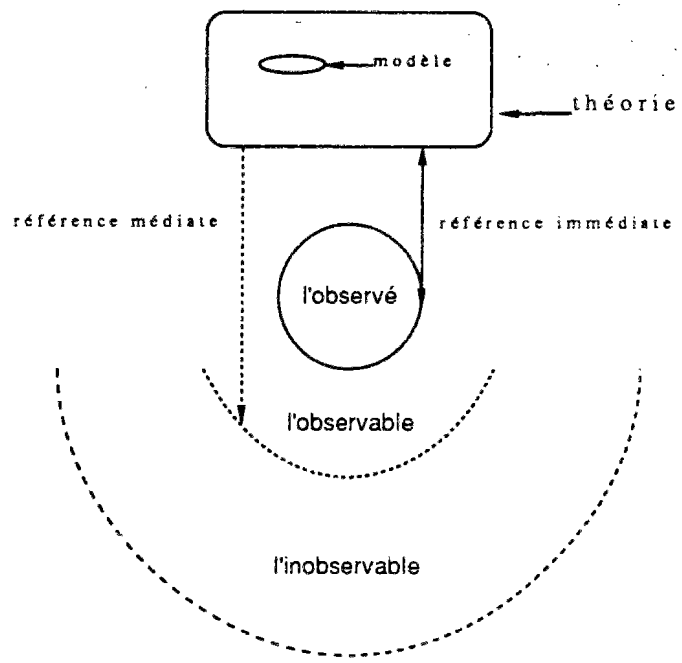


Fig. 1.1 - Le concept de modèle (adapté d'après BUNGE, 1974)

Par la figure 1.1 on voit qu'un modèle est toujours relationnel, il renvoie à autre chose que lui même (KAUARK-LEITE, 1990). Et à quoi exactement renvoie un modèle ? D'une part, bien entendu, il renvoie à la réalité modélisée (l'observé et l'observable). D'autre part, il fait référence (implicite) à son propre but, c'est à dire à la question à laquelle on attend qu'il apporte sinon une réponse précise et absolue, au moins l'ouverture de nouveaux chemins de réflexion.

D'après THOM (1979) s'il est possible de construire un nombre infini de modèles sur une réalité particulière, ce sont les questions posées *a priori* qui sont les balises capables de restreindre les choix du modélisateur. Une fois le modèle construit, ces questions constituerons le cadre objectif pour juger de l'utilité du modèle. THOM (1979) souligne qu'un modèle n'est utile que quand il donne des réponses satisfaisantes aux questions se trouvant à l'origine de son développement.

La complexité infinie de la réalité, d'une part, et les restrictions d'ordre pratique imposées par les questions auxquelles le modèle doit donner des réponses, d'autre part, font qu'un modèle sera toujours une représentation incomplète de la réalité. Comme dans le cas de cette carte de l'Argentine envisagée par un personnage de BORGES et CASARES, tellement fidèle à son objet que chacun de ses points devait correspondre à un point de la surface du pays, *un modèle qui est identique point par point à l'objet modélisé serait alors l'objet lui-*

même (BONITZER, 1993). *Le modèle est donc nécessairement réducteur de la complexité naturelle* (KAURK-LEITE, 1990). *Il est une image de la réalité modélisée par oubli de nombreuses propriétés jugées non pertinentes pour les questions posées* (ROCHE, 1988).

Les réponses apportées par le modèle sont donc conditionnées par la connaissance du phénomène modélisé, par la question posée et par les choix du modélisateur face à ces deux repères. Cela nous amène à un problème souvent évoqué quand il s'agit de discuter justement du but ou de l'utilité d'un modèle. Puisque le modèle est une synthèse de connaissance acquise, *comment une simulation pourra-t-elle jamais nous dire quelque chose que nous ne sachions pas déjà ?* (SIMON, 1991). En d'autres termes, qu'est-ce qui nous amène à affirmer, comme nous venons de le faire, que le modèle est un instrument de connaissance ?

D'une part, s'il est vrai que les réponses du modèle sont conditionnées par les hypothèses que nous utilisons pour le construire, il est aussi vrai qu'à partir des possibilités ouvertes par la simulation nous pouvons tirer différentes conséquences de ces hypothèses, qui seraient d'une obtention difficile en utilisant uniquement le raisonnement abstrait. Le modèle permet par ce biais de construire une diversité de scénarios qui sont autant de réalisations possibles du phénomène observé.

D'autre part, un modèle peut être un instrument de connaissance justement parce qu'il permet de simuler un phénomène en faisant abstraction de certaines de ses caractéristiques qui ne sont pas accessibles en raison d'un manque de connaissance théorique ou à cause d'un manque d'information. Or, il est fréquent que l'on ne dispose pas de toutes les connaissances et de toutes les données sur le phénomène modélisé, surtout dans le domaine des systèmes naturels comme ceux étudiés en hydrologie ou dans d'autres sciences de l'environnement.

Néanmoins, face à la puissance des ressources informatiques, un manque d'intérêt dans la recherche expérimentale peut se développer et nuire au progrès de la connaissance dans un domaine donné (figure 1.2). Il s'agit d'une part du risque de confondre modèle et réalité et d'autre part de consacrer presque tous les efforts de recherche au développement de modèles. Ces questions sont souvent sujets de débat et seront discutées un peu plus en détail dans le présent chapitre.

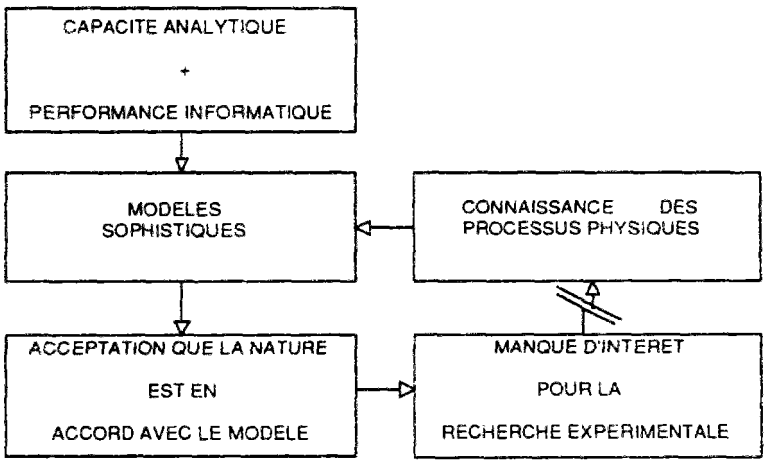


Fig. 1.2 - Difficultés d'interaction entre la modélisation et l'observation de la réalité (adapté d'après MAIONE, 1988).

1.3 - THEORIES ET PROGRAMMES DE RECHERCHE DE MODELISATION EN HYDROLOGIE

La formulation théorique qui semble être la plus spécifique à l'hydrologie provient de l'association du principe de conservation de la masse, qui est un principe général de la mécanique classique, au concept de cycle hydrologique, dont résulte l'équation du bilan hydrique[1]. Cette formulation est particulièrement adaptée aux programmes de recherches dont résultent les modèles conceptuels (MC) et les modèles empiriques (ME). Ces modèles envisagent la représentation des processus hydrologiques qui ont lieu entre la méso-échelle et la macro-échelle spatiale dont la longueur caractéristique, c'est à dire la longueur de l'unité spatiale utilisée par le modèle pour la résolution des équations qui décrivent les processus se situe entre 10^2 et 10^5 m. Ces longueurs sont celles de la plupart des bassins versants ou d'un module à l'intérieur du bassin versant.

Les MC intègrent des facteurs complexes des processus hydrologiques en essayant de décrire le concept physique du comportement du système étudié par une représentation plus simple qui, bien que dépourvue de réalité physique, manifeste une volonté de lien avec l'objet réel. Dans ce type de modélisation on essaie de combiner des formulations physiques et empiriques développées dans un contexte hydrologique à des outils mathématiques originaires de la théorie des systèmes dynamiques, pour bâtir des structures censées reproduire les sorties du système (*e.g.* : le débit ou la concentration à l'exutoire des bassins versants) à partir des variables d'entrées (*e.g.* : la pluie, l'évapotranspiration, la couverture végétale, certaines pratiques agricoles, ...). Les MC mettent donc l'accent sur la reproduction du comportement du système hydrologique plutôt qu'ils n'avancent des explications causales sur ce comportement, c'est à dire, sur la dynamique interne du système. Dans l'approche conceptuelle on ignore les détails qui sont trop complexes pour être inclus, ceux qui sont inconnus ou tout simplement peu importants; il est nécessaire, cependant, que le comportement général soit reproduit (KUNDZEWICZ et DUCKSTEIN, 1990).

Les ME et les MC possèdent, en commun, les mêmes références théoriques. Cela, en plus du fait que les exemples de ME sont rares, est à l'origine de la fréquente assimilation des ME aux MC dans la littérature. Cependant, l'adoption d'une démarche de modélisation empirique ou conceptuelle conduit à des résultats (modèles) qui les départagent clairement. Pour l'essentiel, dans la construction d'un modèle par la démarche empirique on essaye de progresser à partir d'une structure très simple et de valider par un grand nombre de cas d'étude, chaque changement apporté à cette structure de départ. Nous consacrerons par la suite un paragraphe pour discuter de la spécificité des ME[2].

---

[1] Bien entendu, on rencontre dans l'hydrologie des théories particulières comme la théorie d'infiltration de Horton, la théorie hortonienne de formation de l'écoulement (HORTON, 1933, cité par LINSLEY, KOHLER et PAULHUS, 1982). Sur la formation de l'écoulement on a vu plus récemment la proposition de la théorie des surfaces de contribution à l'écoulement en région humide (*e.g.* : DUNNE, MOORE et TAYLOR, 1975 ; PEARCE, STEWARD et SKLASH, 1986). Ces théories sont spécifiques à certains éléments du cycle hydrologique.

[2] A titre d'exemple, on pourrait être tenté de croire que la théorie des surfaces de contribution à l'écoulement cité dans la note 1 est spécifique à une modélisation distribuée, fondée physiquement ou, à la limite, conceptuelle distribuée. Il faut dire qu'il n'y a pas d'incompatibilité *a priori* entre cette théorie et une démarche de modélisation empirique. Tout dépend de l'interprétation que l'on donne aux éléments constitutifs d'un modèle. Rien n'empêche de faire l'hypothèse que dans un ME global l'état d'un réservoir particulier est corrélé à la variation de la surface de contribution du bassin versant. Néanmoins, dans la démarche empirique une telle hypothèse n'est pas nécessaire.

DOOGE (1988) cite les équations de SAINT-VENANT, pour l'écoulement à surface libre, de DARCY, pour l'écoulement en milieu saturé et de RICHARDS, pour l'écoulement en milieu non saturé, comme des formulations des processus hydrologiques à la micro-échelle spatiale, dont la longueur caractéristique est de 10^{-2} m. Ces équations sont obtenues à partir d'une *paramétrisation substantielle de l'équation plus fondamentale de Navier-Stokes, qui est fondée sur les principes de la mécanique des fluides* (DOOGE, 1988). En hydrologie, la micro-échelle spatiale est essentiellement adaptée à l'expérimentation en laboratoire et, éventuellement au développement théorique à cette échelle là. Dans la modélisation, au sens utilisé ici, ces équations sont employées surtout par les modèles fondés physiquement (MFP), qui envisagent la représentation des processus hydrologiques à la méso-échelle (longueur caractéristique entre 10^2 et 10^4 m).

Les MFP, dans une large mesure, sont développés comme une alternative aux MC et aux ME. D'après leurs concepteurs, ils sont censés rendre compte des problèmes pour lesquels les MC et les ME sont *a priori* jugés inadéquats, tels que : la prévision des effets de changements naturels ou anthropiques des caractéristiques physiques du bassin versant ; la variabilité spatiale des entrées et des sorties ; le mouvement des polluants et des sédiments ; la prévision des réponses pour des bassins non jaugés (*e.g.* : BEVEN et O'CONNELL, 1982 ; BATHURST et O'CONNELL, 1993).

La caractéristique principale définissant les MFP concerne leur but d'attribuer un réalisme physique à la représentation du système. Ils essayent de décrire les mécanismes internes du système, se fondant sur des lois de la mécanique, de la physique (*e.g.*: conservation de la masse, de l'énergie et de la quantité de mouvement), de la chimie (*e.g.* : équilibres chimiques et thermodynamique, cinétiques chimiques) ou de la biologie (*e.g.* : lois de comportement et de croissance) et sur une parfaite connaissance de la structure physique du système. En théorie, ce type de modèles est indépendant du calage car tous les paramètres sont censés être mesurables.

Cependant, la paramétrisation des équations développées au niveau de la micro-échelle spatiale exige la prise en compte de la variation spatiale des paramètres à l'intérieur de la méso-échelle, pour qu'elles deviennent applicables à cette échelle là. Or, *l'établissement d'un corps théorique consistant des processus hydrologiques à la méso-échelle, fondé sur la combinaison des équations déterministes à la micro-échelle et des hypothèses sur les distributions statistiques des valeurs des paramètres n'est pas encore apparu* (DOOGE, 1988). La discussion sur les chances pour que ce corps théorique surgisse dépasse le cadre du présent rapport. Les conséquences de cet état des choses pour la validation des hypothèses fondées physiquement des MFP seront discutées ultérieurement, encore dans ce chapitre.

A partir de ce cadre sur les rapports entre les programmes de recherche de modélisation et quelques théories utilisées dans le cadre des recherches en hydrologie nous proposons notre propre classification quant à la valeur cognitive d'un modèle, qui bien que peu nuancée, est adaptée à nos besoins dans ce texte (tableau 1.1)[3].

[3]Il est possible de trouver dans la littérature un grand nombre de classifications des modèles hydrologiques. Ces exercices (*e.g.* CLARK, 1973 ; FLEMING, 1979), dans la plupart des cas, visent à simplifier l'analyse des caractéristiques et à dégager les champs d'application des modèles, dans un univers surpeuplé de types et de versions. On suit ici KAUARK-LEITE et NASCIMENTO (1993) dans cette classification.

Tableau 1.1 : Les principales classes de modèles hydrologiques

CLASSE →	**modèles linéaires**	**modèles empiriques**	**modèles conceptuels**	**modèles fondés physiquement**
ATTRIBUTS ↓				
références scientifiques	mathématiques	théorie des systèmes et hydrologie	physique simplifiée	physique et hydrologie
exemples	ARMA	GR4J	SWM	SHE

Dans le tableau 1.1, en plus des MC, ME et MFP, on trouve encore les modèles linéaires (ML). Un modèle est linéaire, dans le sens de la théorie des systèmes, si le principe de superposition est respecté. Le principe de superposition affirme que, si $y_1(t)$ et $y_2(t)$ sont les sorties d'un système correspondant aux entrées $x_1(t)$ et $x_2(t)$ respectivement, la réponse du système à une entrée $x_1(t) + x_2(t)$ sera $y_1(t) + y_2(t)$. Dans le sens statistique, un modèle est dit linéaire si une variable de sortie, y, est liée à une variable de forçage, x, par une équation du type $y = a + b\ f(x)$. Le modèle est linéaire au sens statistique mais le principe de la superposition ne s'applique pas car $y_1 + y_2 \neq a + b\ f(x_1 + x_2)$.

Les ML, au sens statistique ou systémique, bénéficient d'une grande disponibilité d'outils mathématiques. Cela les rend très attractifs et explique en partie la concentration des efforts dans leur développement. Cependant, les concepts hydrologiques employés sont trop sommaires et, à part quelques cas, comme le C.L.S. (TODINI et WALLIS, 1977), l'utilisation de tels modèles ne contribue pas à mieux raisonner sur les phénomènes étudiés.

1.4 - DEMARCHE DE MODELISATION ET SPECIFICITE DES ME

Nous avons affirmé antérieurement que les ME et les MC possèdent en commun les mêmes références théoriques, ces références étant d'un côté des théories hydrologiques, en particulier l'équation du bilan en eau associée à des concepts sur les processus hydrologiques, et d'un autre côté la théorie des systèmes dynamiques. Nous avons aussi affirmé que malgré la fréquente assimilation des ME aux MC il y a des raisons solides pour établir le classement des modèles tel que nous le présentons ici. Dans ce paragraphe nous prétendons donner quelques justifications à ces affirmations. Dans les chapitres 2 et 3 où le développement du modèle GR4 est traité nous aurons l'occasion de présenter un cas pratique concernant ces affirmations.

1.4.1 - La théorie des systèmes

La théorie des systèmes s'occupe de la structure et du fonctionnement des systèmes. Selon DOOGE (1973) *un système est n'importe quelle structure, dispositif, schéma ou procédure, réel ou abstrait, qui met en relation, dans une base de temps donnée, une entrée, une cause, ou un stimulus de matière, d'énergie ou d'information, et une sortie, un effet ou une réponse, d'information, d'énergie ou de matière.* WYMORE, cité par KUNDZEWICZ et DUCKSTEIN (1990) précise encore qu'un système *divise l'Univers en deux parties: la partie*

dans le système et la partie hors du système. Il reçoit des entrées de la partie hors-système et les traite en fonction de son état (état du système), produisant des sorties.

Les entrées du système peuvent être des grandeurs que nous connaissons, même si nous ne maîtrisons pas leur évolution dans le temps, ainsi que des grandeurs que nous ne contrôlons pas et qui nous sont partiellement inconnues, comme par exemple les bruits issus des procédures expérimentales. L'état du système au temps présent dépend de son état initial et des entrées intervenues entre le début et le moment présent. Les sorties sont ainsi des grandeurs caractéristiques du système, pouvant être des valeurs uniquement simulées ou, comme les entrées, des valeurs également mesurées.

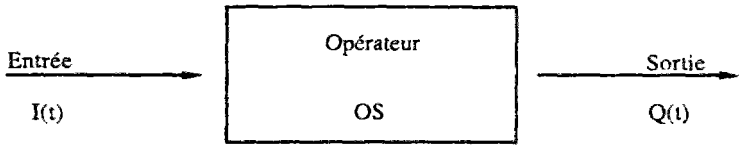


Fig. 1.3 - Représentation iconique d'un système

Dans sa représentation iconique la plus simple le système peut être vu comme une boite telle que celle de la figure 1.3, où $I(t)$ correspond aux entrées, $Q(t)$ aux sorties et OS à l'opérateur du système. On peut ainsi établir une relation mathématique générale entre les deux variables $I(t)$ et $Q(t)$ et l'opérateur OS :

$$Q(t) = OS.I(t) \qquad \text{(Eq. 1.1)}$$

L'équation 1.1 nous conduit aux trois problèmes fondamentaux de l'analyse des systèmes :

a l'identification, c'est à dire étant donné $I(t)$ et $Q(t)$, déterminer OS ;

b le contrôle et la simulation, c'est à dire étant donné $I(t)$ et OS, déterminer $Q(t)$;

c la détection, c'est à dire étant donnée $Q(t)$ et OS, déterminer $I(t)$.

La tâche du modélisateur est d'arriver à une synthèse du système à partir de son analyse, en essayant de résoudre les problèmes ci-dessus, en particulier le problème **a**, c'est à dire, $OS = Q(t).I(t)^{-1}$.

La résolution de ce problème présuppose naturellement l'existence des séries de données d'observation qui représentent le comportement du système de façon complète. Cependant, il est bien clair qu'aucune table des données d'entrée et des données de sortie ne conduit à une formulation unique d'OS de façon non ambiguë. Le modélisateur doit ainsi faire preuve d'imagination pour concevoir différentes formulations d'OS, en même temps qu'il se fera guider par des critères précis, généralement statistiques, établis d'avance et dont la validité doit être évaluée, pour juger de l'adéquation de son modèle aux questions posées. Le sens de

l'identification ici est celui de la structure du modèle, c'est à dire, les équations décrivant les sous-systèmes qui composent le système global et de l'architecture du modèle, c'est-à-dire, les liens entre ces sous-systèmes.

L'identification comporte aussi un autre sens, celui du calage ou de l'optimisation. En effet, la formulation d'*OS* exige toujours un certain niveau de paramétrisation, le calage étant le processus par lequel le système *essaye d'extraire, des données d'entrée et de sortie, les informations nécessaires pour attribuer aux paramètres des valeurs permettant la reproduction du système naturel par le modèle* (CANEDO, 1989). On dispose dans la littérature spécialisée d'une multitude de procédures d'optimisation ; pour une synthèse des méthodes voir *e.g.* : WALTER et PRONZATO (1994) ; PRESS *et al.* (1992)[4].

Quand on ne dispose pas de sorties (question posée), mais par contre on connaît les entrées, par observation, et l'opérateur *OS* (le modèle), par construction, le problème **b** est celui de la simulation. Il sera un problème de contrôle, c'est à dire, de vérification, quand on connaît les entrées et les sorties et que l'on dispose d'un prototype d'*OS* dont on veut juger les qualités (question posée). La simulation, au sens large employé ci-dessus, est généralement le but principal de la construction et de l'utilisation d'un modèle. Le contrôle, à son tour, est un élément de la vérification du modèle.

La vérification est une activité analytique centrée sur le comportement des paramètres qui sont parties intégrantes de l'opérateur *OS*, les erreurs résiduelles, c'est à dire les écarts entre les valeurs connues $Q(t)$ et les valeurs simulées de $Q(t)$ par *OS*, à partir de $I(t)$, que l'on appellera $C(t)$, et *OS* même. Par exemple, on peut se rendre compte de l'existence de fortes corrélations entre les paramètres indiquant que des redondances structurelles sont présentes dans *OS*. Le modèle pourrait, donc, avoir une formulation plus simple et utiliser moins de paramètres. Ce type de démarche est caractéristique de l'analyse de sensibilité, un sujet qui sera traité en détail dans les prochains paragraphes.

Le problème **c** est l'inverse du rapport cause à effet. Il peut être interprété comme faisant partie intégrante de la vérification du modèle, quand *e.g.* : on s'interroge sur l'indépendance des paramètres d'*OS* par rapport aux entrées. Il peut être question aussi de l'inverse d'une simulation quand on s'interroge sur les effets d'un changement ayant lieu dans le système susceptible d'influencer les entrées, *e.g.* : un déboisement dans le bassin versant qui peut jouer sur l'évapotranspiration.

La validation du modèle, activité analytique centrée sur l'utilisation du modèle dans des situations nouvelles, est aussi un problème du type **b**, en supposant que l'on connaît les entrées et les sorties. Le transfert du modèle à une situation nouvelle peut se faire soit dans le temps, soit dans l'espace. Dans le temps, on contrôle *OS* calé dans une période donnée sur une période différente, les données ayant la même origine dans l'espace. Quand on utilise des données ayant des origines différentes dans l'espace on contrôle l'adéquation du modèle à des régions différentes.

[4] Nous ne ferons pas ici une description des algorithmes d'optimisation car le sujet peut être considéré comme un support non intrinsèque à la modélisation. En revanche, pour le besoin des essais développés dans le chapitre 5, nous discuterons à cette occasion quelques méthodes globales de calage, ainsi que la question du choix de la fonction critère. On aura également l'occasion de constater que le choix de la fonction critère pour sa part est intrinsèque à la modélisation, lorsqu'il est imposé par les objectifs même de la modélisation, ou lorsque la fonction critère est conçue en vue de rendre les résidus du modèle conformes à certaines hypothèses statistiques associées à certaines procédures de calage, comme le calage par les moindres carrés.

La validation dans le temps est la plus fréquemment utilisée en hydrologie, quand elle n'est pas l'unique. KLEMES (1986) affirme qu'une telle pratique est insuffisante pour effectivement tester un modèle, car la série utilisée dans le contrôle n'est pas forcement inconnue du modèle. En effet, elle peut contenir à peu près la même information déjà employée dans le calage. Cela veut dire que le modèle fait une interpolation dans un cadre connu, à la place d'une extrapolation dans le cadre d'une situation nouvelle. KLEMES (1986) propose donc l'utilisation d'un schéma hiérarchique de validation qui part de la démarche classique des deux sous-échantillons que nous venons de décrire, mais qui teste également la transposabilité du modèle dans l'espace où face à des conditions hydrologiques non-stationnaires dans le temps. L'hypothèse sous-jacente à cette démarche est que les paramètres du modèle traduisent avec peu d'incertitude le comportement hydrologique du bassin versant et qu'ils sont robustes face aux fluctuations climatiques. Il s'agit là de deux questions centrales dans le présent rapport, développées dans les chapitres 4 et 7, en ce qui concerne un modèle particulier, le modèle GR4J.

Le risque d'un biais introduit par le propre modélisateur au cours de la validation est suggéré par BATHURST et O'CONNELL (1993), lorsque le modélisateur se laisse influencer par le fait de connaître préalablement les données utilisées dans le calage ainsi que les données employées dans le contrôle. Ils proposent la validation dite aveugle, quand on vérifie à partir d'un critère probabiliste si les données de contrôle se trouvent la plupart du temps dans des intervalles de valeurs simulées. Ces intervalles sont définis au préalable en faisant varier les paramètres du modèle dans des fourchettes de valeurs supposées réalistes. Au cours de l'établissement des ces fourchettes ainsi qu'au cours du calcul des intervalles des variables simulées le modélisateur ne prend pas connaissance des données qui seront utilisées dans la validation.

Il s'agit ici d'une procédure de calage et de validation typique de modèles à grand niveau de complexité, pour lesquels le nombre de paramètres à identifier est grand. Dans ce cas le rôle du modélisateur au cours du calage et de la validation peut conduire à une certaine ambiguïté. Il va de soi que l'on ne se réfère pas à une éventuelle mauvaise fois du modélisateur, mais au fait que la complexité du modèle et les interactions entre les fonctions du modèle et entre ses paramètres peuvent conduire à un manque d'objectivité.

Quand on utilise un ME à peu de paramètres le calage automatique est possible et il n'y a pas d'interférence directe du modélisateur sur le processus de validation, sauf bien entendu au moment de l'analyse des résultats. Néanmoins, on n'exclue pas que la validation aveugle peut être intéressante même dans le cas des ME, comme source de connaissance sur le rapport entre les valeurs des paramètres, le comportement du modèle et le comportement hydrologique du bassin. Elle serait ici un complément à l'analyse de sensibilité.

Certains auteurs préfèrent parler de falsification de modèles à la place de validation de modèles (*e.g.* : YOUNG, 1983 ; KONIKOW et BREDEHOEFT, 1992 ...). Ils font référence aux thèses de Karl POPPER (POPPER, 1985) sur l'impossibilité de validation d'une théorie scientifique. La question n'est pas sémantique et nous y viendrons encore au cours de ce chapitre.

Le fait d'expliciter *OS* convenablement, c'est-à-dire d'aboutir à un modèle vérifié et validé par les observations dont on dispose, ne dit rien, a priori, sur l'explication des éléments constitutifs d'*OS*, les sous-systèmes, en termes de processus physiques ayant lieu dans le

système naturel. L'effort de démontrer les liens entre les deux systèmes, c'est à dire, le système-modèle que l'on vient d'obtenir et le système naturel reste à faire.

Par contre, la théorie des systèmes elle même n'est pas validable (BUNGE, 1980). Cela est une conséquence de son caractère très général et multidisciplinaire. Les théories, axiomes et hypothèses établis dans un contexte hydrologique permettent, donc, de restreindre la généralité de la théorie des systèmes et, en principe, d'établir le cadre formel pour que le modèle ainsi construit puisse être vérifié et validé. Nous reviendrons sur ce sujet par la suite.

1.4.2 - Le principe de la conservation de la masse et le concept de cycle hydrologique

Le principe de la conservation de la masse est à la base du concept de cycle hydrologique. Par ce principe, on affirme que la quantité d'eau dans le globe est finie et indestructible ; elle se trouve soit emmagasinée dans les trois grands réservoirs planétaires (atmosphère, lithosphère et hydrosphère) soit en transit entre eux, par les processus de précipitation (P), évaporation (E), évapotranspiration (ET) et ruissellement (R).

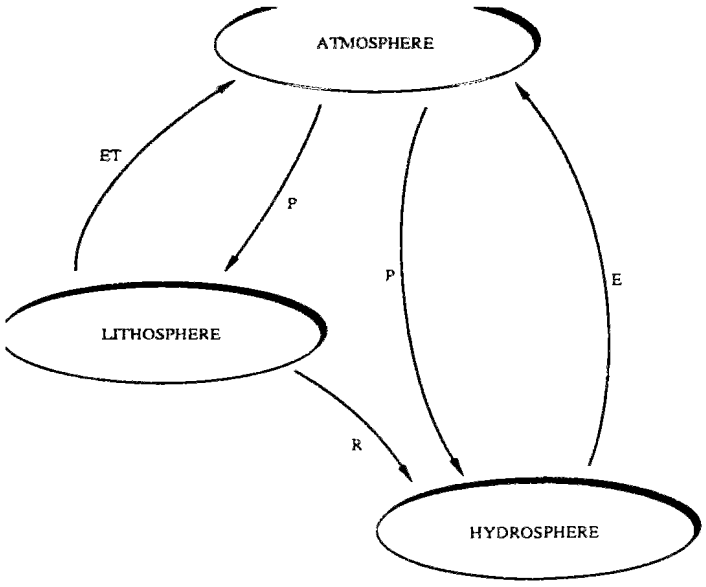


Fig. 1.4 - Le concept du cycle hydrologique.

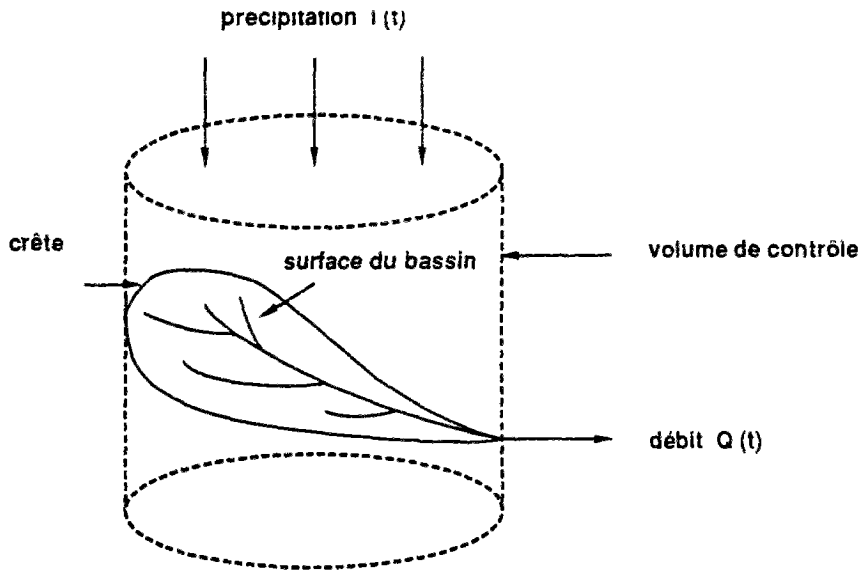
1.4.3 - Le concept de cycle hydrologique à l'échelle du bassin versant à partir de la théorie des systèmes

Les discussions ci-dessus ne font pas le partage entre les ME et les MC. En effet, il faut aller un peu plus loin dans la démarche de modélisation pour que la spécificité des ME apparaisse. Il s'agit de voir comment on fait le transfert de la théorie des systèmes et du concept général de cycle hydrologique décrits auparavant vers le contexte de la formulation du modèle à l'échelle du bassin versant.

Le premier problème nous semble être lié à la nature des données dont on dispose. En hydrologie on a rarement la possibilité de réaliser des expériences à des échelles de temps et d'espace compatibles avec celles du bassin versant ou de reproduire en laboratoire l'ensemble des phénomènes complexes qui y ont lieu. Donc, les données disponibles pour la modélisation sont constituées des séries historiques des mesures de précipitation, débit et température, ... Différentes cartes thématiques : topographiques, pédologiques, géomorphologiques, ... , sont aussi disponibles. Généralement ces données ne sont pas produites par ou sous l'orientation du modélisateur, ce qui rend difficile l'interaction nécessaire entre la modélisation et l'observation de la réalité. D'après MAIONE (1988), dans le contexte de l'hydrologie cela peut expliquer la profusion des modèles à son avis non fondée sur un développement comparable des recherches expérimentales (voir paragraphe 1.2).

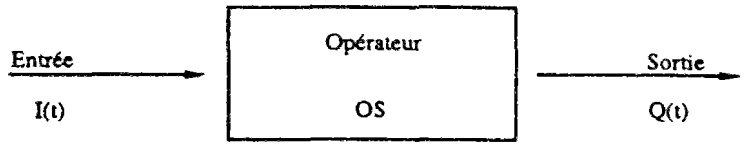
L'inadéquation des techniques de mesure aux phénomènes observés et d'autres sources d'erreurs de mesure peuvent être en partie à l'origine de mauvaises formulations des modèles. Cependant, le constat d'une insuffisance des moyens d'observation ou le doute sur la qualité des données sont des justifications trop faciles pour des échecs de modélisation. Dans le chapitre 4 on aura l'opportunité de discuter un peu de cela à partir d'un cas d'application.

Ensuite, il s'agit de définir le traitement du temps et de l'espace. Le traitement du temps définit la manière par laquelle le temps est considéré dans le modèle. Il y a deux définitions principales : le pas de temps, c'est à dire, le niveau de discrétisation temporelle des variables et le comportement des paramètres par rapport au temps (constants ou variables). La traitement de l'espace précise si le modèle traite le bassin versant comme une unité ponctuelle (modèle global - voir fig. 1.5) ou comme une agrégation de sous-bassins ou sous-régions (modèle distribué - voir fig. 1.6).

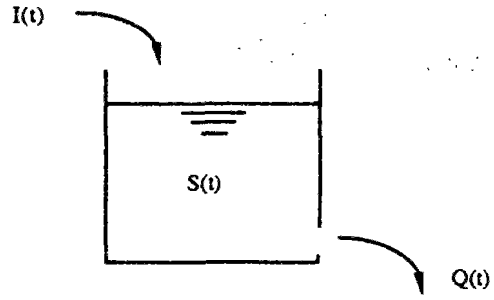


(a)

Fig. 1.5 - Exemple de représentation (a) de l'objet-modèle.



(b)



(c)

Fig. 1.5 (suite) - Exemple de représentation (b) du système bassin versant et (c) d'un concept de processus hydrologique pour un modèle global (adapté d'après CHOW, MAIDMENT et MAYS, 1988).

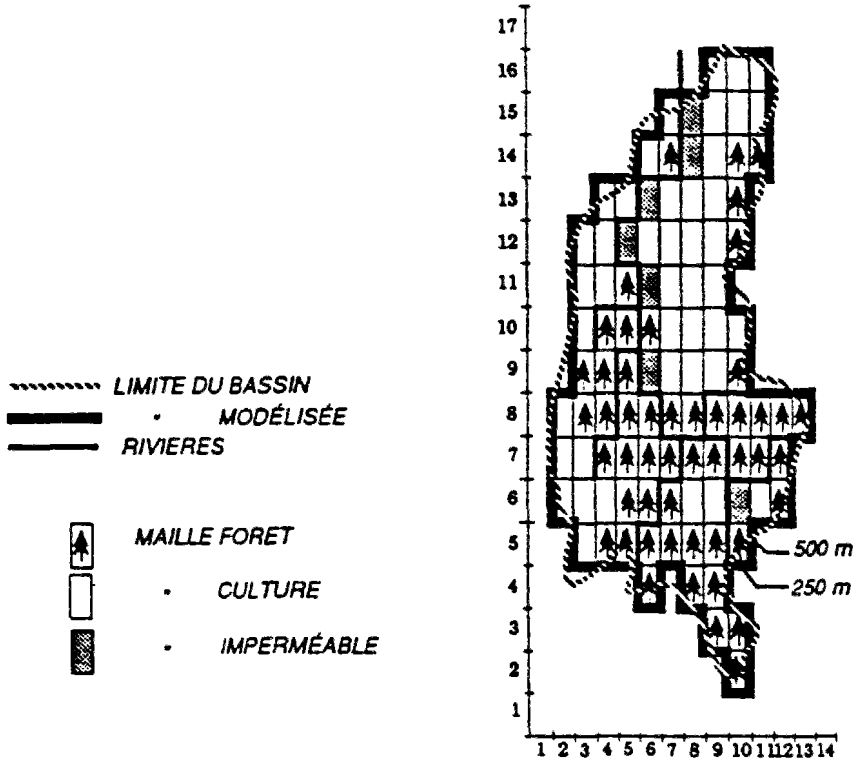


Fig. 1.6 - Exemple de représentation de l'objet-modèle par un modèle distribué modélisation de la Haute-Mentue à l'aide du SHE avec occupation du sol et réseau hydrographique (JORDAN, 1992)

La conceptualisation du cycle hydrologique à l'intérieur du système peut se faire à l'aide de plusieurs sous-systèmes (fig. 1.7), où chacun d'eux représente un ou plusieurs sous-processus hydrologiques. Cette démarche de conceptualisation est, en partie, indépendante du type d'objet-modèle défini (global ou distribué). Par contre, elle n'est pas indépendante du type de modèle à développer (ME, MC ou MFP).

GUPTA et SOROOSHIAN (1982) proposent comme procédure pour identifier un MC les étapes suivants entre autres :

a *Définition du système complet à être modélisé, ses limites et les entrées et sorties les plus pertinentes à être prises en compte* ;

b *Identification des sous-processus physiques devant être modélisés et des interactions entre eux* ;

c *Représentation de chaque sous-processus par un système paramétrisé d'équations semi-empiriques* ;

d *Combinaison des systèmes ci-dessus en utilisant la meilleure connaissance disponible du processus pour le représenter de la façon la plus logique.*

Identifier tous les processus physiques élémentaires du cycle hydrologique qui peuvent avoir lieu dans un bassin versant et attribuer à chacun une description analytique conduira, certainement, à des structures très complexes, employant un nombre très élevé de paramètres. Une conceptualisation déséquilibrée des processus physiques peut encore résulter de cette démarche, car on aura une tendance à trop détailler ceux qui sont bien connus (*e.g.* : l'interception) et à trop simplifier ceux qui sont méconnus (*e.g.* : l'écoulement sub-superficiel). D'autre part, la surparamétrisation risque de compenser, dans le modèle, des sous-structures inadéquates par d'autres sous-structures aussi inadéquates, sans qu'il soit possible de trouver où se trouve l'erreur de conceptualisation.

De plus, cette démarche implique de construire un certain nombre d'hypothèses sur les sous-processus physiques et sur les liens entre eux qui ne sont pas validables par les données hydrologiques communément disponibles et qui pourraient l'être difficilement, vu la complexité de tels processus.

Dans le cas particulier des ME, tout d'abord on essaye d'établir une formulation simple, qui non seulement adopte une représentation globale du bassin versant, mais qui essaye aussi de globaliser au maximum les sous-processus hydrologiques. Donc, au départ le modélisateur n'utilise pas une description physique complète des processus à modéliser. Toute la démarche de modélisation est fondée sur ce que l'on peut extraire des données hydrologiques. Bien évidemment, des concepts comme le rendement de la pluie, la fonction de transfert et d'autres y sont présents, ainsi que le principe de conservation de la masse. Cependant, les équations qui décrivent les sous-systèmes ne sont pas attachées à une représentation physique des sous-processus hydrologiques.

La première formulation doit être testée de façon exhaustive sur un grand nombre de cas, c'est à dire, sur un grand nombre de bassins versants où des séries de données hydrologiques, essentiellement des données de précipitation, d'évaporation et de débits sont

disponibles. En fonction des résultats des tests, de nouvelles formulations sont proposées, testées et combinées entre elles, en particulier celles qui se sont révélées les plus prometteuses.

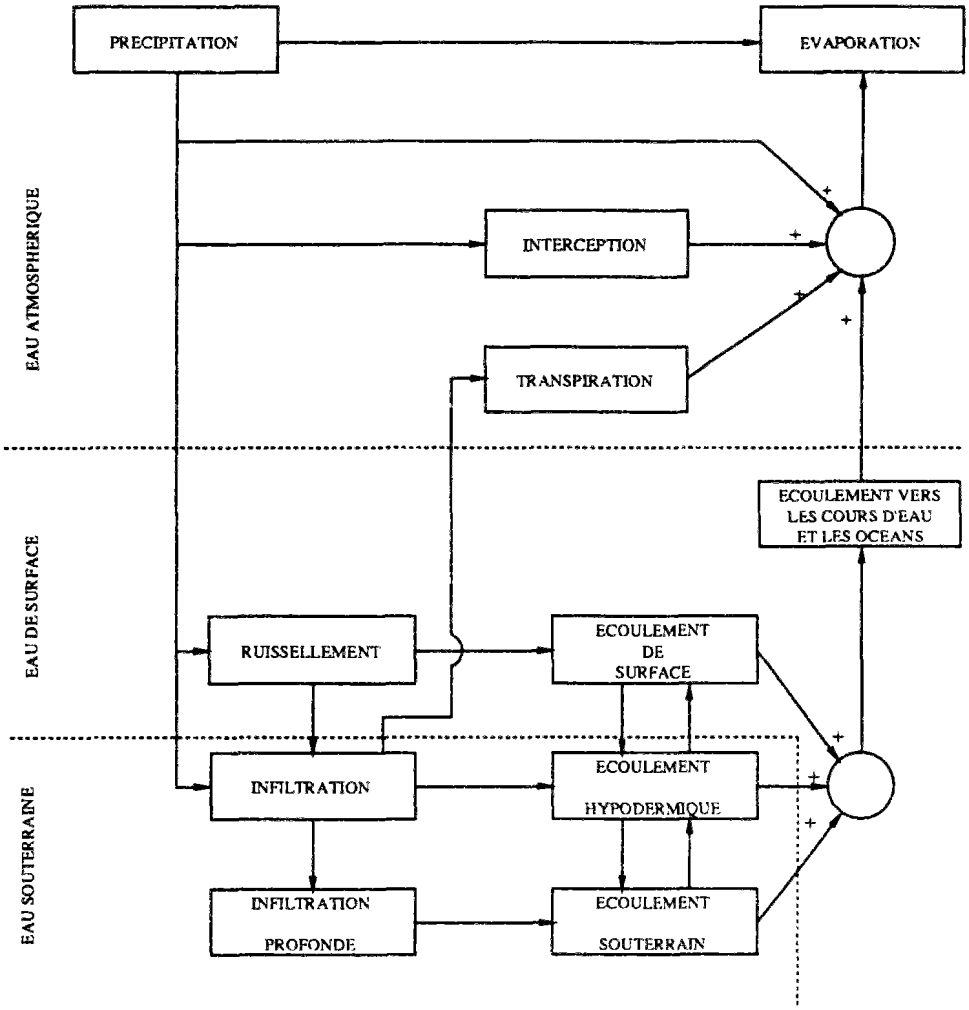


Fig. 1.7 - Le cycle hydrologique comme système (adapté d'après CHOW, MAIDMENT et MAYS, 1988).

L'élaboration de la vérification et de la validation du modèle, exige la constitution d'un cadre de critères quantitatifs, comme le critère de NASH (NASH et SUTCLIFFE, 1970) ou le coefficient de détermination ; ainsi que des critères qualitatifs, comme les graphiques de débits observés et calculés ou de débits observés et de résidus du modèle. Des tests statistiques peuvent aussi être utilisés, en vue de la détection d'erreurs systématiques (biais), par exemple.

A la fin de cette procédure on doit obtenir un modèle dont tous les sous-systèmes ont été validés par les observations hydrologiques communément disponibles. A ce moment on peut donc essayer d'associer les formulations présentes dans le modèle aux sous-processus qui peuvent avoir lieu dans le bassin versant. Cela peut nous permettre d'extraire du modèle en plus de l'explication des données, une interprétation des processus. Encore une fois, il s'agira d'hypothèses non validées mais, ayant peut-être plus de réalité que des hypothèses *a priori*, d'inspiration physique qui, dés le départ, ont été inscrites dans un modèle.

Cette démarche se justifie par de nombreuses raisons ; entres autres :

a l'information hydrologique usuellement disponible, en quantité et en qualité, n'est pas suffisante pour justifier la description de sous-processus qui ne sont pas observés et dont les formulations, dans le modèle, ne peuvent pas être validées ;

b l'essai de plusieurs formulations différentes et la validation des plus prometteuses sont irréalisables si la formulation de départ est déjà trop complexe ;

c quand le modèle est complexe, des redondances apparaissent entre les paramètres et leurs identification est vouée à l'échec, ainsi que l'analyse de sensibilité de ces paramètres ;

d l'explication des paramètres par des variables géomorphologiques est impossible quand le nombre des paramètres est élevé ;

e l'explication et la prévision des effets anthropiques sur l'évolution des débits dans le temps sont elles aussi irréalisables pour des modèles ayant trop de paramètres.

On ne prétend pas que les ME ont déjà résolu des problèmes hydrologiques complexes tels que la prévision d'effets anthropiques sur les variables du cycle hydrologique ou l'explication des paramètres par des variables géomorphologiques. En fait, ces types de questions constituent des problèmes encore non complètement résolus par la modélisation en hydrologie, quel que soit le type de modèle considéré.

1.4.4 - Le modèle système hydrologique général

En 1971, CHOW et KULANDAISWAMY (1971) proposent le modèle système hydrologique général, comme une synthèse des modèles hydrologiques basés sur la théorie des systèmes. On utilise ici la formulation de base de ce modèle, en raison de son caractère général. Le système hydrologique est conceptualisé comme un réservoir (fig. 1.5.c).

La quantité d'eau emmagasinée dans le système $S(t)$ garde un rapport entre l'entrée $I(t)$ et la sortie $Q(t)$ du système, tel que (principe de la conservation de la masse) :

$$\frac{dS}{dt} = I(t) - Q(t) \qquad \text{(Eq. 1.2)}$$

La quantité d'eau emmagasinée à en temps quelconque peut être donnée par:

$$S = f\left(I, \frac{dI}{dt}, \frac{d^2I}{dt^2}, \ldots\ldots, Q, \frac{dQ}{dt}, \frac{d^2Q}{dt^2}, \ldots\ldots\right) \qquad \text{(Eq. 1.3)}$$

connue comme équation d'emmagasinemment. La fonction f, dans cette équation traduit la nature du système hydrologique choisi par le modélisateur. Admettons, par exemple, que :

$$S(t) = a_1 Q + a_2 \frac{dQ}{dt} + a_3 \frac{d^2Q}{dt^2} + \ldots + a_n \frac{d^{n-1}Q}{dt^{n-1}} + b_1 I + b_2 \frac{dI}{dt} + b_3 \frac{d^2I}{dt^2} + \ldots + b_n \frac{d^{m-1}I}{dt^{m-1}} \qquad \text{(Eq. 1.4)}$$

où a_1 , a_2, ..., b_1 , b_2,..... sont des paramètres. Si l'on connaît $I(t)$, $Q(t)$ peut être obtenue par la solution simultanée des équations 1.2 et 1.4. L'une de façons de résoudre ce problème consiste à différencier l'équation 1.4, substituer le résultat dans l'équation 1.2 et résoudre, ensuite, l'équation différentielle résultante :

$$a_n \frac{d^nQ}{dt^n} + a_{n-1} \frac{d^{n-1}Q}{dt^{n-1}} + \ldots + a_2 \frac{d^2Q}{dt^2} + a_1 \frac{dQ}{dt} = I - b_1 \frac{dI}{dt} - b_2 \frac{d^2I}{dt^2} - \ldots - b_{m-1} \frac{d^{m-1}I}{dt^{m-1}} - b_m \frac{d^mI}{dt^m} \quad \text{(Eq.1.5)}$$

et, en adoptant la notation de CHOW et KULANDAISWAMY (1971), on peut écrire :

$N(D).Q(t) = M(D).I(t)$, où

$$N(D) = a_n \frac{d^n}{dt^n} + a_{n-1} \frac{d^{n-1}}{dt^{n-1}} + \ldots + a_2 \frac{d^2}{dt^2} + a_1 \frac{d^1}{dt^1} + 1$$

$$M(D) = -b_1 \frac{d}{dt} - b_2 \frac{d^2}{dt^2} - \ldots - b_{m-1} \frac{d^{m-1}}{dt^{m-1}} - b_m \frac{d^m}{dt^m} + 1$$

donc

$$Q(t) = \frac{M(D)}{N(D)} I(t) \qquad \text{(Eq. 1.6)}$$

Le rapport $M(D)/N(D)$ est l'opérateur du système et correspond à ce que l'on appelle la fonction de transfert du modèle, dans la modélisation conceptuelle en hydrologie.

Si a_1 , a_2, ..., b_1 , b_2,..... sont constants, le système est linéaire et invariant par rapport au temps. Un exemple classique de système linéaire, en hydrologie, appelé modèle du réservoir linéaire, utilise l'équation d'emmagasinemment $S = kQ$, avec k, paramètre constant. Si le réservoir n'est pas linéaire, son équation peut devenir $S = kQ^n$ et si en plus k est fonction du temps, le modèle ne sera pas invariant par rapport au temps.

Il est important de remarquer que, dans la formulation que l'on vient de présenter

$\int_{-\infty}^{\infty} I(t)dt = \int_{-\infty}^{\infty} Q(t)dt < \int_{-\infty}^{\infty} P(t)dt$, où $P(t)$ = précipitation totale qui tombe sur le bassin versant.

Donc, $I(t)$ n'est pas la précipitation totale mais celle qui va effectivement produire l'écoulement. Le modèle doit compter encore avec une fonction, appelée fonction de production, qui représente les autres destinations de l'eau dans le bassin versant (interception, évapotranspiration, rétention superficielle, ...).

1.5 - PROPRIETES REQUISES POUR LES MODELES

Nous poursuivons notre réflexion sur les modèles pluie-débit par une analyse des différentes démarches de modélisation dans un cadre épistémologique. Les objectifs envisagés ici, et qui en principe doivent justifier un tel exercice, sont de préciser les buts de différents programmes de recherche, le degré de cohérence interne des modèles développés par rapport à leurs références théoriques et épistémologiques, les outils utilisés, le succès atteint et la richesse des opportunités de recherches ouvertes dans chaque programme. Nous débutons cette analyse par les propriétés requises pour les modèles.

"Si les définitions des dictionnaires étaient le seul critère, un modèle serait considéré valable si l'on pouvait montrer qu'il est bien fondé, robuste, convaincant, logique et incontestable" (YOUNG, 1983). Par cette phrase quelque peu ironique, YOUNG met l'accent sur la subjectivité caractéristique du cadre de vérification et de validation des modèles. Cette subjectivité a peut-être son origine dans le propre contexte du jugement de la pertinence de théories scientifiques. D'après KUHN (1983), qui souligne le caractère paradigmatique de l'attachement d'une communauté scientifique à un corps théorique, *"il n'y a pas d'algorithme neutre pour le choix d'une théorie, pas de procédure systématique de décision qui, appliquée à bon escient, doit conduire chaque individu du groupe à la même décision"*.

Pour CHALMERS, adepte d'une position dite objectiviste à ce sujet mais également pour BUNGE, il existe, néanmoins, des valeurs sanctionnées par la communauté scientifique, des critères métascientifiques, qui guident les chercheurs dans leur choix entre des voies concurrentes pour la construction d'une théorie. Bien qu'il n'y ait aucun processus de décision pour reconnaître la vérité, même approximative, d'une théorie (CHALMERS, 1988), les chercheurs disposent de "symptômes" de vérité de caractère logique, sémantique, épistémologique, méthodologique et philosophique qu'ils emploient pour évaluer une théorie (BUNGE, 1961), parmi lesquels la cohérence rationnelle, la précision, l'identifiabilité, la minimalité, la falsifiabilité et le pouvoir de prévision (DELATTRE, 1979)[5]. Les chercheurs peuvent, en revanche, les utiliser et les pondérer différemment et en conséquence opérer des choix différents dans une même situation concrète.

Parmi les critères métascientifiques listés par DELATTRE (1979), les critères de minimalité, d'ajustement aux données expérimentales, de cohérence rationnelle et de pouvoir de prévision semblent être les plus objectivement applicables au cas de la modélisation de systèmes complexes naturels. D'ailleurs, comme on le verra par la suite, seule l'utilisation simultanée des ces quatre critères permet un jugement adéquat des qualités d'un modèle.

[5] Les critères métascientifiques proposés par DELATTRE (1979) dans un contexte général de modélisation sont discutés par KAUARK-LEITE (1990) dans le cadre de la modélisation en hydrologie.

Dans la lignée du rasoir d'OCCAM[6], on essaie de ne pas augmenter la complexité d'un modèle (*e.g.* : le nombre de paramètres et d'états du système) au delà de ce qui est nécessaire pour rendre compte des observations. Comme l'affirme CASTI (1989), *"tout étant égal par ailleurs, on garde le modèle le plus simple que s'accorde aux observations"*. On constate donc que le critère de minimalité, appelé plus fréquemment dans ce texte critère de simplicité, est à la source de la démarche empirique de modélisation.

La minimalité ne trouve son expression qu'à l'aide du critère d'ajustement aux données d'observation, certainement un des critères les plus utilisés dans la justification des modèles. En effet, le grand nombre de moyens quantitatifs pour mesurer l'ajustement du modèle aux données permet une expression moins subjective de ce critère. Cependant, une telle objectivité peut n'être qu'apparente, car comme le souligne KLEMES (1982) un modèle peut fonctionner correctement pour de fausses raisons. La conformité aux données expérimentales est donc nécessaire mais elle n'est pas suffisante. Nous discuterons dans les chapitres 2, 4 de quelques unes des formulations quantitatives du critère d'ajustement aux données d'observation.

Pour assurer un pouvoir d'explication, il faut, d'une part, que les fondements théoriques du modèle créent des possibilités de connexion interprétatives entre les principaux composants du modèle (paramètres et états du système) et les variables qui caractérisent le processus modélisé (cohérence rationnelle externe). D'autre part, il faut que le modèle soit une transcription logique et cohérente des principes et hypothèses qui constituent ses fondements théoriques (cohérence rationnelle interne).

Les défauts de cohérence rationnelle ne sont pas étrangers à la modélisation en hydrologie. Comme on a déjà eu l'occasion de le remarquer, beaucoup de MC très complexes, à notre avis ne remplissent pas le critère de cohérence rationnelle externe, car tout en se fondant sur une théorie générale à faible pouvoir explicatif comme la théorie des systèmes on essaie d'y décrire un grand ensemble de sous-processus hydrologiques par des concepts auxquels on attribue *a priori* un sens physique. Les ME sont probablement à l'abri de ce défaut car le pouvoir d'explication du modèle est pris en compte *a posteriori*, c'est à dire seulement après qu'une structure respectant le critère d'ajustement aux données d'observation soit validée.

Les défauts de cohérence rationnelle interne sont souvent plus subtils. Ils découlent de difficultés ou de maladresses dans la transcription mathématique d'hypothèses même très simplifiées sur les processus modélisés. Par exemple, le mélange entre processus décrits en continu avec des formulations discrètes peut générer des effets de seuil ou d'autre discontinuités imprévues ou faire apparaître des paramètres fixes non justifiés. La phase de vérification du modèle, décrite dans le paragraphe précédant est essentielle dans l'explicitation de tels défauts.

L'extension du domaine de vérification et de validation classique d'un modèle conduit au critère de pouvoir de prévision. Il est, en effet une conséquence du pouvoir d'explication du modèle auquel on a fait référence ci-dessus. On reconnaît le pouvoir de prévision d'un modèle dans la mesure où on arrive à le valider sur des situations nouvelles caractérisées par le contrôle sur *e.g.* : des bassins très différents d'un point de vue climatique et géomorphologique et sur de bassins ayant été soumis à des actions d'origine anthropique au cours du temps. En

[6] Guillaume d'OCCAM (1290-1349), né à Ockham, franciscain, enseignant à Oxford, fut un philosophe écossais de la première moitié du XIVe siècle et développa une théorie de la connaissance qu'on appelle le nominalisme. Son "rasoir" est une lame qui tranche tout ce qui est inutile, excluant toute "pluralité de raisons". Cette image désigne en fait une règle de méthode qu'on appelle aussi principe d'économie, et qui s'énonce ainsi : "il ne faut pas multiplier les êtres sans nécessité".

opposition au cas des modèles dit "boite noire", un modèle avec un certain pouvoir de prévision est utile pour la compréhension d'un phénomène nouveau même quand il n'arrive pas à bien le reproduire.

De la liste de critères de justification de modèles proposée par DELATTRE (1979) il reste deux critères qui sont à notre avis de plus grande difficulté d'application dans le contexte de la modélisation de systèmes complexes, à savoir : l'unicité et la falsifiabilité.

D'après KAUARK-LEITE et NASCIMENTO (1993) la justification d'un modèle par le critère d'unicité *implique d'une part d'aboutir à un modèle unique pour un niveau de représentation donné (unicité de la représentation du système) et d'autre part la possibilité d'ajuster les paramètres du modèle à partir de données expérimentales en obtenant un jeu unique de paramètres (identifiabilité des paramètres).*

L'identifiabilité des paramètres constitue un problème considérable dans le cas des modèles complexes à grand nombre de paramètres, en particulier quand on ne dispose pas de données d'observation sur les sous-processus auxquels les paramètres sont supposés associés par un lien d'explication. Dans le cas de modèles à faible nombre de paramètres, pourvu que les critères précédants de minimalité, de cohérence rationnelle et de pouvoir d'explication soient respectés on a plus de chance que les paramètres soient identifiables. Comme on aura l'occasion de voir dans les prochains paragraphes et également dans le chapitre 5, le critère d'identifiabilité des paramètres peut être exprimé de façon quantitative.

En revanche, à notre avis l'unicité de la représentation du système est un critère que l'on peut difficilement avoir la certitude de respecter, surtout dans la modélisation de systèmes complexes. Même si l'on s'impose un niveau de complexité limité à un certain nombre de paramètres, les possibilités de formalisation et d'association de sous-structures différentes aboutissant à des modèles à peu près équivalents en vue de l'ensemble de critères discutés ici peut être assez important. A ce sujet on abordera encore dans le chapitre en cours la valeur des études comparatives de modèles.

Concernant l'idée de falsifiabilité introduite par POPPER comme un critère de délimitation pour les théories[7], CHALMERS (1988) s'exprime comme suit : *"une hypothèse est falsifiable si la logique autorise l'existence d'un énoncé ou d'une série d'énoncés d'observations qui lui sont contradictoires, c'est-à-dire, qui par définition la falsifieraient si ils se révélaient vrais"*. Pour POPPER lui même *"il n'y a qu'une manière de garantir la validité d'une chaîne de raisonnements logiques, c'est de lui donner la forme sous laquelle on pourra plus facilement la soumettre à tests"* POPPER (1984). Dans le cadre de la modélisation, la falsifiabilité concerne donc *"la possibilité d'introduire des hypothèses dans un modèle, en le modifiant; la validité de ces hypothèses devant pouvoir être confirmée ou infirmée par l'incidence directe ou indirecte qu'elles ont sur les observables"* (DELATTRE, 1979). Dans cette logique, une modification dans un modèle qui ne conduit pas à des conséquences testables et, donc, falsifiables, est une modification dite *ad hoc*. Cette modification peut protéger le modèle d'une falsification mais elle n'apportera rien à la compréhension du phénomène modélisé.

[7] Le falsificationisme comprend également une explication du progrès de la science. Pour POPPER, la science progresse par essai et erreur, par conjecture et réfutation (POPPER, 1985). Quand une hypothèse qui a été intensivement testée et validée se trouve falsifiée un nouveau problème surgit qui amène à la formulation de nouvelles hypothèses et à un nouveau cycle de test et de validation.

Nous croyons que les thèses falsificationistes se heurtent à trois types de difficultés d'application, en particulier dans le cadre de la modélisation de systèmes complexes. D'une part, nous ne disposons pas d'énoncés d'observation parfaitement sûrs. Cela se doit principalement à la complexité des systèmes naturels qui rend difficile la réalisation d'expérimentations contrôlées.

D'autre part, si l'on veut appliquer le critère de falsification en toute rigueur on n'a que la possibilité de falsifier le modèle en bloc, car l'unique cadre objectif de test du modèle sont les variables mesurées à la sortie du bassin, même si à ces variables sont attachées des incertitudes. Les hypothèses formulées au niveau des sous-structures des modèles ne sont pas falsifiables.

Finalement, comme le critère d'unicité de la représentation du système, dans l'état actuel de la connaissance sur les systèmes naturels complexes, est difficilement respecté, il faut reconnaître que chaque modèle n'est qu'une réalisation possible d'un ou plusieurs principes, hypothèses ou théories[8]. Comme nous avons eu déjà l'occasion de l'affirmer, sous ces conditions l'invalidation d'un modèle particulier n'est presque jamais suffisante pour mettre en cause les théories sur lesquelles il se base. Elle peut, par contre, mettre en cause le modélisateur.

1.6 - LES MODELES DANS LE CONTEXTE DE LA SCIENCE OU DE LA TECHNOLOGIE

Deux catégories d'utilisation des modèles peuvent être distinguées. Dans le contexte de la science, la synthèse architecturée de connaissances qu'offre le modèle et la possibilité d'une meilleure compréhension du comportement des systèmes naturels sont les motivations majeures. Dans le contexte de la technologie, la meilleure représentation des relations cause à effet qu'offrent les modèles et leurs capacités de prévoir le comportement futur du système sont utilisées dans l'aide à la gestion et à la décision.

1.6.1 - Dans le contexte de la science

L'objectif de la science peut être défini comme l'amélioration ou la croissance continue de la connaissance sur le monde en formulant les généralisations qui régissent son comportement (*e.g.* DOOGE, 1986 ; KLEMES, 1988 ; BUNGE, 1980 ; CHALMERS, 1991). Dans la tentative d'atteindre cet objectif, les scientifiques doivent mener une stratégie interactive laquelle inclut la proposition d'hypothèses et de théories sur le monde réel, et la réalisation d'expérimentations planifiées, toutes les deux menées de façon interactive. Bien que simplistes et insuffisantes pour expliquer complètement le développement des théories sophistiquées et le progrès de la science, ces procédures semblent aider les scientifiques dans leur travail comme stratégie pour décrire, expliquer et prévoir un aspect particulier du monde.

Pour ce qui concerne les sciences de l'eau on peut dire que l'objectif de l'hydrologie est de chercher les meilleures solutions à l'équation du bilan de l'eau (DOOGE, 1988) dans toute sa dynamique et la complexité des forces mises en jeu, dans tous les aspects quantitatifs et

[8] Un débat intéressant au sujet de l'application des thèses falsificationistes dans le cadre de la modélisation d'écoulement souterrain peut être rencontré en KONIKOW et BREDEHOEFT (1992), suivi des commentaires faits par MARSILY, COMBES et GOBLET (1993). Voir également MARSILY (1994) au sujet des validations.

qualitatifs, dans le temps et dans l'espace, dans la métamorphose d'un état à l'autre, dans la complexité structurelle des environnements par lesquels l'eau trouve son chemin (KLEMES, 1988).

Pour caractériser complètement la science à une certaine étape de son développement, il faudrait donc caractériser la nature des techniques théoriques et mathématiques qu'elle inclut.

1.6.1.1 - Réductionnisme et structuralisme en modélisation hydrologique

D'après THOM (1974) l'explication du monde peut être réalisée par deux approches : (1) réductionniste (réaliste d'après CHALMERS et représentationnelle ou boîte translucide d'après BUNGE) et (2) structuraliste (instrumentaliste d'après POPPER et phénoménologique ou boîte noire d'après BUNGE).

Dans l'approche réductionniste les théories décrivent, ou visent à décrire l'objet réel. L'objectif est d'établir une chaîne causale capable d'expliquer le comportement d'un phénomène. Ceci peut être fait en regardant des causes aussi bien externes qu'internes.

Dans l'approche structuraliste l'objectif est d'obtenir une bonne reproduction du comportement du système par l'intermédiaire de dispositifs ou d'instruments capables de relier une série de situations observables à une autre. Les théories structuralistes ne contiennent toutes que des variables externes observables. Ce qui est essentiel dans l'approche structuraliste n'est pas tellement la restriction aux variables observables mais l'interprétation des variables internes soit comme des auxiliaires purement calculatoires dépourvus de toute signification spécifique (physique, biologique, ...) soit comme des caractéristiques globales du système.

Le structuralisme comprend également la notion de réalité, mais dans un sens restrictif. Les constructions théoriques, qui sont conçues pour nous donner une maîtrise expérimentale du monde observable, ne seront pas jugées en termes de vérité ou de fausseté mais plutôt en termes de leur utilité en tant qu'instruments.

La démarche scientifique n'est pas aussi dichotomique que nous venons de le présenter et il existe des théories semi-phénoménologiques intermédiaires entre les deux extrêmes. Le degré de structuralisme des théories varie selon l'aspect considéré. Par conséquent, on ne peut pas dire qu'une théorie X est plus phénoménologique qu'une théorie Y mais plutôt que la théorie X est plus phénoménologique que la théorie Y par rapport à un aspect Z.

Dans le contexte de l'hydrologie, le développement des MFP adopte l'approche réductionniste. Ce programme de recherche est confronté à un problème classique lié à ce type d'approche, à savoir : (1) difficultés d'établir des chaînes causales car les objets qui apparaissent comme étant à l'origine sont beaucoup plus complexes que les effets observés, (2) difficultés de choix et de justification du niveau spatial et temporel adéquat de description des sous-processus, (3) difficultés d'établir et justifier les interactions entre sous-processus et (4) difficultés d'évaluer les paramètres en raison des minima locaux ou des zones d'insensibilité de la fonction critère de calage.

Les programmes de recherche concernant les ME et les MC en hydrologie adoptent l'approche structuraliste. Ces programmes de recherche à leur tour sont confrontés à un certain nombre de problèmes : (1) faible fécondité car une fois le schéma formel mis en évidence il ne permet pas d'explorer d'autres aspects encore méconnus de la réalité, restant au chercheur

seulement le travail d'apporter de petites améliorations à la structure du modèle ou d'affiner des techniques accessoires, *e.g.* calage, (2) difficultés de justifier un traitement global des variables et paramètres spatialement distribués et (3) difficultés de justifier l'unicité du modèle par rapport aux innombrables autres structures potentielles.

1.6.1.2 - Critères pour juger du mérite d'un programme de recherche

Pour évaluer l'intérêt de ces programmes de recherche du point de vue scientifique il nous faut définir des critères. D'après LAKATOS cité par CHALMERS (1988), il existe deux critères principaux pour juger des mérites d'un programme de recherche :

a le programme doit posséder un degré de cohérence qui permet d'inclure la définition d'un projet pour la recherche future. Le degré de fécondité d'un programme indique à quel point il contient en lui des opportunités objectives pour son développement ou à quel point il ouvre de nouvelles directions de recherche. Il n'est pas possible de fournir les moyens de construire une mesure quantitative du degré de fécondité d'un programme. Cependant, il est souvent possible de faire des comparaisons qualitatives entre les degrés de fécondité de programmes de recherche rivaux.

b il faut compléter les considérations sur le degré de fécondité par une évaluation de leur succès effectif. Un programme de recherche doit conduire à la découverte de phénomènes nouveaux, au moins occasionnellement. Il existe un lien intime qui rattache les prédictions nouvelles et le degré de fécondité. Les confirmations des prédictions nouvelles peuvent elles-mêmes résulter en l'ouverture de nouvelles avenues pour la recherche future et c'est là que réside en partie leur importance.

1.6.1.3 - Les MFP en hydrologie dans le contexte de la science

Il nous semble difficile de décrire les possibilités d'avancée scientifique des MFP en hydrologie compte tenu de la jeunesse de ce programme. Seul le recul permet de caractériser correctement les opportunités objectives et le degré de fécondité d'un programme de recherche.

Nous pouvons néanmoins apporter quelques commentaires sur l'approche réductionniste adoptée par ces modèles. Tant historiquement qu'épistémologiquement, il est généralement admis que l'approche réductionniste ouvre davantage d'opportunités de développement que l'approche structurale moins féconde (*e.g.* POPPER, 1985 ; THOM, 1974 ; BUNGE, 1964 ; CHALMERS, 1988).

Il est souhaitable qu'une théorie représente, ou mieux qu'elle reconstitue des événements et des processus réels et non qu'elle décrive simplement ses effets macroscopiques observables. Il existe plusieurs raisons pour préférer les théories réalistes à celles phénoménologiques (BUNGE , 1964) :

a l'objectif ultime de la science n'est pas de trouver des relations entre des données observables, mais d'organiser ces données en structures plus au moins formalisées qui les subsument et les expliquent (THOM, 1974) ;

b les théories réductionnistes sont plus cohérentes avec le savoir acquis (background knowledge) alors que les théories phénoménologiques sont *ad hoc* ;

c les théories réductionnistes ne sont pas limitées aux données observables disponibles mais elles sont aptes à prédire des faits nouveaux, inattendus. Le fait que les théories peuvent conduire à des prédictions nouvelles est embarrassant pour les structuralistes naïfs. Le fait que les théories, supposées réduites à de simples dispositifs calculatoires , puissent mener à la découverte de nouvelles sortes de phénomènes observables au moyen de concepts qui sont des fictions théoriques doit en effet leur apparaître comme un étrange accident, une coïncidence remarquable ;

d dans la mesure où les réductionnistes admettent que les représentations contenues dans leurs théories correspondent à ce qui existe réellement dans le monde, ces théories présentent plus de risques que les théories structuralistes d'être falsifiées ;

e pour prévoir l'impact des changements anthropiques (*e.g.* le drainage, les changements de pratiques agricoles ou l'imperméabilisation due à l'urbanisation) réalisés dans la structure physique du système modélisé (*e.g.* bassin versant), les modèles doivent avoir une propriété essentielle, à savoir, une relation quantitative établie entre les différentes actions sur le système et les paramètres (et/ou la structure) du modèle. Un MFP, s'il est correctement validé par rapport à ces aspects, peut être capable, en principe, de remplir de façon adéquate cette tâche. L'attitude scientifique consiste à le démontrer et à ne pas le prendre comme un *a priori*.

Cependant, un degré de fécondité élevé n'est pas suffisant pour assurer le succès d'un programme, car on n'aura jamais une garantie absolue que les opportunités porteront leurs fruits lorsqu'on les exploitera. Tout en ayant un haut degré de fécondité, il peut se faire qu'un programme n'aboutisse à rien.

Pour ce qui concerne donc les MFP, bien que l'on puisse leur accorder un degré de fécondité a priori élevé rien ne nous permet de conclure aujourd'hui à leur succès effectif sur cet aspect. A notre connaissance, il n'existe pas un seul exemple comme quoi un MFP ait contribué à l'amélioration d'un aspect particulier de la connaissance du cycle de l'eau.

Le fait d'utiliser des formulations physiques dans un modèle n'est en aucun cas suffisant pour garantir son réalisme physique et n'assure pas une validation *a priori*. En ayant recours à des lois développées dans des conditions expérimentales différentes de celles rencontrées dans le milieu naturel, pour construire un MFP, le modélisateur est obligé à faire des hypothèses concernant la description du milieu, l'échelle de validité des lois employées et la façon dont ces lois "travaillent" ensemble dans le milieu naturel. Toutes ces hypothèses qui constituent la structure même du modèle doivent être validées. Or le milieu naturel ne consiste pas en une juxtaposition de colonnes homogènes de sol travaillant indépendamment les unes des autres comme le suggèrent certains modèles MFP mécanistes actuels.

Ces modèles nous semblent également discutables sous l'angle du critère de cohérence avec le savoir acquis. Par exemple, l'écoulement sub-superficiel non saturé peut représenter une fraction importante (sinon la plus importante) des écoulements dans un bassin versant (dont le cas extrême est représenté par les bassins drainés artificiellement). L'écoulement superficiel (écoulement hortonien) ne peut expliquer qu'une faible composante de l'écoulement

d'un bassin versant. Or la manière par laquelle on modélise les différents cheminements de l'eau dans le bassin versant aura une importance majeure dans le représentation du transport des polluants dissous et en suspension. Ceci nous amène à nous interroger sur le succès éventuel d'une modélisation du transport de polluants basée sur une représentation du cycle de l'eau qui ne prendrait pas en compte les écoulements sub-superficiels en zone non saturée.

Un autre problème auquel sont confrontés les MFP en hydrologie concerne l'identifiabilité des paramètres du modèle. En effet, les valeurs des paramètres de ce type de modèles devraient être mesurées directement sur le terrain mais le coût d'une telle opération pour tous les paramètres rendrait l'utilisation des modèles mécanistes impraticable. Il est donc nécessaire de réduire le nombre de mesures directes des paramètres sur le terrain et d'employer davantage de méthodes indirectes d'évaluation.

En dehors des incertitudes dues aux méthodes indirectes d'évaluation des paramètres, le problème de la représentation de la mesure ou de l'estimation des paramètres par rapport à l'échelle des mailles utilisées par le modèle demeure. En fait, les paramètres du modèle doivent être définis à l'échelle des unités élémentaires de discrétisation, lesquelles, par des contraintes de calcul, varient de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres, dépendant du modèle et du cas d'application. Dans la plupart des cas, l'échelle de discrétisation est largement supérieure à l'échelle usuelle des mesures. Par exemple, pour des paramètres du sol, elle peut varier de quelques centimètres à environ deux mètres maximum.

La différence entre ces échelles peut être importante dans la compréhension des relations entre la valeur du paramètre mesuré (ou estimé) et la valeur équivalente appropriée à l'échelle du modèle. Une hypothèse fondamentale des modèles mécanistes en hydrologie est que la solution des équations descriptives des phénomènes avec les paramètres à l'échelle de l'unité élémentaire de discrétisation du modèle est une approximation adéquate de la réponse réelle du système avec ses hétérogénéités à une plus petite échelle.

Si cette propriété d'équivalence ne peut pas être vérifiée dans la représentation des systèmes hétérogènes, les modèles mécanistes auront une capacité prédictive limitée. Par exemple, BINLEY *et al.* (1989a et 1989b), ont étudié l'impact (théorique) de l'hétérogénéité de la conductivité hydraulique (paramètre dominant) sur la réponse du modèle SHE sur une surface réduite discrétisée très finement. Les résultats suggèrent que l'hétérogénéité et la dépendance spatiale affectent la réponse moyenne en termes de débit de pointe et de volume de l'écoulement superficiel. Par ailleurs, bien qu'un paramètre "équivalent" (*i.e.* obtenu par calage) ait pu être trouvé pour représenter la réponse pour des sols très perméables, il n'a pas pu être obtenu explicitement par une analyse statistique de la distribution (*i.e.* pas de relations entre la valeur équivalente du paramètre et les moments de la distribution statistique du paramètre).

Pour des sols peu perméables, caractérisés par un "écoulement superficiel" important, une unique valeur "équivalente" du paramètre capable de représenter les composantes superficielles et souterraines de l'écoulement n'a pu être trouvée. Comme l'a souligné BEVEN (1989), ceci est suffisant pour conclure que l'actuelle génération de modèles mécanistes du cycle de l'eau n'est rien de plus que la juxtaposition de simples modèles conceptuels globaux, avec l'inconvénient d'avoir plusieurs paramètres à caler pour chaque maille ce qui est impossible à réaliser.

Enfin, il faut signaler les problèmes concernant les données pour la validation des MFP. Un modèle dont l'objectif est de décrire et expliquer la réalité du cycle de l'eau sous plusieurs

de ses aspects exige de déterminer le domaine d'application en le soumettant rigoureusement et impitoyablement à une batterie de tests. Il faut que ces modèles, par exemple, soient validés non seulement en fonction de leur capacité à simuler la réponse globale du bassin à l'exutoire mais surtout par rapport à la justesse du réalisme physique de chacun des sous-modèles.

1.6.1.4 - Les ME en hydrologie dans le contexte de la science

Comme les ME ne prétendent pas expliquer ce qui se passe réellement dans la nature, ce n'est pas leur caractéristique intrinsèque que d'avancer des hypothèses sur les processus physiques du cycle hydrologique. Les conséquences sont : (1) une faible interaction entre l'expérimentation et la modélisation, (2) une faible utilisation directe des informations autres que les séries de données hydrologiques (*e.g.* carte d'occupation du sol, type de sol, topographie, ...), (3) le risque d'orienter la recherche des processus hydrologiques vers l'amélioration de la méthodologie de développement des modèles laquelle ne peut pas augmenter la connaissance de ces processus et (4) le développement de modèles qui essentiellement ne sont jamais falsifiables.

Bien que les ME ne prétendent pas donner d'explications causales, ils ne les excluent pas et l'approche structurale n'est pas incompatible avec la causalité. Dans certains cas les modèles empiriques peuvent interagir avec des hypothèses réalistes permettant d'une part de mieux raisonner sur les vrais mécanismes hydrologiques et d'autre part d'améliorer la précision de la modélisation. Un exemple de cette interaction est montré dans les chapitres 2 et 3, où il est question de la modélisation des petits bassins intermittents par GR3J et, ensuite, par GR4J.

Le modèle GR3J est un modèle empirique de simulation de la transformation pluie-débit à trois paramètres développé par EDIJATNO et MICHEL (1989) et testé sur plus de 120 bassins versants en France, avec de bons résultats. Toutefois, dans l'étude de petits bassins versants intermittents, les résultats du modèle apparaissaient assez décevants. Les recherches pour améliorer la précision du modèle ont conduit à inclure une sous-structure pour représenter les échanges de l'eau interbassins en utilisant un paramètre de plus (NASCIMENTO, 1991). L'hypothèse réaliste avancée consiste à penser que les écoulements sub-superficiels et/ou les écoulements souterrains entre des bassins adjacents ne contribuant pas au débit à l'exutoire d'un bassin constituent un phénomène hydrologique important dans les petits bassins intermittents .

Ce cas illustre les possibilités d'interaction entre les ME et les représentations fondées physiquement mais l'hypothèse avancée ci-dessus reste *ad hoc* ou tout au moins une hypothèse non validée. Il est important de signaler que malgré l'amélioration des résultats obtenue avec l'hypothèse avancée, ceci ne confère pas de signification physique au modèle qui continue à être phénoménologique (NASCIMENTO et MICHEL, 1992).

En dépit de ce type d'interaction féconde entre les ME et des hypothèses réalistes sur les processus hydrologiques, la contribution des ME à l'amélioration de la connaissance sur le cycle de l'eau reste modeste tant du point de vue de la fécondité du programme pour la recherche future que de sa capacité de prévision de phénomènes nouveaux. Il nous semble que, jusqu'à présent, la plus grande contribution des modèles conceptuels dans le contexte de la science soit leur capacité d'aider les chercheurs à raisonner sur les processus hydrologiques complexes.

Dans ce cas, comment donc justifier la permanence de ce programme de recherche dans le contexte scientifique de l'hydrologie ? Deux types de réponses peuvent être données à cette question en fonction des choix épistémologiques des chercheurs engagés dans ce programme.

On peut d'abord considérer que ce dont il s'agit dans la proposition de théories et dans la construction de modèles ce sont des phénomènes observés par des instruments de mesure. Même si l'on admet l'existence, au delà des mesures, d'une réalité indépendante plus complexe, non observée (parce que non observable; à un moment donné), ce n'est pas de cette réalité que l'on parle dans les modèles. Il peut même être gênant pour les théories et les modèles d'y ajouter des variables non observables, les MFP actuels étant des exemples d'échec dans cette démarche. En effet, la restriction ne se fait pas exactement sur l'utilisation des variables non-observables, qui d'ailleurs sont aussi présents dans les ME et dans les MC, sous forme *e.g.* : de variables d'état, de réservoirs d'interception ou d'eau souterraine, etc. Elle se fait sur l'interprétation éventuelle (et non nécessaire) de ces variables ou représentations en tant que références à une réalité au delà des données expérimentales.

Sous ce point de vue, les MC peuvent être considérés comme étant logiquement incohérents par rapport à leur base théorique, car on adopte une démarche phénoménologique et au même temps on essaye d'y introduire des sous-structures censées représenter, bien que par des équations empiriques, des sous-processus physiques. Comme on a eu l'opportunité de le montrer, tel n'est pas le cas pour les ME.

A l'opposé des choix épistémologiques ci-dessus, l'adoption d'une approche structurale peut aussi être vue comme un premier pas vers la construction de théories et de modèles réductionnistes. Cela serait justifié d'un coté par la précision, le degré de simplicité et la fiabilité de l'approche structurale et, d'un autre coté, par l'acceptation de l'inexistence, à un moment donné, de théories et de moyens expérimentaux pour franchir le pas vers l'approche réductionniste. Ici il n'y a pas adoption d'une phénoménologie comme base épistémologique, mais plutôt comme instrument temporaire pour essayer de progresser vers une meilleure connaissance des processus physiques.

Mais là encore, il ne suffit pas de faire des déclarations d'intention, en cherchant à s'éloigner de positions plus au moins indutivistes naïves (telles que décrites par *e.g.* CHALMERS, 1991 et BESNIERS, 1993). Il nous semble qu'à ce sujet, il faut avant tout considérer sérieusement une conjecture parfois énoncée selon laquelle l'approche structurale serait l'unique approche capable de traiter la complexité des phénomènes, dans le domaine de l'hydrologie en particulier, mais aussi dans le domaine de l'environnement en général, où cette approche est si souvent employée. C'est à partir de telles réflexions que l'on pourrait ensuite envisager de répondre à la deuxième question qui en découle, c'est à dire, par quels moyens expérimentaux et théoriques conduire la recherche en hydrologie dans le sens de l'explication des phénomènes.

Tout en affirmant une option épistémologique qui admet l'existence d'un réalisme physique des processus hydrologiques dans le bassin versant, nous considérons que ces dernières interrogations nous amèneraient bien au delà des objectifs du présent rapport. Nous pensons, cependant, que si une telle transition de l'approche structurale vers l'approche réductionniste s'avère possible, les ME peuvent y contribuer de façon significative et nous espérons que les études développées ici vont dans ce sens.

1.6.2 - Dans le contexte de la technologie

Selon BUNGE (1980), la technologie a pour objectifs de contrôler, créer ou transformer des choses ou des processus, naturels ou sociaux. Il affirme aussi qu'en technologie on utilise un concept opportuniste de la vérité. En fait, même en adoptant une approche réaliste, on cherche un niveau de description et d'explication de la réalité juste suffisant pour rendre compte des objectifs technologiques. Pour choisir des théories et des modèles adéquats à la solution d'un problème technologique particulier, on doit considérer d'autres critères que le "contenu de vérité" des théories scientifiques, tels que le rapport efficacité/complexité, des critères économiques, des critères liés à la précision et aux risques technologiques de différentes natures, entre autres.

En extrapolant cette réflexion, on pourrait affirmer que si un modèle fonctionne avec une très bonne exactitude, sans que nous comprenions pourquoi, il n'y a aucune raison de renoncer à se servir de cet accord inexplicable à des fins pragmatiques (THOM, 1979). Dans le contexte de la technologie un critère universel permettant d'évaluer les mérites relatifs des modèles serait la capacité à résoudre des problèmes. Il est facile de voir que, même dans le contexte technologique, ce propos est contradictoire avec une affirmation antérieure établissant qu'il ne suffit pas qu'un modèle marche bien, il faut encore qu'il marche bien pour de bonnes raisons. A ce point de la réflexion il nous semble utile de regarder un peu le rapport entre la science et la technologie.

Le sens commun semble voir le rapport entre la science et la technologie comme unidirectionnel, de la science vers la technologie. En effet, à l'heure actuelle, la coopération entre les ingénieurs et les scientifiques, par exemple, pour construire des outils expérimentaux ou des codes informatiques ou pour le développement d'applications des résultats de la recherche, constitue des voies de communication biens établies, dans les deux sens. La technologie a souvent joué un rôle vital pour l'émergence de nouvelles sciences ou pour la proposition de nouveaux sujets de recherche dans des domaines scientifiques déjà établis. Selon KUHN (1983), la technologie constitue une source facilement accessible de faits qui n'auraient pas pu être découverts accidentellement. Pour lui, le caractère général de la science enrichit les solutions et les résultats obtenus dans le contexte technologique et les rend plus puissants, car exploitables hors des conditions originaires de développement. BUNGE considère la compatibilité avec la connaissance scientifique, à un moment donné, comme critère de définition de la technologie[9].

Par contre, il peut y avoir des cas où ces échanges ne se font pas de façon adéquate, conduisant à une situation d'atrophie, comme par exemple quand les applications pratiques prennent le dessus sur la recherche plus fondamentale. C'est une des conclusions de KLEMES (1986) concernant la modélisation en hydrologie. Il affirme que la facilité de construction des modèles conceptuels, apportée par le progrès en informatique, et la concentration des recherches dans la solution de problèmes liés à l'exploitation des ressources en eau, ont conduit l'investigation scientifique à une situation d'atrophie qui, à l'heure actuelle, empêche même le développement adéquat de la technologie hydrologique.

---

[9] Il y a 2 années on a assisté à un débat dans la revue La Recherche (voir *e. g.* : DURAND, 1992 ; GELI, 1993) concernant le rapport entre la science fondamentale et la technologie sous l'optique du développement économique. DURAND et GELI expriment des points de vue particuliers et divergents qui ne se fondent pas sur les résultats d'une recherche mais qui à plusieurs reprises illustrent le continuum entre recherche fondamentale, recherche appliquée et technologie.

A notre avis, cela peut être la conséquence de l'adoption, dans le contexte technologique, d'une attitude instrumentaliste naïve qui ne voit les théories que comme des instruments pour décrire la réalité au lieu de les prendre comme des constructions aptes à nous fournir progressivement une meilleure connaissance de la réalité. Une telle attitude peut conduire à un manque de spéculation et d'invention, à une attitude anti-scientifique et comme résultat à la stagnation technologique. En adoptant l'approche conceptuelle ou l'approche empirique on est probablement plus susceptible de tomber dans ce piège.

Comme nous l'avons souligné auparavant, il est bien clair que l'on peut développer et utiliser des ME pour d'autres raisons, comme par exemple le constat d'une insuffisance de connaissance des processus physiques et de moyens technologiques et financiers pour adopter une approche de modélisation fondée physiquement. De plus, l'utilisation de ME dans le contexte technologique est bien justifiée, car ces modèles répondent de façon adéquate à plusieurs problèmes pratiques. Par ailleurs, s'ils ne permettent pas une connaissance détaillée des processus hydrologiques, une réflexion sur les phénomènes hydrologiques à l'échelle des bassins versants est toujours possible en utilisant ce type de modèles comme nous l'avons vu précédemment.

Un autre aspect à considérer de l'utilisation des ME dans le contexte technologique concerne la prévision des conséquences d'interventions anthropiques sur le fonctionnement du système. En effet, bien que l'approche conceptuelle ne soit pas incompatible avec la possibilité de prévision, il est fondamental que les ME soient validés sur cette capacité. Il y aurait le plus grand danger à extrapoler la validation ayant lieu sur des conditions stationnaires observées à des conditions non stationnaires. Il s'agit là du sujet même du présent rapport.

Par contre, en ce qui concerne les MC nous estimons que les efforts de développement de nouveaux modèles n'ont été que rarement suivis par la réalisation de tests et d'analyses d'erreurs adéquats, ainsi que d'études comparatives en nombre suffisant pour dégager les structures les plus efficaces et les solutions les plus fiables. Le manque de ce genre d'étude rend difficile l'utilisation, dans les conditions les plus correctes, des MC.

En ce qui concerne les applications technologiques des MFP, les difficultés décrites auparavant pour évaluer les valeurs des paramètres des modèles montrent qu'ils restent conceptuels avec l'inconvénient de faire appel à un calage très lourd d'innombrables paramètres[10]. Par conséquent, comme les MFP ne présentent pas une précision supérieure (voire même inférieure) aux MC et aux ME ils n'offrent aujourd'hui aucun intérêt d'application technologique. La question qui se pose est de savoir s'il est utopique d'envisager l'utilisation des MFP pour des applications technologiques.

1.7 - LE PROGRAMME DE RECHERCHE DES ME - quelques questions posées

Dans les paragraphes ci-dessus, à plusieurs reprises, nous avons considéré le risque de stérilité du programme de recherche en modélisation empirique. Il nous a semblé ainsi important d'essayer de présenter ici quelques questions qui se posent dans le cadre de ce programme de recherche. Cela nous parait logique comme élément de démonstration de la fertilité du programme. En plus, étant donné que nous nous trouvons engagés dans le

[10] Pour une description des difficultés typiques d'utilisation du modèle SHE dans un cadre technologique voir *e.g.* : IRITZ, JOHANSSON et LUNDIN (1994) et BATHURST et O'CONNELL (1993).

développement et l'utilisation des ME, cela nous semble tout aussi nécessaire. Pour le faire, nous discutons d'abord quelques applications technologiques des modèles hydrologiques, en général.

1.7.1 - Gestion quantitative des ressources en eau

L'utilité des modèles pour la gestion quantitative des ressources en eau découle de leur capacité de simulation. La simulation, dans le sens propre à la modélisation hydrologique, concerne le calcul de la réponse d'un système hydrologique à une série d'événements, pendant un intervalle de temps établi préalablement (VIESSMAN *et al.*, 1989).

Les problèmes typiques de gestion quantitative des ressources en eau auxquels les modèles hydrologiques peuvent donner des réponses satisfaisantes sont :

a l'extension de séries de données hydrologiques : les modèles peuvent générer de longues séries de données hydrologiques, normalement de débits, soit pour permettre un traitement statistique des données, nécessaire à certaines méthodes de calcul de structures hydrauliques, et à l'analyse de risque, par exemple, soit pour permettre l'évaluation des ressources en eau pour différentes applications (*e.g.* : l'irrigation, l'approvisionnement en eau, la génération d'énergie, ...) ;

b le diagnostic : on peut utiliser les modèles pour le diagnostic du fonctionnement d'une structure hydraulique de contrôle ou d'un aménagement, de l'efficacité des règles de gestion d'un aménagement, ainsi que pour évaluer la pertinence de critères d'efficacité de différents types d'aménagement, entre autres études de diagnostic ;

c l'évaluation d'alternatives : l'intérêt des modèles concerne la possibilité de simulation de différentes alternatives à un problème particulier, par exemple, le choix entre plusieurs techniques alternatives d'assainissement ou l'évaluation de la combinaison la plus efficace de ces techniques ; la décision entre la construction d'un nouveau barrage ou le changement de système d'irrigation, en adoptant des techniques plus économes par rapport à la demande en ressources en eau ; l'option entre différentes solutions structurelles ou non structurelles pour la protection contre les crues ;

d la prévision : la prévision de débits, surtout, mais aussi d'autres variables hydrologiques, telles que l'état d'humidité du sol, ouvre aux modèles hydrologiques un important champ d'application, soit pour l'évaluation des ressources en eau ou la prévision de la demande, au pas de temps annuel ou mensuel (pour la gestion d'un système d'irrigation, par exemple), soit encore pour la gestion d'un système de protection contre les crues ou d'annonce de crues, à des pas de temps beaucoup plus fins, tels que le pas de temps horaire.

Les modèles hydrologiques remplissent encore d'autres fonctions associées à la gestion quantitative des ressources en eau, telles que le traitement des données (*e.g.* : reconstitution de données manquantes ; simulation de débits naturels pour des bassins aménagés ...), la recherche et l'enseignement.

Toutefois, l'efficacité des modèles dans la résolution de problèmes comme le calcul de débits ou d'autres variables hydrologiques dans le cas des bassins non jaugés, et la prévision des effets anthropiques peut être limitée par un certain nombre de facteurs intrinsèques et extrinsèques aux modèles. Ces questions seront discutées dans les prochains paragraphes.

1.7.2 - Gestion de la qualité de l'eau

La gestion de la qualité de l'eau dans les bassins versants ruraux peut être schématisée par les activités suivantes (THOMANN, 1987) : (1) énoncé du problème, (2) évaluation des alternatives de contrôle, (3) implantation du programme de contrôle et (4) vérification du programme de contrôle.

Compte tenu du type de problème posé et de la phase où l'on se trouve dans le processus de gestion de la qualité de l'eau, les gestionnaires feront appel à des outils d'aide à la décision. Parmi les problèmes posés aux gestionnaires dont les modèles mathématiques peuvent contribuer à la solution on distingue :

a le calcul des flux polluants : les modèles peuvent générer des séries de débits et de concentrations de polluants, soit pour interpoler entre des mesures ponctuelles, soit sur des périodes où l'on ne dispose pas de mesures ;

b l'estimation du risque de dépassement d'une concentration : l'intérêt des modèles est d'une part de se substituer aux mesures dans la détermination de la distribution des probabilités au dépassement d'une certaine concentration et d'autre part de prévoir, avec une certaine avance, le dépassement d'une concentration seuil et la durée de ce dépassement ;

c la détermination et quantification des sources de pollution : l'intérêt des modèles consiste à évaluer l'importance des différentes sources de pollution (naturelles, ponctuelles et diffuses) dans un bassin versant ayant des sources multiples ;

d la description de mécanismes de transport des polluants : l'intérêt des modèles consiste à utiliser leur pouvoir de généralisation du comportement d'un type de système pour étendre la description des mécanismes sans faire appel à l'expérimentation et aux mesures ;

e l'impact des techniques agricoles sur la qualité de l'eau : l'intérêt des modèles est de pouvoir simuler différents types de techniques agricoles afin d'évaluer les effets sur la qualité de l'eau et de contribuer ainsi aux choix objectif des techniques appropriées pour lutter contre un problème particulier.

Les applications des modèles pour la gestion de la qualité des eaux dans un bassin versant ont une caractéristique en commun. Il s'agit du lien entre l'objectif de la modélisation et la capacité de représenter le système à modéliser. En fait, qu'il s'agisse de la détermination et de la quantification des sources de polluants ou de la description des mécanismes de transport des polluants ou de l'estimation de l'impact du changement des pratiques agricoles sur la qualité de l'eau, il faut qu'il y ait une liaison établie entre les sources de pollution, les mécanismes de transport et les pratiques agricoles avec la représentation du système par le modèle. Il nous

semble que les MFP, les MC et les ME actuels sont loin de pouvoir assurer cette liaison. Pour envisager l'utilisation des modèles pour ce type d'application, qu'il s'agisse des MFP, ME ou MC, il faut que les modèles, soit validés non seulement en fonction de leur capacité à représenter le comportement global du bassin à l'exutoire mais surtout par rapport à la justesse des liens établis entre les processus physiques et chacun des sous-modèles, c'est-à-dire qu'ils décrivent ou représentent réellement les sources de pollution, les mécanismes de transport et les pratiques agricoles.

Le sujet qualité de l'eau étant hors de nos préoccupations dans ce rapport, nous arrêterons ici la discussion de ces problèmes.

1.7.3 - Les sources d'incertitudes

Les ME, les MC et les MFP adoptent au départ une interprétation parfaitement déterministe des processus ou phénomènes hydrologiques, dans le sens qu'ils fournissent toujours les mêmes valeurs des variables de sortie, pour les mêmes valeurs des variables de forçage et pour un état du système et un jeu de paramètres donnés. Ce comportement parfaitement déterministe n'est pas rencontré dans le système bassin versant réel, ou du moins on n'est pas en mesure de le démontrer à partir des données expérimentales disponibles. Est-ce que cela signifie que l'on est obligé d'abandonner la quête d'un déterminisme intrinsèque des processus hydrologiques ? A cette question les modélisateurs des MFP répondent évidemment par la négative. Chez les modélisateurs conceptuels ou empiriques la réponse est également négative, mais cette fois plus nuancée, car c'est justement le scepticisme concernant les possibilités d'expliquer par un modèle les processus hydrologiques, qui justifie l'adoption, par ces derniers, d'une stratégie phénoménologique comme on l'a vu dans les paragraphes précédents.

De toutes façons, pour garder une interprétation déterministe des processus hydrologiques (MFP), ou des phénomènes (ME et MC), il faut bien considérer qu'entre les modèles et la réalité il doit y avoir un certain nombre d'inconnues. En effet, le bassin versant représenté par les modèles est différent, mais pas beaucoup, tout au moins on l'espère, du bassin réel. Les différences entre les deux bassins mettent en évidence une connaissance incomplète du modélisateur vis à vis de la réalité. La question qui s'impose par la suite concerne donc la nature de cette connaissance incomplète, à savoir : les origines, les ordres de grandeurs et les conséquences qu'elle entraîne sur la modélisation.

La connaissance incomplète, quelle que soit l'approche de modélisation, va se traduire par des incertitudes sur les valeurs calculées par les modèles ; en termes quantitatifs, par la différence entre les valeurs calculées et les valeurs mesurées. La connaissance incomplète s'assimile ainsi à l'erreur du modèle.

O'DONNELL et CANEDO (1980) proposent une liste de sources d'incertitudes associées à la modélisation conceptuelle :

a Données hydrologiques : les erreurs d'enregistrement des données brutes ; la description par moyenne dans l'espace de variables mesurées ponctuellement ; la description par moyenne dans le temps de variables mesurées en continu et l'estimation de variables non mesurées directement, *e.g.* l'évaporation ;

b Structure du modèle : la connaissance imparfaite des processus hydrologiques ; les approximations pour arriver à une représentation des processus qui puisse être traitée d'un point de vue mathématique ; le traitement global de processus distribués dans l'espace, *e.g.* la capacité d'infiltration ; le traitement séquentiel de processus concomitants et l'omission de processus considérés comme moins importants pour un certain but de modélisation.

c Calage du modèle : la subjectivité du choix de la fonction critère ; la taille de l'échantillon des données utilisées pour le calage ; la variabilité du calage par rapport à différents échantillons ; les critères de convergence dans l'optimisation et l'occurrence de minima locaux.

En grande partie, ces sources d'incertitudes concernant les MC sont aussi trouvées dans le cadre des ME. La qualité des données des variables de forçage, par exemple, joue un rôle important, soit dans les phases de calage et validation du modèle, soit dans la phase de simulation. Le modèle est construit en respectant le principe de la continuité, c'est à dire qu'il résout l'équation du bilan en eau à l'échelle du bassin versant. Si, par une mauvaise représentation spatiale des mesures des variables de forçage ou par des erreurs trop importantes, le bilan s'avère incorrect, il sera représenté de façon erronée par le modèle. Ainsi, ce biais par rapport au bilan en eau peut être dû au fait que les erreurs sur les données ne présentent pas un caractère purement aléatoire. Par exemple, les mesures de pluie par pluviomètre ne sont pas indépendantes de la vitesse du vent, la variance des débits obtenus en passant par une courbe de tarage n'est pas stationnaire par rapport à la hauteur d'eau mesurée.

Dans le cas des MC, les incertitudes dues à l'inadéquation du modèle ont souvent pour origine un essai de conceptualisation d'une finesse non justifiée des phénomènes modélisés. Cela dépasse généralement l'information disponible dans les séries de valeurs mesurées et crée, soit de fortes interactions entre les paramètres, soit des paramètres non sensibles au phénomène modélisé. Dans le cas des ME, les efforts pour construire des modèles à peu de paramètres peuvent minorer ces problèmes mais ne constituent pas une garantie absolue de réussite. Il faut encore que la structure du modèle, c'est à dire les équations qui décrivent les phénomènes soit adéquate. Par exemple, les réservoirs à plusieurs sorties produisent des discontinuités dans le fonctionnement du modèle et par extension, sur la surface de la fonction de calage, qui peuvent rendre difficile le processus de calage et donc augmenter l'incertitude.

KAUARK-LEITE (1990) rapporte encore, à partir des études réalisées sur le Bassin de Mélarchez, une difficulté des modèles à réservoirs à représenter correctement la reprise des écoulements après des longues périodes d'étiage (*e.g.* début d'hiver). La structure de ce type de modèle, quand il adopte pour la fonction de production un réservoir à capacité inextensible pour représenter l'eau dans le sol, est inadaptée à la simulation de l'écoulement après des étiages importants car, dans ce cas, l'épaisseur de la zone non saturée du sol devient considérable en raison du rabattement de la nappe phréatique. A ce moment, cette zone constitue un réservoir tampon capable d'absorber une grande partie des premières pluies avant qu'elles ne se transforment en écoulement.

Finalement, les incertitudes associées aux valeurs des paramètres sont liées aussi bien à celles discutées ci-dessus qu'à celles introduites par le processus de calage. En essayant de réduire la subjectivité du calage manuel, on adopte souvent dans le calage automatique, la minimisation des écarts quadratiques entre les valeurs calculées par le modèle et celles

mesurées à la sortie du bassin versant. Or, les modèles sont en général non linéaires par rapport aux paramètres. L'adoption du calage par moindres carrés associée aux problèmes d'autocorrélation et d'hétérocédasticité des erreurs résulte en une augmentation du risque de maxima locaux, et peut rendre les analyses de sensibilité et d'incertitude des paramètres non valables (*e.g.* SOROOSHIAN et DRACUP, 1980 ; KUCZERA, 1983a et 1983b, ...). Ces points sont discutés dans le prochain paragraphe ainsi que dans les chapitres 4 et 5.

L'analyse des incertitudes est donc une question centrale dans les programmes de recherche des modèles, ici en particulier des ME. La principale difficulté dans le traitement de cette question est d'attribuer le juste poids à chacune des sources d'erreurs sur la sortie du modèle. Le caractère interactif des incertitudes est mis en évidence, par exemple, pendant le calage du modèle, où l'incertitude sur les paramètres est à la fois fonction des erreurs sur les variables de forçage et de sortie, de l'inadéquation du modèle et du processus de calage.

1.7.4 - Un exemple de méthode d'analyse des incertitudes

En adoptant une approche semblable à celle de CLARKE (1973), admettons que nous ayons un modèle idéal dont la formulation mathématique serait :

$$f\left[y(t),x(t);\frac{\partial y}{\partial t},\frac{\partial x}{\partial t},\frac{\partial^2 y}{\partial t^2},\frac{\partial^2 x}{\partial t^2}\ldots;\theta_1,\theta_2,\ldots\right]=0 \qquad \text{(Eq. 1.7)}$$

où $y(t)$ et $x(t)$ sont respectivement les variables endogène et exogène et $\theta_1,\theta_2,\ldots$ sont des paramètres à mesurer où à identifier par une méthode de calage. La formulation différentielle de l'équation 4.2 indique la dynamique du système modélisé.

Cependant, notre connaissance incomplète de la réalité nous oblige à adopter une formulation différente pour l'équation 1.7 :

$$f^*\left(y_t,x_t,y_{t-1},x_{t-1},y_{t-2},x_{t-2};\ldots;\theta_1,\theta_2,\ldots\right)+\varepsilon_t=0 \qquad \text{(Eq. 1.8)}$$

L'équation 1.8, où les dérivées partielles sont remplacées par des différences finies, contient un terme, ε_t, qui représente l'erreur où le résidu du modèle. Comme nous avons eu l'occasion de le voir dans le paragraphe précédant, ε_t a pour origine l'inadéquation du modèle, une mauvaise performance de la procédure de calage et les erreurs associées aux mesures des données d'entrée, c'est à dire la précipitation et l'évaporation estimée, et de sortie, le débit. Il exprime donc la connaissance incomplète de la réalité.

Les ME, et encore moins les MC et les MFP, ne possèdent pas une formulation suffisamment simple pour permettre l'explicitation de l'équation en vue de l'identification des paramètres par une méthode analytique. D'autre part, ces paramètres peuvent rarement êtres mesurés sur le bassin versant. On doit ainsi essayer de les identifier par des méthodes manuelles du type essai-erreur ou en adoptant une procédure automatique de calage, avec l'objectif de réduire la subjectivité du calage manuel, comme nous avons eu l'occasion de le mentionner dans le paragraphe précédent. Cela se fait souvent par la minimisation des écarts quadratiques entre les valeurs calculées par le modèle et celles mesurées à la sortie du bassin versant, c'est à dire, par la minimisation de la fonction :

$$\sum_t \varepsilon_t^2 = \sum_t \left[y_t - f^*\left(x_t, x_{t-1}, x_{t-2}, \ldots \theta_1, \theta_2, \ldots\right)\right]^2 \qquad \text{(Eq. 1.9)}$$

Il s'agit de la méthode des moindres carrés. Sous forme vectorielle cela revient à minimiser :

$$\left[Y - F(X,\Theta)\right]^T \left[Y - F(X,\Theta)\right] \qquad \text{(Eq. 1.10)}$$

Pour un modèle et un bassin versant donnés, on admet qu'il existe un vecteur Θ des paramètres qui minimise l'erreur due à l'inadéquation du modèle. Ce vecteur sera connu comme le vecteur des vrais paramètres. Pourvu que quelques hypothèses concernant les résidus du modèle soient vérifiées, le vecteur de paramètres obtenu par la méthode des moindres carrées $\hat{\Theta}$ est la meilleure estimation de Θ, qui n'est pas connu.

Maintenant, si l'on admet que $E = Y - F\left(X, \hat{\Theta}\right)$ augmente en rapport avec l'augmentation de $\left|\hat{\Theta} - \Theta\right|$, on peut écrire :

$$F\left(X, \hat{\Theta}\right) \cong F(X,\Theta) + \Delta\left(\hat{\Theta} - \Theta\right) \qquad \text{(Eq. 1.11)}$$

où Δ est une matrice (n,k) tel que $\Delta_{ij} = \left(\dfrac{\partial F_i}{\partial \theta_j}\right)_{\theta = \theta_0}$ (Eq. 1.12)

n étant la longueur de la série des données mesurées ; k étant le nombre de paramètres du modèle à estimer et θ_0 les vraies valeurs des paramètres.

Cette formulation proposée par MEIN et BROWN (1978) et par TROUTMAN (1985a et 1985b) fondée sur le traitement des incertitudes dans le cadre des modèles linéaires au sens statistique permet à la fois d'exprimer l'ensemble des incertitudes dues au modèle et aux données sur la forme des écarts-types associés aux paramètres estimés. Elle permet également une évaluation globale du degré de redondance existant dans la structure du modèle par une estimation de la corrélation entre les paramètres.

MEIN et BROWN (1978) suggèrent comme procédure d'application de la méthode les étapes suivantes :

a Varier d'une petite quantité chaque paramètre $(\hat{\theta_1}, \hat{\theta_2}, \hat{\theta_3}, \ldots \hat{\theta_k})$ du vecteur des paramètres estimés par les moindres carrés, $\hat{\Theta}$, un seul à la fois, pour estimer les éléments (n,k) de la matrice décrite par l'équation 1.12.

b Estimer les éléments de la matrice de covariance du vecteur d'erreurs, E, par l'équation

$$\gamma_r = (n-r)^{-1} \sum_{j=1}^{n-r} \varepsilon_j \varepsilon_{j+r} \qquad \text{(Eq. 1.13)}$$

où γ_r est la covariance entre les erreurs distantes de r pas de temps.

c Calculer la matrice de covariance donnée par

$$(\Delta^T\Delta)^{-1}\Delta^T\Gamma\Delta(\Delta^T\Delta)^{-1} \qquad \text{(Eq. 1.14)}$$

On obtient la variance estimée de chaque paramètre avec les éléments de la diagonale principale de la matrice (k,k) qui en résulte. Γ est la matrice de covariance des erreurs.

Dans le cadre de l'application de la méthode ci-dessus, y compris l'estimation des paramètres par les moindres carrés, quelques hypothèses concernant les résidus du modèle sont souhaitables à divers degrés, à savoir :

a les résidus doivent avoir pour moyenne zéro et une variance σ_ε^2 constante, c'est à dire, $E(\varepsilon_t)=0$ et $E(\varepsilon_t^2)=\sigma_\varepsilon^2$;

b les résidus ne doivent pas être autocorrelés, c'est à dire que $E(\varepsilon_t\varepsilon_{t-k})=0$, pour tous les $k\neq 0$;

c ε_t doit être distribué selon une loi normale, pour permettre l'application des tests de significativité.

1.7.5 - Etudes comparatives - un moyen de validation des modèles

Quel que soit l'objectif d'utilisation des modèles : en science ou en technologie, il est impératif de valider leur domaine application en les soumettant à une batterie de tests. Il s'agit là d'une tautologie.

Cependant, on ne trouve dans la littérature que des modèles qui semblent "bien marcher" et comme les modèles qui ne "marchent" pas ne sont pas publiés on peut "seulement" conclure que les modèles fonctionnent bien. Par ailleurs, étant donné que la performance d'un modèle tend à être interprétée comme un jugement sur le modélisateur lui-même, sa compétence et son talent, ses publications tendent à être biaisées par l'optimisme. Tout se passe comme si les auteurs de modèles, se confondant avec ceux-ci, se trouvaient blessés dans leur amour-propre s'il y avait infirmation des principes de base sur lesquels repose leur modélisation. Des évaluations critiques des modèles sont à l'heure actuelle très rares, voire inexistantes. Comme l'a fort bien souligné KLEMES (1986), si on veut assurer au moins une modeste crédibilité aux modèles mathématiques de simulation, un minimum d'évaluation de ces outils est nécessaire sous peine de voir les sciences de l'eau rejoindre l'alchimie et l'astrologie dans les annales du dilettantisme.

Comme on l'a vu auparavant, ces tests comprennent : (1) des critères qualitatifs (notamment graphiques), (2) des critères statistiques quantitatifs (e.g. coefficient d'efficacité, coefficient de corrélation, ...) et (3) une analyse des incertitudes. Par ailleurs, ces tests peuvent être enrichis par l'analyse comparative des modèles. Les quelques analyses de ce genre, en hydrologie (*e.g.* NAEF, 1981, KAUARK-LEITE, 1990 ; EDIJATNO, 1991 ; FRANCHINI et PACCIANI, 1991 ; WMO, 1975) ont apporté des informations importantes concernant la précision et la complexité des modèles.

D'après la littérature, la logique des études comparatives est bien claire. Si l'on considère l'approche phénoménologique comme un premier pas vers la construction de théories et de modèles réductionniste, un MFP correctement validé pourrait servir de cadre pour la validation d'un ME, par exemple. Dans ce cas, l'analyse comparative des deux modèles serait très utile pour nous renseigner sur le niveau de simplification adéquat à une application particulière, ainsi que pour permettre d'enlever de la structure du modèle des sous-structures de moindre importance (KUNDZEWICZ, 1986). Selon KUNDZEWICZ et DUCKSTEIN (1990), il serait souhaitable d'admettre moins de précision pour moins de complexité.

Cependant, à l'heure actuelle on ne dispose pas, en hydrologie, d'un modèle ayant les caractéristiques requises pour se placer comme référence des modèles, une sorte de modèle de base. Pourtant, cela n'invalide pas les efforts de réalisation d'études comparatives. On peut très bien envisager une démarche à l'opposé de celle que l'on vient de décrire, à savoir, les modèles les plus simples sont considérés comme des références. On validerait ainsi l'apport de complexité.

Il nous semble important que cette validation soit réalisée également par type d'application envisagée car ainsi on donnerait aux utilisateurs un moyen de faire leur choix en fonction du rapport coût de modélisation/précision requise, compte tenu de l'objectif choisi.

Comme l'activité de construction des modèles est très dynamique et évolue dans le temps pour un même modèle et dans l'espace avec des modèles "rivaux", il nous semble intéressant que la communauté scientifique en hydrologie, d'une façon concertée et coordonnée, par exemple par un institut de recherche hydrologique nationalement reconnu, établisse un cadre général pour la validation des modèles. Il s'agit : (1) de définir les critères qualitatifs et quantitatifs les plus pertinents en fonction de chaque domaine et du type d'application, (2) de définir les méthodes les plus pertinentes pour l'analyse des incertitudes et (3) de mettre à disposition des jeux de données, des informations, des codes informatiques de modèles (dans les cas où ils sont du domaine public), des algorithmes de calage et des résultats antérieurs de modélisation qui puissent être utilisés par l'ensemble des chercheurs pour la validation des modèles.

Bien évidemment, il ne s'agit pas là d'établir des règles méthodologiques pour guider les choix et les décisions des scientifiques, mais de définir des règles pour évaluer le degré de succès que les différents programmes de recherche en modélisation hydrologique atteignent en fonction de leurs objectifs.

1.7.6 - L'explication des paramètres et la simulation des actions anthropiques

L'explication des paramètres d'un ME par des variables géomorphologiques du bassin versant ainsi que l'identification et l'explication de non-stationnarités dans de longues séries de données hydrologiques, notamment des débits, restent des sujets centraux dans le programme de recherche des ME. La première est une condition essentielle pour le transfert interbassin du modèle, quand un bassin n'est pas jaugé ; la deuxième est une exigence pour l'utilisation du modèle dans la prévision des effets anthropiques sur les variables du cycle hydrologique.

Cela, bien entendu, si l'on se place du coté des applications technologiques des modèles. Toutefois, derrière ces deux questions se trouve une hypothèse fondamentale concernant les ME (mais aussi les MC et les MFP actuels) qui relève également du contexte

scientifique d'utilisation des modèles. Il s'agit de l'hypothèse d'indépendance des paramètres du modèle vis à vis des variables de forçage.

Affirmer que les paramètres du modèle sont indépendants des variables de forçage équivaut à dire qu'ils représentent dans le modèle seulement des caractéristiques physiques du bassin versant, telles que types de sol, couverture végétale, occupation du sol et des variables géomorfologiques. Cependant, il est bien clair que la morphologie, la couverture végétale, les types de sol, etc., ne sont pas indépendants de l'histoire du bassin versant, et en particulier, ne sont pas indépendants du climat de la région où se trouve le bassin. Donc, on doit nuancer un peu cette hypothèse, en ajoutant que des variables associées à des caractéristiques générales de climat, telles que les modules pluriannuels de précipitation, peuvent être corrélées à certains paramètres du modèle.

Ce que l'on attend, en fait, c'est une indépendance des paramètres via à vis des variations climatiques, comme les séquences d'années sèches et humides qui ont lieu au cours du temps, à des échelles de temps relativement petites, de l'ordre de grandeur des séries usuelles de calage, entre 3 et 10 années. Cela, en plus d'un lien entre les paramètres du modèle et des caractéristiques physiques du bassin sont des conditions pour que les modèles puissent donner des réponses adéquates aux deux questions décrites ci-dessus. Bien entendu, si les modèles ne remplissent pas ces conditions là, même leur utilisation usuelle, en conditions stationnaires peuvent être compromises.

Or, la littérature cite fréquemment des échecs dans l'explication des paramètres des modèles par des variables liées à la physique du bassin versant, soit en raison de problèmes intrinsèques au calage (*e.g.* : maxima locaux, haut niveau de corrélation entres les paramètres, etc.), soit, comme on l'a mentionné auparavant, une dépendance des paramètres par rapport aux séries de calage. Ces résultats sont généralement obtenus en utilisant des MC aux structures complexes, à beaucoup de paramètres.

Nous avons déjà fait l'hypothèse que les ME sont moins soumis à ce type de problèmes. On se base sur le fait qu'ils utilisent des structures mieux validées et que, en ayant un petit nombre de paramètre à caler, on diminue considérablement les risques de non-unicité dans leur identification. Il s'agit ici de l'hypothèse complémentaire à celle décrite ci-dessus que nous nous proposons de vérifier au cours de cette recherche.

1.8 - CONCLUSION

Dans le domaine de la recherche, la démarche réductionniste qui sous-tend la construction de modèles MFP est historiquement (notamment en physique) plus féconde, compte tenu de la quantité et du contenu des questions posées et de l'ouverture d'opportunités de développement de théories et d'expérimentations concernant les processus physiques du cycle hydrologique. Cependant, un degré de fécondité élevé n'est pas suffisant pour assurer le succès d'un programme de recherche.

Le système naturel dans lequel se produisent les mouvements hydriques est presque complètement inconnu et le sera probablement pour très longtemps, à moins que l'on ne dispose de "scanners" capables de représenter très finement les bassins versants dans toute leur épaisseur. Même pour les bassins versants représentatifs et expérimentaux, on est loin d'une représentation adéquate de ces systèmes, capable de fournir les conditions aux limites exigées par les formulations mathématiques des processus physiques ou de prendre en compte la variabilité spatiale des caractéristiques du sol, par exemple. Le développement des moyens informatiques et des techniques de mesure et d'observation seront toujours indispensables à ce programme de recherche. Cependant, ces acquis seront insuffisants pour combler le besoin de constructions théoriques concernant les processus physiques et le choix du niveau adéquat de description de la complexité du système naturel. Construire, sur la base d'une représentation illusoire de ce système, un modèle théorique, est une déclaration de principe qui s'apparente à une tromperie pure et simple.

Une démarche scientifique exige que l'on soumette les hypothèses au contrôle qui consiste à comparer leurs conséquences à la réalité des faits observables. Les MFP mécanistes actuels, par exemple, semblent bâtis dans un contexte où l'on estime pouvoir se dispenser de cette nécessité.

D'autre part, une démarche qui essaie d'augmenter les références physiques, chimiques, biologiques de sous-processus inclus dans le ME peut être envisagée. Il faut d'abord admettre que l'on connaît de façon très rudimentaire le fonctionnement du bassin versant. Ensuite, il faut essayer de voir si l'on peut reproduire son comportement par des structures simples. Enfin, il ne faut introduire de complications conceptuelles que si elles apparaissent inévitables pour rendre compte des phénomènes réels. Si cette démarche nous entraîne vers des modèles plus réalistes, un nouveau degré de généralisation des ME aura été obtenu. Sinon, il serait dangereux d'y introduire des références physiques, chimiques, biologiques de force. On risquerait de tourner en rond et de s'interdire toute possibilité de contredire les hypothèses initiales.

Dans le contexte technologique, les ME et les MC sont les seuls à donner des réponses adéquates à un certain nombre de problèmes posés. Néanmoins, la précision des réponses fournies, et donc leur utilité pour les applications pratiques, est conditionnée par la démarche utilisée dans le développement de ces modèles. Dans la démarche empirique, à la créativité pour imaginer et tester différentes solutions structurales il faut associer l'emploi intelligent du critère de minimalité ainsi qu'une validation rigoureuse des solutions les plus prometteuses, dans les différentes conditions d'application. Cette dernière démarche semble plus adéquate aux problèmes posés et plus cohérente avec les fondements de l'approche structurale que la démarche conceptuelle.

Les MFP, disponibles aujourd'hui, pour des applications technologiques, restent conceptuels, ne présentant pas de réalisme physique. Etant donné leur niveau de complexité élevé, le grand nombre de paramètres à estimer ou à caler, les exigences en termes de données et le fait qu'ils ne se montrent pas plus performants que les MC, leur utilisation dans le contexte technologique n'est pas justifiable. Les utiliser en tant que modèles fondés physiquement peut conduire à des conclusions fallacieuses.

Pour augmenter la connaissance en hydrologie il nous semble fondamental qu'une symbiose s'installe entre modélisateurs, expérimentateurs et scientifiques du milieu naturel afin de conjuguer leurs efforts dans l'étude du cycle de l'eau dans toutes ses dimensions : théoriques et expérimentations de terrain. L'accent doit être mis, à notre avis, sur la compréhension des processus hydrologiques fondamentaux et des mécanismes (physiques, chimiques et biologiques) qui sont à la base. Le but principal de cette démarche consiste à identifier des généralités ressemblant à des lois, dans des situations simples et qui continuent à s'appliquer dans toutes les situations quelle que soit leur complexité.

Comme l'a affirmé KLEMES (1982), "le progrès dans la modélisation fondée physiquement (causal modeling) ne peut résulter que de l'amélioration de la connaissance hydrologique et non de la manipulation causalement inspirée (causally inspired) du peu de connaissance que nous avons".

Chapitre 2

CHAPITRE 2

Les Bassins Intermittents au Travers de GR3J

2.1 - INTRODUCTION

Le modèle GR3J est un modèle empirique global à 3 paramètres, au pas de temps journalier, développé par EDIJATNO et Claude MICHEL, au CEMAGREF- Antony. Il est le résultat d'une recherche dont l'objectif principal était d'obtenir une représentation empirique la plus simple possible du processus pluie-débit, qui soit capable de permettre une simulation correcte des transformations pluie-débit dans les bassins versants, tout en assurant la précision requise pour les applications usuelles de ce type de modèle.

La contrainte de simplicité se justifie par des raisons diverses, liées à la pratique de construction des modèles. Comme déjà évoqué dans le chapitre 1, elle permet l'investigation systématique de toutes ou à peu près toutes les combinaisons possibles de sous-modèles envisagés comme représentation des processus, dans l'architecture du modèle. Elle facilite le calage et, en principe, réduit la possibilité d'arriver à un optimum local. Le niveau de sophistication des modèles ainsi développés est compatible avec les types, la quantité et la qualité des données usuellement disponibles. Un modèle simple, à peu de paramètres, doit rendre plus facile l'explication de ces paramètres par des caractéristiques géomorphologiques des bassins versants ainsi que l'explication et la prévision d'effets d'actions anthropiques ayant lieu dans le bassin versant, sur les variables du cycle hydrologique.

La démarche suivie par EDIJATNO et MICHEL (MICHEL, 1983; EDIJATNO et MICHEL, 1989; EDIJATNO, 1987 et EDIJATNO, 1991) est caractérisée par l'étude systématique de plusieurs versions et combinaisons de versions et par le fait qu'elle accepte une sophistication supplémentaire uniquement dans le cas où le changement conduit à une nette amélioration de la qualité du modèle. Cette démarche est originale dans un domaine où la construction de modèles de plus en plus complexes est rarement accompagnée d'une réflexion systématique qui justifie les choix de modélisateurs, comme on a eu l'occasion d'en parler auparavant.

Dans le présent chapitre nous décrivons une étude de modélisation empirique, pluie-débit, des petits bassins versants intermittents, c'est-à-dire les bassins drainés par des cours d'eau qui ne coulent pas pendant certaines périodes de l'année. Cette étude a pour objectif l'extension du domaine de validité du modèle GR3J. En effet, pendant le développement de sa thèse, EDIJATNO a remarqué que le modèle GR3J n'était pas capable de bien représenter deux bassins versants au caractère intermittent, comparativement aux 112 bassins pérennes qu'il a étudiés. Dans son travail (EDIJATNO, 1991), il a suggéré qu'une des solutions au problème pouvait être de changer la structure du modèle. Les études préliminaires d'EDIJATNO et de Claude MICHEL ont donc ouvert le chemin au travail de recherche décrit ici et dans le prochain chapitre.

Cette étude s'insère aussi dans un programme de recherche dont l'objectif est la mise au point d'un outil mathématique capable de prendre en compte des écoulements originaires de petits bassins périurbains ayant leurs exutoires dans les réseaux d'assainissement et utilisable dans la modélisation pluie-débit des bassins à urbanisation croissante,. Comme résultat, un modèle pluie-débit dérivé de GR3J, fonctionnant par événement et au pas de temps horaire à été déjà proposé (YANG et NASCIMENTO, 1993).

Enfin, cette étude prolonge l'étude des apports par ruissellement des zones mixtes et rurales, développée par Cécile LOUMAGNE et Claude MICHEL (1990) au Centre d'Enseignement et de Recherche pour la Gestion des Ressources Naturelles et de l'Environnement - CERGRENE. LOUMAGNE et MICHEL qui, constatant l'inexistence de méthodes réellement adaptées à la prise en compte des ruissellements des bassins naturels qui se trouvent à l'amont de bassins urbains, ont proposé l'utilisation de la méthode SOCOSE (MINISTERE DE L'AGRICULTURE, 1980) comme première approche du problème. Dans la conclusion de leur travail, les chercheurs suggèrent que l'étude d'un modèle conceptuel simple mis au point pour des bassins ruraux peut donner des bases au développement de la méthode en question.

L'échantillon de bassins versants étudié est constitué par 8 bassins versants naturels, au caractère intermittent, ayant des séries de données sur une durée variant entre 4 et 5 années. On a commencé par l'emploi de GR3J en sa version originale et en celle proposée par EDIJATNO (1991). On a cherché à comprendre les raisons de l'inadéquation du modèle à ce type de bassin et à justifier de façon systématique les changements envisagés, en employant la même démarche dans le cas de nos propres essais de changement.

A la fin, une proposition de changement à apporter au modèle est présentée, ainsi qu'une réflexion vis-à-vis des résultats obtenus et des nouveaux thèmes de recherche qui en résultent.

2.2 - L'ARCHITECTURE DU MODELE GR3J

La figure 2.1 présente l'architecture du modèle GR3J. Le modèle est composé, entre autres, par deux réservoirs : le réservoir-sol, associé à la fonction de rendement et le réservoir-eau-gravitaire, associé à la fonction de transfert. La fonction de transfert utilise encore deux autres outils: un hydrogramme unitaire qui produit un décalage entre la formation de la pluie nette et l'arrivée de l'eau au réservoir-eau-gravitaire, permettant de mieux simuler la montée de l'hydrogramme de crue et un autre hydrogramme unitaire qui dérive une partie de l'écoulement directement vers l'exutoire. Avec ce deuxième hydrogramme unitaire, le but poursuivi est celui de mieux représenter les réactions rapides de certains bassins aux fluctuations de la quantité de pluie, pendant des événements pluvieux de longue durée. Ces réactions sont caractérisées par des pics de débits superposés à des hydrogrammes plus réguliers. Le taux d'écoulement par le réservoir-eau-gravitaire est défini par un paramètre fixe appelé XF_1. Ce paramètre a été fixé à 0,90 pour tous les bassins versants, après essai de quelques valeurs voisines.

Une neutralisation entre la précipitation journalière (P) et l'évapotranspiration potentielle journalière (E), estimée par la formule de PENMAN, est prévue, d'une façon telle qu'il y aura toujours une seule entrée dans le modèle. Si $P \geq E$, l'entrée sera $P_n = P - E$; si $E > P$, l'entrée sera $E_n = E - P$, négative et $P_n = 0$.

L'évapotranspiration à l'entrée du modèle est exprimée en valeurs décadaires moyennes pluriannuelles. Une routine de désagrégation à l'intérieur de GR3J génère les valeurs des *ETP* journalière. Cette routine est décrite dans l'annexe 2.1.

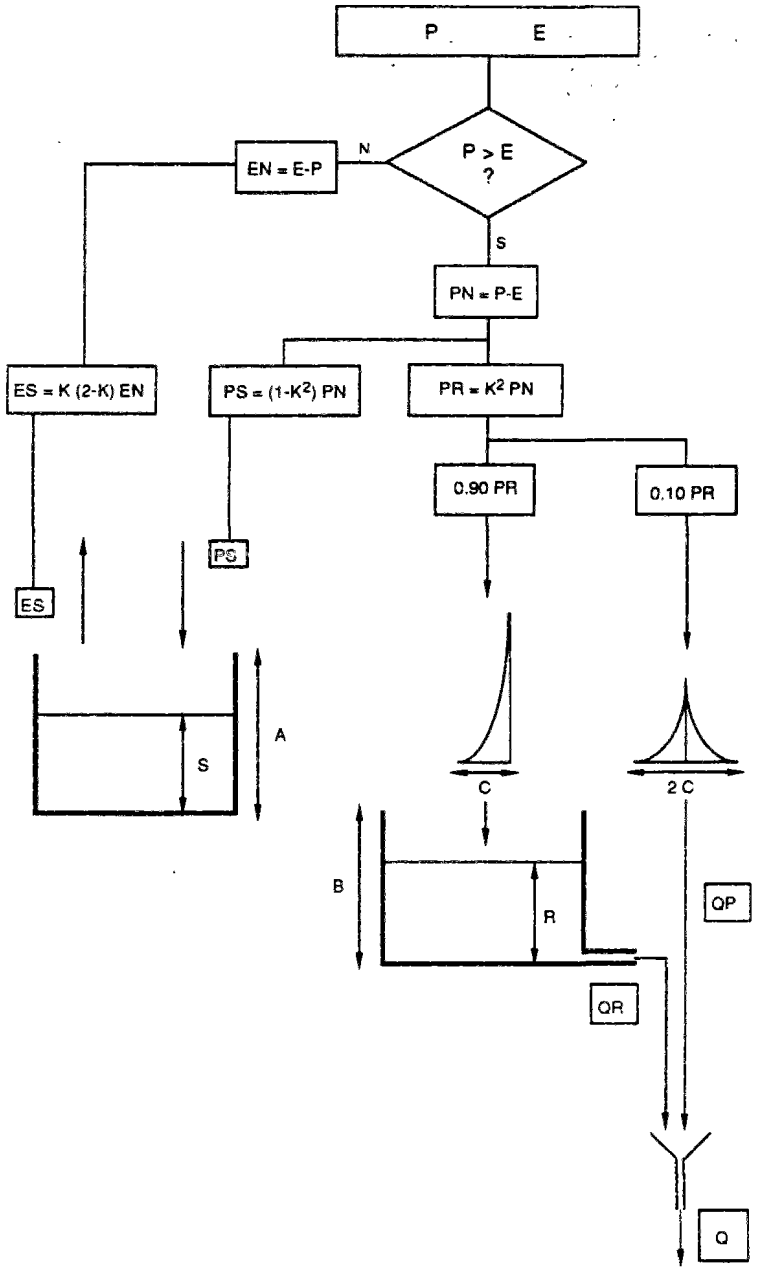


Fig. 2.1 - Architecture du modèle GR3J (d'après EDIJATNO, 1991)

2.2.1 - Le réservoir-sol

Le réservoir-sol a une capacité maximale A, premier paramètre du modèle, et un niveau S, qui change selon l'action de P_n ou de E_n.

Si à l'entrée du modèle on considère un événement dP_n, l'excès de précipitation sera:

$$\left(\frac{S}{A}\right)^2 dP_n \qquad \text{(Eq. 2.1)}$$

et $\left[1-\left(\frac{S}{A}\right)^2\right]dP_n$ rentrera dans le réservoir-sol. Donc $dS = \left[1-\left(\frac{S}{A}\right)^2\right]dP_n$, et par intégration,

$$S_2 = \frac{S_1 + Aw_p}{1+(S_1/A)w_p} \text{ où } w_p = \tanh\left(\frac{P_n}{A}\right).$$

Si $P_n = 0$, l'évaporation E_n donnera lieu à l'action de l'évaporation réelle dans le réservoir-sol, selon la relation

$$\frac{S}{A}\left[2-\frac{S}{A}\right]dE_n \qquad \text{(Eq.2.2)}$$

et, donc, $dS = -\frac{S}{A}\left[2-\frac{S}{A}\right]dE_n$ et par intégration $S_2 = S_1 \frac{1-w_e}{1+[1-S/A]w_e}$ où

$$w_e = \tanh\left(\frac{E_n}{A}\right).$$

Les équations 2.1 et 2.2 gardent un rapport de symétrie (fig. 2.2).

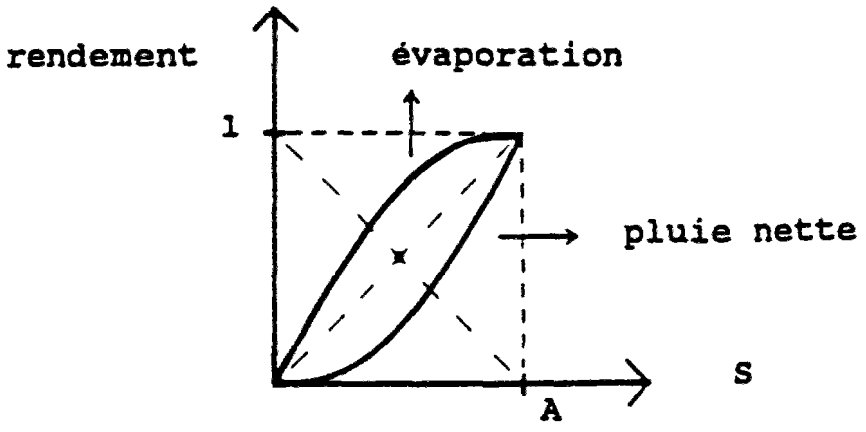


Fig. 2.2 - Rendements de la pluie et de l'évaporation
(d'après EDIJATNO et MICHEL, 1989)

2.2.2 - Le réservoir-eau-gravitaire

Le réservoir-eau-gravitaire fait référence à B, deuxième paramètre du modèle, et à un niveau R qui change selon l'entrée d'une partie de l'excès de précipitation (décalée par l'hydrogramme unitaire) et selon la sortie $Q(t)$. L'entrée de précipitation en excès est réalisée instantanément en début de pas de temps.

La sortie $Q(t)$ est une fonction monotone du niveau R :

$$Q(t) = k\left[R(t)\right]^{\alpha} \qquad \text{(Eq. 2.3)}$$

où $\alpha > 1$.

On peut écrire $Q(t) = -dR/dt$ en respectant le principe de la continuité, quand il n'y a pas d'entrée dans le réservoir. Et, donc, à partir de l'équation 2.3 ($-dR/R^{\alpha} = kdt$). Par intégration, $\frac{1}{R_2^{\alpha-1}} - \frac{1}{R_1^{\alpha-1}} = k(\alpha - 1)\Delta t$. Si l'on pose $k(\alpha - 1)\Delta t = \frac{1}{B^{\alpha-1}}$, on obtient :

$$\frac{1}{R_2^{\alpha-1}} = \frac{1}{R_1^{\alpha-1}} + \frac{1}{B^{\alpha-1}} \qquad \text{(Eq. 2.4)}$$

R_2 est maximum et égal à B quand R_1 est infini et, donc, B peut être appelé "capacité maximale à un jour du réservoir-eau-gravitaire". R_1 et R_2 sont respectivement l'état du réservoir au début et à la fin du pas de temps. Le débit de sortie du réservoir en mm/jour est :

$$Q = R_1 - R_2 \qquad \text{(Eq. 2.5)}$$

La valeur de α retenue par EDIJATNO et MICHEL, après quelques essais comparatifs, est 5.

2.2.3 - L'hydrogramme unitaire

L'hydrogramme unitaire (HU) placé à l'amont du réservoir-eau-gravitaire établit un décalage progressif entre la formation de l'excès de précipitation et son routage par le dit réservoir. Cet HU a un seul paramètre, C, le troisième paramètre du modèle. C est le temps de base de l'HU (jours) et représente le temps de montée du bassin. L'HU instantané a pour équation:

$$U(t) = \frac{3t^2}{C^3} \qquad \text{(Eq. 2.6a)}$$

pour $0 \le t \le C$ et

$$U(t) = 0 \text{ si } t > C \qquad \text{(Eq. 2.6b)}$$

L'HU discrétisé a pour ordonnées $U_1, U_2, \ldots\ldots, U_{k+1}$. Si $C < 1$, $U_1 = 1$ est l'unique ordonnée de l'HU. Si $C > 1$ et avec $k = \text{INT}(C)$:

si $j \leq k$ $\qquad U_j = \int_{j-1}^{j} U(t)dt = \left(\frac{j}{C}\right)^3 - \left(\frac{j-1}{C}\right)^3$

et

si $j = k+1$ $\qquad U_j = 1 - \left(\frac{j-1}{C}\right)^3$.

La figure 2.3 présente l'hydrogramme pour $C = 3{,}7$.

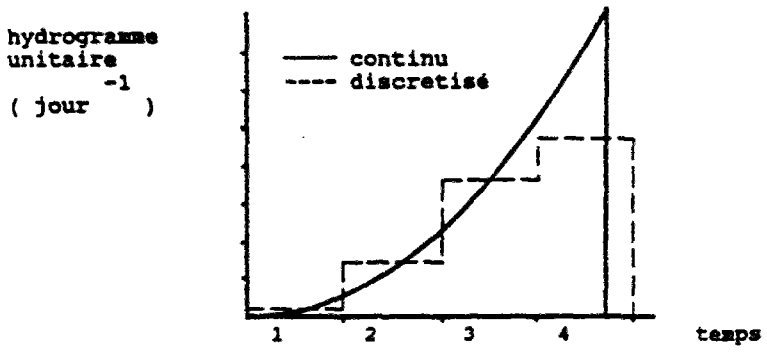


Fig. 2.3 - HU pour $C = 3{,}7$.(EDIJATNO et MICHEL, 1989)

2.2.4 - L'hydrogramme unitaire de l'écoulement pseudo-direct

L'équation de l'hydrogramme unitaire instantané qui représente l'écoulement dit pseudo-direct est la suivante:

quand $t \leq C$ $\qquad U(t) = \frac{3t^2}{2C^3}$, (Eq. 2.7a)

quand $C < t \leq 2.C$ $\qquad U(t) = \frac{3\left(2C - t^2\right)}{2C^3}$ (Eq. 2.7b)

et

quand $t > 2C$ $\qquad U(t) = 0$ (Eq. 2.7c)

La formulation discrétisée de l'HU, pour le pas de temps $\Delta t = 1$, est la suivante :

$$U_1 = 1 - 0{,}5\left(2 - \frac{1}{C}\right)^3 \text{ et } U_2 = 0{,}5\left(2 - \frac{1}{C}\right)^3 \qquad \text{si } 0{,}5 \le C \le 1;$$

si $C > 1$ et pour $k = \text{INT}(C)$ et $l = \text{INT}(2C)$, on obtient :

$$U_j = 0{,}5\left\{\left(\frac{j}{C}\right)^3 - \left(\frac{j-1}{C}\right)^3\right\} \qquad \text{si } 1 \le j \le k,$$

$$U_j = 1 - 0{,}5\left\{\left(2 - \frac{j}{C}\right)^3 - \left(\frac{j-1}{C}\right)^3\right\} \qquad \text{si } j = k + 1,$$

$$U_j = 0{,}5\left\{\left(2 - \frac{j-1}{C}\right)^3 - \left(2 - \frac{j}{C}\right)^3\right\} \qquad \text{si } (k+2) \le j \le l.$$

2.3 - L'INITIALISATION DU SYSTEME

Pour GR3J, l'initialisation du système se fait par l'établissement des niveaux des deux réservoirs (sol et eau-gravitaire), et par les précipitations en cours de convolution par les deux hydrogrammes unitaires (à l'amont du réservoir-eau-gravitaire et l'écoulement pseudo-direct).

En démarrant le modèle après une période sèche, il n'y aura pas de précipitations en cours de convolution et le débit calculé à la sortie du modèle sera seulement celui généré par le réservoir-eau-gravitaire. Dans ce cas, l'état du réservoir-eau-gravitaire peut être calculé à partir du débit initial observé, Q_0, si disponible. Si l'on appelle R_0 le niveau du réservoir-eau-gravitaire à la fin de l'intervalle de temps dont le débit observé est Q_0, l'équation dynamique devient :

$$\frac{1}{R_0^4} = \frac{1}{(R_0 + Q_0)^4} + \frac{1}{B^4} \qquad \text{(Eq. 2.8)}$$

Quand Q_0 est petit, la solution de l'équation 2.8 par la méthode de Newton-Raphson peut être longue à converger, à cause de l'exposant 4. Il faut initier le calcul à partir d'une valeur estimé de R_0 inférieure à la solution inconnue, mais pas trop petite. Pour le faire, il y en a deux possibilités. La première est donnée par l'équation :

$$\frac{1}{R_0^4} = \frac{1}{Q_0^4} + \frac{1}{B^4} \qquad \text{(Eq. 2.9).}$$

On peut aussi observer qu'un développement de l'équation 2.8 par Taylor-Youg de premier ordre donne :

$$\frac{1}{(R_0 - Q_0)^4} = \frac{1}{R_0^4} - \frac{4Q_0}{(R_0 - kQ_0)^5} \qquad \text{(Eq. 2.10),}$$

où $0 < k < 1$. En faisant $k = 1$ dans l'équation 2.10 on peut obtenir une autre valeur limite inférieure pour la solution de l'équation 2.8, après quelques calculs algébriques :

$$\frac{R_0}{B} = \left(\frac{4Q_0}{B}\right)^{0,2} - \frac{Q_0}{B} \qquad \text{(Eq. 2.11).}$$

Le réservoir-sol peut être initialisé, en fonction de l'époque de l'année (mois du démarrage de la simulation), en utilisant des rapports S/A moyens déjà établis à partir d'études réalisées sur plusieurs bassins (Tableau 2.1).

Tableau 2.1 - Rapports S/A moyens (EDIJATNO et MICHEL, 1989)

Mois	01	02	03	04	05	06	07	08	08	10	11	12
S_0/A	0,80	0,85	0,84	0,74	0,62	0,44	0,28	0,16	0,19	0,38	0,50	0,67

Cependant, des problèmes d'initialisation de ce réservoir peuvent encore apporter des difficultés pour le processus d'optimisation. Deux chemins sont envisagés pour traiter ce problème. Dans le premier, le modèle utilise une ou deux années pour le démarrage du système (période de mise en route), pendant lesquelles les erreurs du modèle (différences entres les débits observés et calculés) ne sont pas prises en compte par le critère de calage. Dans ce cas, même si l'on démarre le modèle au milieu d'une période humide, les vecteurs des débits potentiels produits par les deux HUI (HU Instantanés) sont initialisés à zéro, sans préjudice pour l'optimisation, en raison de l'année de mise en route. Dans le deuxième, on optimise aussi le rapport S_0/A, comme un paramètre supplémentaire, ce qui normalement ne porte pas de préjudice au processus de calage.

2.4 - LE PROCESSUS D'OPTIMISATION

Le processus d'optimisation emploie une méthode de recherche locale qui cherche à maximiser le critère T (NASH et SUTCLIFFE, 1970) :

$$T = 100\left\{1 - \frac{\sum_{j=1}^{N}\left(Q_{j,obs} - Q_{j,calc}\right)^2}{\sum_{j=1}^{N}\left(Q_{j,obs} - \overline{Q}\right)^2}\right\} \qquad \text{(Eq. 2.12)}$$

où T = critère de NASH et $\overline{Q}$ = moyenne des débits observés.

Ce critère conduit à la minimisation des écarts quadratiques entre les débits observés et les débits calculés, il s'agit donc d'un processus fondé sur le calage des moindres carrés. Il exprime le pourcentage de la variance naturelle des débits expliquée par le modèle ou, en

d'autres termes, il exprime ce que l'on gagne par rapport à un modèle médiocre qui donnerait comme débits calculés la moyenne des débits observés.

La particularité de la méthode est de chercher le jeu optimal des paramètres A, B et C dans l'espace des transformées logarithmiques des paramètres, c'est à dire, pour

$$a = \ln(A)$$
$$b = \ln(B)$$
$$c = \ln(C - 0{,}5)$$

où ln(.) est le logarithme naturel.

La transformation des variables (paramètres) permet de garder la même précision pour tous les paramètres, indépendamment des valeurs qu'ils prennent. La recherche initiale se fait en utilisant des déviations $\Delta x = 0{,}32$, ce qui correspond à une correction d'environ 38%, pour chaque paramètre qui est modifié de (+/-)Δx. Si l'on ne trouve pas d'amélioration pour la fonction critère (Eq. 2.12), après que les valeurs de tous les paramètres aient été changées, la valeur de la déviation est divisée par 2. Si au contraire on obtient une suite de plus de 6 améliorations avec le même Δx, on double cette valeur de Δx. Le processus d'optimisation s'arrête quand aucune déviation égale à 0,01 ou -0,01 n'apporte d'amélioration pour la fonction critère.

Un premier jeu de paramètres est fourni d'abord, pour initier le processus de calage :

$$a = 6{,}0$$
$$b = 4{,}5$$
$$c = 2{,}7 + 0{,}2\log(Sb) - 0{,}5\log(Pa)$$

où Sb est la surface du bassin versant, en km^2 et Pa est la précipitation moyenne annuelle, en mm.

Les intervalles de variation dans l'espace des paramètres sont limités à :

a : [0,00 ; 9,99]
b : [0,00 ; 9,99]
c : [–4,99 ; 9,99]

pour éviter de se trouver sur des régions insensibles de l'hypersurface de la fonction critère.

Les valeurs prises par le paramètre a peuvent êtres assez élevées (a = 9,99). Cela signifie que S/A possède une valeur fixe. Dans cette situation, la valeur de a n'est pas significative en elle-même et le vrai paramètre à caler est S_0/A. Dans ce cas, qui est extrêmement rare, le calcul de la précipitation effective est défini par un rapport fixe à la pluie brute.

2.5 - ANALYSE DE SENSIBILITE

L'analyse de sensibilité des paramètres, dans le modèle GR3J, est celle utilisée dans le cadre du modèle linéaire général, conformément à la description qui en est faite dans le chapitre 1. L'équation 1.11 devient, donc, pour le cas d'un modèle à trois paramètres :

$$Q - Q_0 = b_1 \frac{Q_1 - Q_0}{\varepsilon} + b_2 \frac{Q_2 - Q_0}{\varepsilon} + b_3 \frac{Q_3 - Q_0}{\varepsilon} + u \qquad \text{(Eq. 2.13)}$$

où

Q = le vecteur des débits observés ;

Q_0 = le vecteur des débits calculés en utilisant le jeu des paramètres optimisés ;

Q_1, Q_2, et Q_3 = respectivement, les valeurs des débits calculés quand on fait varier les paramètres a de ε ($a+\varepsilon$, b, c), b de ε (a, $b+\varepsilon$, c) et c de ε(a, b, $c+\varepsilon$) ;

u = erreur du modèle.

Il est donc possible de calculer b_1, b_2 et b_3 et la matrice de covariance de b_1, b_2 et b_3. Cela permet l'évaluation approximative de la variance de chaque paramètre et des corrélations entre eux. On peut naturellement vérifier s'il existe un ou plusieurs paramètres non significatifs pour le comportement du modèle, ce qui permettrait de proposer des simplifications supplémentaires.

Par contre, il est important de remarquer que cette méthode avance un certain nombre d'hypothèses sur les résidus du modèle, telles que les hypothèses d'indépendance et de normalité, comme exposé dans le chapitre 1. Or, comme nous aurons l'occasion de le voir un peu plus en détail dans les chapitres 3 et 4, les résidus issus du calage des modèles pluie-débits ne vérifient pas ces hypothèses. Ce problème a été l'objet d'étude de plusieurs chercheurs, en particulier SOROOSHIAN et son équipe (*e.g.* SOROOSHIAN et DRACUP, 1980) qui ont employé des transformations de BOX et COX (BOX et COX, 1964 cité par KOTTEGODA, 1980) des variables expliquées. KUCZERA (1983a) a adopté des transformations du même type en plus de la modélisation des résidus par des processus ARMA et de l'identification des paramètres par des méthodes bayesiennes.

Dans le cadre de GR3J, nous utilisons un procédé bien moins sophistiqué, en ne prenant qu'une valeur de débit journalier tous les 5 jours pour calculer la matrice de variance et covariance et les écarts-types des paramètres. Avec ce procédé, nous espérons réduire l'effet de sous-estimation des écart-types des paramètres capable d'être induite par l'autocorrélation des résidus du modèle.

Une autre possibilité pourrait être envisagée en adoptant le raisonnement suivant : pour une période donnée (période de calage, par exemple) on a n pluies > 0 et N débits, avec généralement $n << N$, la différence augmentant quand le pas de temps diminue. Or, il n'y a qu'à l'occasion des n pluies que le modèle peut générer des erreurs nouvelles. Dans les jours qui suivent, les erreurs vont en diminuant et tendent vers 0. Par conséquent on diminue l'erreur en

comptant les N carrés des erreurs. Une meilleure méthode pourrait consister à faire la moyenne des n plus forts carrés d'erreurs observées, voire, à l'extrême, à utiliser l'équation 2.14 :

$$\frac{1}{n}\sum_{j=1}^{N}\left(Q_{j,obs}-Q_{j,calc}\right)^2 \qquad \text{(Eq. 2.14)}$$

Une autre possibilité consisterait à employer la formulation ci-dessous (équation 2.15) :

$$\frac{1}{\sqrt{n(N+1)}}\sum_{j=1}^{N}\left(Q_{j,obs}-Q_{j,calc}\right)^2 \qquad \text{(Eq. 2.15)}$$

2.6 - L'ORGANIGRAMME DU MODELE GR3J

L'organigramme du modèle GR3J est présenté dans la figure 2.4.

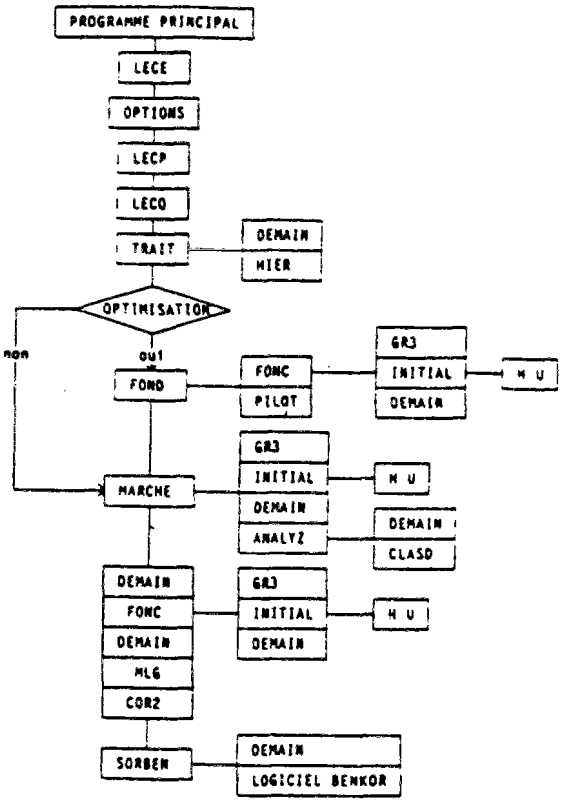


Fig. 2.4 - Organigramme du modèle GR3J

Le programme principal commande le fonctionnement de la simulation et du calage et crée, selon le choix de l'utilisateur, un fichier de résultats sommaires ou un fichier de résultats détaillés de la simulation. Les sous-programmes LECE, LECP, LECQ, TRAIT, HIER et DEMAIN réalisent la lecture et le traitement des données. Les sous-programmes OPTIONS et PARFIX initialisent les valeurs des paramètres *a*, *b* et *c* et des paramètres fixes. L'optimisation est réalisée par FOND qui peut, sous certaines conditions, être modifiée par PILOT.

La simulation est réalisée par les sous-programmes FONC, INITIAL, HU et GR3. FONC génère des débits calculés sur la période prescrite pour un jeu de paramètres donnés et calcule l'erreur quadratique pour l'optimisation et le bilan global. FONC fait appel à INITIAL ou GR3, selon que le système est déjà initialisé ou pas. GR3 calcule le débit journalier au jour *j*, à partir de la précipitation *P(j)*. Le sous-programme HU calcule l'hydrogramme unitaire, à partir du paramètre *C*.

L'évaluation de la performance du modèle est réalisée par les sous-programmes MARCHE, ANALYZ et CLASD. Ils fournissent plusieurs critères statistiques du comportement du modèle.

2.7 - LA PRESENTATION DES RESULTATS D'OPTIMISATION

Le Tableau 2.2 montre les résultats typiques d'une optimisation réalisée avec GR3J pour 8 bassins versants. Dans ce tableau, en plus du critère de NASH, on trouve d'autres critères utilisés par GR3J dans l'évaluation de la qualité du calage ou du contrôle, dont les formulations sont les suivantes :

a Erreur de bilan : $$BILN = 100.\frac{\sum_{j=1}^{N} Q_{j,obs} - \sum_{j=1}^{N} Q_{j,calc}}{\sum_{j=1}^{N} Q_{j,obs}}$$

b Rapport des crues annuelles moyennes : $$CRU = \frac{Q_{pcalc} > 4.M}{Q_{pobs} > 4.M}$$

où M = module interannuel des débits,
$Q_{pcal} > 4.M$ = moyenne des pointes de crues calculées définies chacune comme la valeur maximale d'une succession de débits calculés > $4.M$, et
$Q_{pobs} > 4.M$ = moyenne des pointes de crues observées définies chacune comme la valeur maximale d'une succession de débits observés > $4.M$.

c Rapport des durées de crue : $$DRC = \frac{NJ\left(Q_{j,calc} > 4.M\right)}{NJ\left(Q_{j,obs} > 4.M\right)}$$

d Rapport des durées d'étiage : $$DRET = \frac{NJ(Q_{j,calc} < M/4) - NJ(Q_{j,obs} < M/4)}{N}$$

où $NJ(.)$ = nombre de jours où (.) et N = nombre total de jours de simulation.

Tableau 2.2 - Exemple de présentation des résultats d'une optimisation des paramètres de GR3J

```
PARAMETRES FIXES :    0.90    0.00    0.00    0.00    3.00    3.00
NP LNA ECA  LNB ECB  LNC ECC  X4 ECX4 NASH BILN CRU DRC DRET  SN SX RN RX  TX
BV 40  Coinon a Mainvilliers                          80-84  S=   45  Pa= 600
4 6.320.08 2.530.17-0.330.05 1.160.11 74.9-44.5 85.21.43-0.33.31.70.01.931.00
BV 42  Grandchain a Grandchain                        84-87  S=   12  Pa= 600
4 5.960.08 2.450.17-0.180.14 2.150.06 62.6-80.6 76.82.35-0.58.30.76.25.950.91
BV a9          Le Rimbaud a Destrou                   83-88  S=    1  Pa=1138
4 4.100.19 5.100.14-0.580.03-0.110.04 84.6-10.2 89.20.95-0.10.03.96.28.930.75
BV b6          LA CLOUERE AU POUX  (L230301)          77-82  S=   19  Pa= 759
4 5.780.10 3.200.12-0.050.04 0.000.47 86.9 -0.4 79.50.83-0.06.23.85.28.980.79
BV b7          La Gaubretiere au Mureau (M510431)     74-78  S=   33  Pa= 620
4 5.830.08 3.630.13-0.250.04-0.270.06 75.8-17.6 86.21.10-0.22.16.81.28.920.70
BV b8          LE VERMEIL A LEZAT (O184741)           78-82  S=    7  Pa= 763
4 5.960.18 4.320.22-0.690.09-0.130.13 60.5-13.7 57.81.41-0.12.24.72.31.790.59
BV b9          LE BONDON A MONTVALLON (Y422581)       76-80  S=   16  Pa= 546
4 5.400.12 4.320.24 0.410.09 2.220.20 92.0-10.0100.20.99-0.07.07.81.22.840.87
BV c0          LE FRANCOLO A BALISTRA (Y982501)       74-78  S=   29  Pa= 763
4 6.810.24 3.240.32-0.690.07-0.940.21 17.5 10.1 50.21.56-0.04.21.60.28.990.60

 Traitement par GR3J de    8 BV
 CARACTERISTIQUE          MOYENNE          ECART-TYPE
 critere de NASH    :      69.36           22.17
 bilan global       :     -20.86           26.91
 rapport des crues  :      78.14           15.51
 ratio durees crues:        1.327          0.4587
 ratio durees etia.:       -0.1909         0.1736
            ln(A)   :       5.770          0.7404
            ln(B)   :       3.599          0.8692
            ln(C)   :      -0.2933         0.3472
 remplissage min S  :       0.1944         0.9490E-01
 remplissage max S  :       0.7781         0.9995E-01
 remplissage min R  :       0.2397         0.8922E-01
 remplissage max R  :       0.9159         0.6458E-01
 taux Ec.Ps-Di max  :       0.7623         0.1285
 parametre X(4)     :       0.5100          1.107
              Sa    :       0.1338         0.5834E-01
              Sb    :       0.1869         0.6366E-01
              Sc    :       0.7013E-01     0.3477E-01
moy.mens. de S/A : 64 67 63 56 49 40 32 28 29 40 50 58
Nb de BV avec 3,4,5,6 par.:   0   8   0   0
```

On y trouve donc,

PARAMETRES FIXES :	les valeurs des paramètres fixes choisies par l'utilisateur;
NP :	code du bassin étudié;
LNA, LNB, LNC :	logarithme naturel des valeurs des paramètres A, B et C ;
ECA, ECB, ECC :	écarts-types de $\ln(A)$, $\ln(B)$ et $\ln(C\text{-}0{,}5)$;
X4, ECX4 :	idem si le modèle utilise un quatrième paramètre;
NASH :	critère d'adéquation de NASH;
BILN :	erreur du bilan;
CRU :	rapport des crues annuelles moyennes;
DRC :	rapport des durées où $Q > 4.M$
DRET :	différence, en année, des durées où $Q < M/4$
M :	module interannuel de débit;
SN :	valeur minimum de S/A;
SX :	valeur maximum de S/A;
RN :	valeur minimum de R/B;
RX :	valeur maximum de R/B;
TX :	fraction maximale du débit n'étant pas passé par R.

Les valeurs moyennes des paramètres a, b et c, ainsi que des statistiques et des critères de qualité concernant le calage de GR3J trouvés par EDIJATNO (1991) pour 114 bassins versants français sont présentés dans le tableau 2.3.

Tableau 2.3 - Modèle GR3J - Résultats de calage de 114 bassins versants (résultats d'EDIJATNO, 1991)

ATTRIBUTS	MOYENNE	ECART-TYPE
Critère de NASH (%)	79,40	11,78
Bilan global (%)	-0,59	16,35
Rapport des crues (%)	81,36	20,40
Rapport des durées de crue	0,92	0,37
Rapport des durées d'étiage	-0,14	0,51
Paramètre $a = \ln(A)$	5,71	0,92
Paramètre $b = \ln(B)$	4,40	1,06
Paramètre $c = \ln(C\text{-}0,5)$	0,19	0,46
Paramètre fixe XF_1	0,90	-
Sa	0,12	0,10
Sb	0,13	0,07
Sc	0,08	0,06
Remplissage min. de *S*, exprimé par le rapport *S/A*	0,20	0,16
Remplissage max. de *S* exprimé par le rapport *S/A*	0,92	0,09
Remplissage min. de *R* exprimé par le rapport *R/B*	0,32	0,03
Remplissage max. de *R* exprimé par le rapport *R/B*	0,82	0,14
Fraction max. du débit en provenance de l'EPD	0,60	0,09

2.8 - LES BASSINS INTERMITTENTS AU TRAVERS DE GR3J : première approche

2.8.1 - Définition d'un bassin intermittent

Selon le Dictionnaire Français d'Hydrologie de Surface (ROCHE, 1986) un cours d'eau temporaire est *celui dont l'écoulement est interrompu tout les ans pendant une certaine période, ou qui coule uniquement au moment des crues. Ceci peut être dû : à l'aridité du climat, à l'insuffisance des réserves souterraines susceptibles d'alimenter les basses eaux.*

Un exemple d'hydrogramme produit par un cours d'eau temporaire est montré dans la figure 2.5.

On considérera, pour les besoins de ce chapitre, qu'un bassin intermittent est celui dont le cours d'eau principal est temporaire ou intermittent.

2.8.2 - Le problème

Parmi les 114 bassins étudiés par EDIJATNO pendant le développement du modèle GR3J, deux ont présenté un caractère intermittent (EDIJATNO, 1991) : le Granchain à Granchain, un bassin de 11,6 km^2 de surface, situé en Haute Normandie et le Coinon à Mainvillier, un bassin de 45,3 km^2 de surface, situé dans la région Centre.

Les résultats de la modélisation de ces deux bassins par le modèle GR3J ont mis en évidence une inadéquation du modèle à représenter le phénomène de non pérennité : critère de NASH égal à 0% pour Granchain et à -60% pour Coinon (figure 2.6).

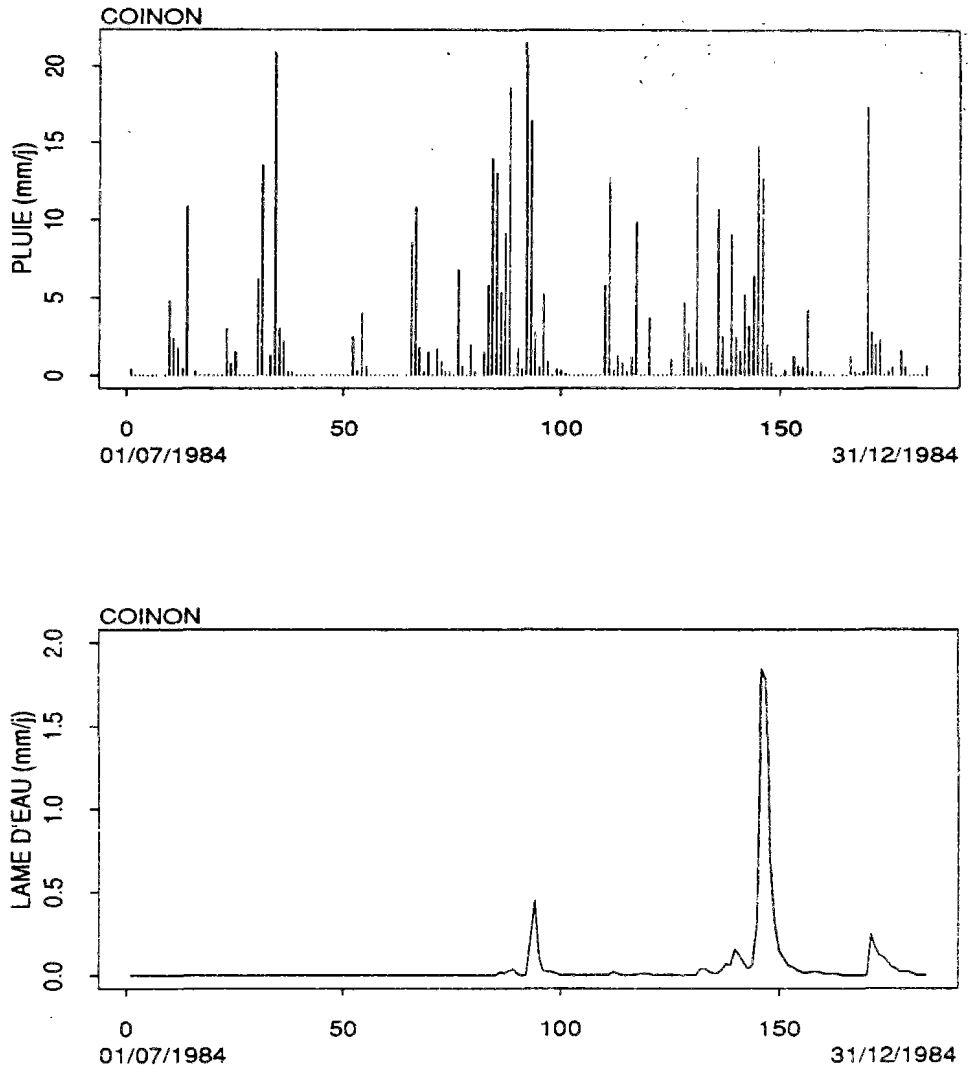
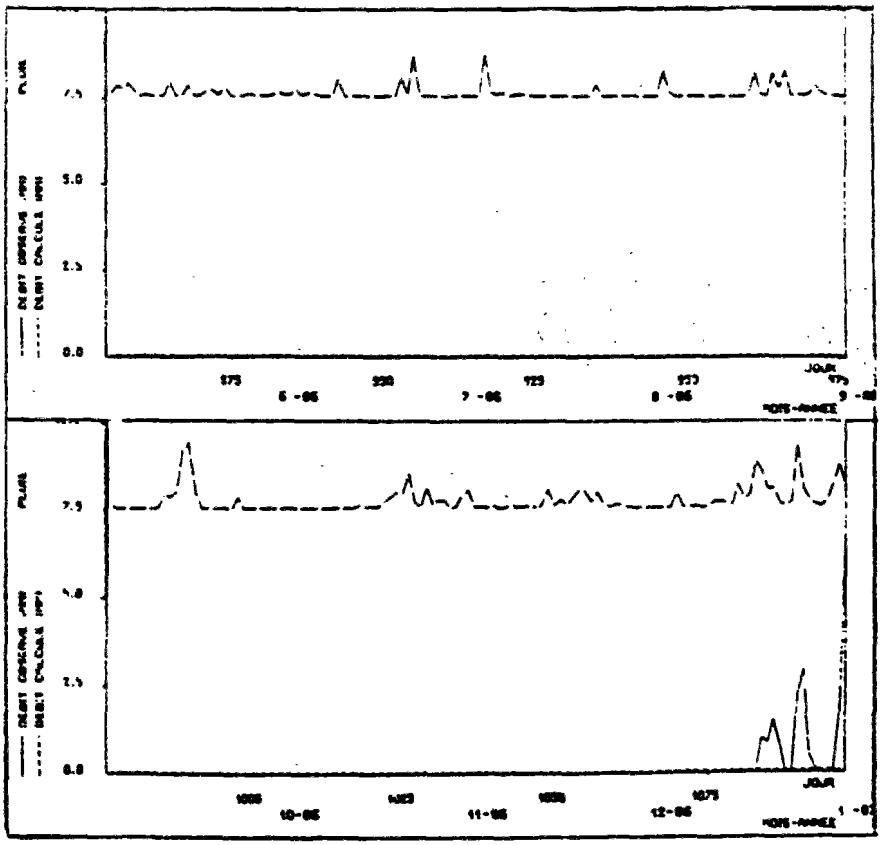


Fig. 2.5 - Hydrogramme d'un cours d'eau intermittent.

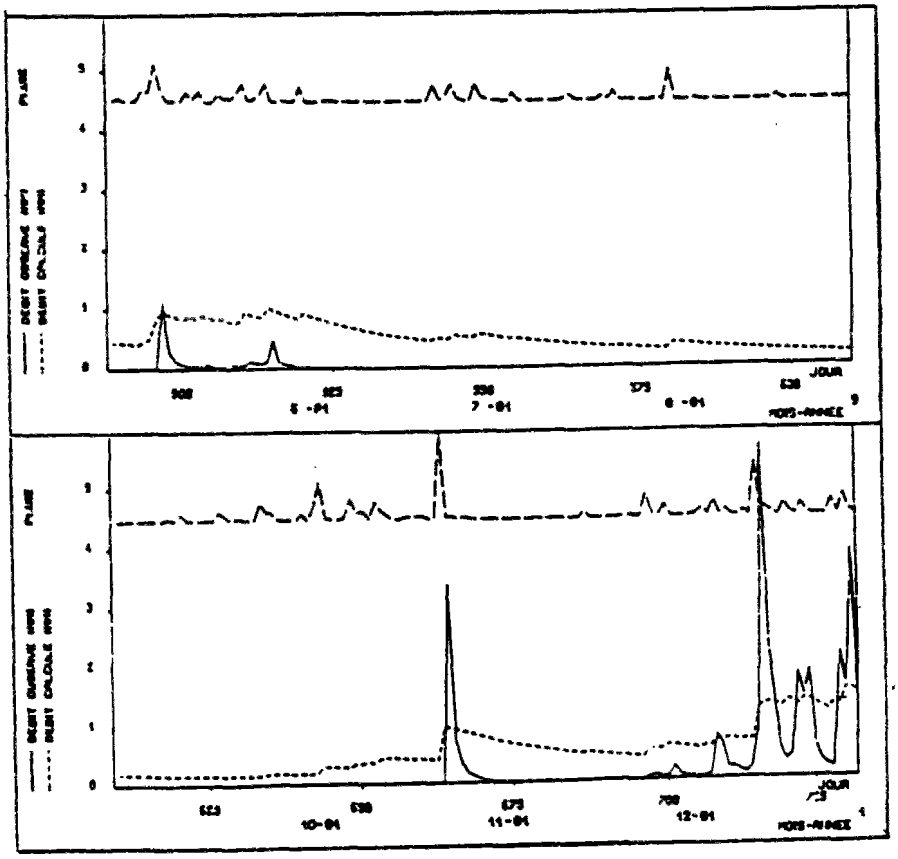
2.8.3 - Une première approche

Tout en soulignant la difficulté d'identifier la cause de ces défauts, EDIJATNO propose un traitement préalable de la pluie, de deux façons différentes : (1) une correction multiplicative globale de la pluie, (2) un traitement soustractif sur la pluie.

Le traitement soustractif sur la pluie, c'est-à-dire la production d'une perte constante et journalière sur la pluie, à l'aide d'un quatrième paramètre à caler apporte une l'amélioration (tableaux 2.4 et 2.5 et figure 2.7).



(a)



(b)

Fig. 2.6 - Simulation des bassins versants (a) Granchain et (b) Coinon par GR3J (EDIJATNO,1991)

Tableau 2.4 - Résultats de simulation pour le bassin Granchain à Granchain (EDIJATNO, 1991)

GRANCHAIN À GRANCHAIN

Superficie		11,6 km^2	
Période de calage		1984-1987	
Durée de l'initialisation du modèle		365	
ATTRIBUTS	SANS TRAITEMENT	CORRECTION MULTIPLIC.	TRAITEMENT SOUSTRACT.
Critère de NASH	0,00	28,6	32,9
Paramètre $a = \ln(A)$	7,74	5,10	5,24
Paramètre $b = \ln(B)$	16,64	0,54	0,96
Paramètre $c = \ln(C\text{-}0,5)$	-4,99	0,00	-0,23
Correction sur la pluie	-	-0,76	1,59

Tableau 2.5 - Résultats de simulation pour le bassin Coinon à Mainvilliers (EDIJATNO, 1991)

COINON À MAINVILLIERS

Superficie		45,3 km^2	
Période de calage		1980-1984	
Durée de l'initialisation du modèle		365	
ATTRIBUTS	SANS TRAITEMENT	CORRECTION MULTIPLIC.	TRAITEMENT SOUSTRACT.
Critère de NASH	-59,80	50,2	52,8
Paramètre $a = \ln(A)$	6,33	5,16	5,59
Paramètre $b = \ln(B)$	7,64	1,10	1,85
Paramètre $c = \ln(C\text{-}0,5)$	-4,99	-0,22	-0,54
Correction sur la pluie	-	-0,64	1,19

A partir de ces résultats, EDIJATNO met en évidence la nécessité de développer une étude spécifique du problème, et d'utiliser un nombre plus grand de bassins versants intermittents.

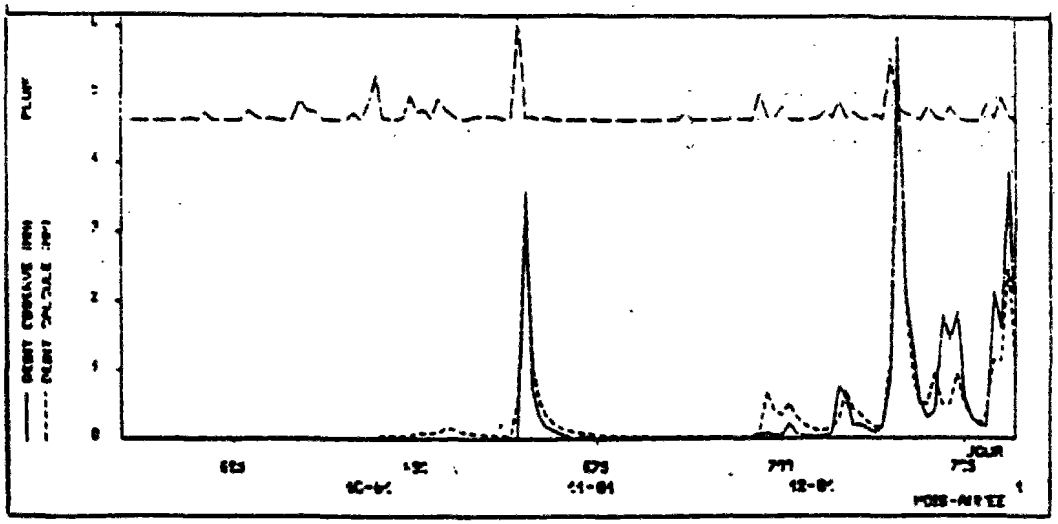


Fig. 2.7 - Simulation du bassin versant du Coinon par GR3J, avec traitement soustractif sur la pluie (EDIJATNO, 1991).

2.9 - D'AUTRES BASSINS VERSANTS A ETUDIER

L'une des plus grandes difficultés rencontrées par ceux qui étudient les bassins intermittents, est celle de la disponibilité de séries convenables de données hydrologiques. Par définition, les cours d'eau de ces bassins ne présentent pas de débits à mesurer pendant des périodes plus ou moins longues. Cela réduit l'intérêt d'une observation régulière par les services hydrologiques. Les séries de mesures sont généralement courtes et contiennent, aussi par définition, moins d'information qu'une série de même longueur provenant de cours d'eau pérennes.

Malgré ces difficultés, on a pu trouver 8 bassins intermittents, dont le Coinon et le Granchain qui faisaient déjà partie de l'échantillon des 114 bassins versants étudiés par EDIJATNO. Ces bassins sont brièvement décris dans le tableau 2.6 et une carte avec leur localisation est présentée dans la figure 2.8. Les données hydrologiques employées dans l'étude sont des moyennes journalières de données en continu de précipitations, de débits et d'évaporations moyennes décadaires. Les séries présentent une durée variant entre 4 et 6 ans.

Pour tous les bassins, il a fallu utiliser des données évaporimétriques de postes hors-bassin. Pour les bassins BVB6, BVB7, BVB8, BVB9 et BVC0 il a aussi fallu utiliser des données pluviométriques de postes hors-bassin. Un contrôle simple de la qualité des données consiste à vérifier l'existence d'interruptions dans la série des précipitations et à contrôler visuellement (hyétogramme et hydrogramme) des valeurs improbables. Cette pratique simple à été adoptée et considérée comme suffisante.

Tableau 2.6 - Bassins versants intermittents étudiés

CODE	RIVIERE	STATION	PER. OBS.	SUPERF.	P.PLUV.	P. ETP
BV40	Coinon	Mainvilliers	80-84	45,0 km^2		Chartres
BV42	Granchain	Granchain	84-87	12,0 km^2		Evreux
BVA9	Le Rimbaud	Destrou	83-88	01,0 km^2		Toulon
BVB6	La Clouère	Poux	77-82	19,0 km^2	Availles Limouzine	Poitiers Limoges
BVB7	La Gaubretière	Le Mureau	74-78	33,0 km^2	Vihiers St.George/Layen	Tours
BVB8	Le Vermeil	Lézat	78-82	06,9 km^2	Cintegabelle St.Sulp./Leze	Toulouse S.Girons
BVB9	Le Bondon	Montvallon	76-80	15,6 km^2	Marignane Cabriès	Marign.
BVC0	LE Francolo	Balistra	74-78	29,0 km^2	Bonifacio	Bastia

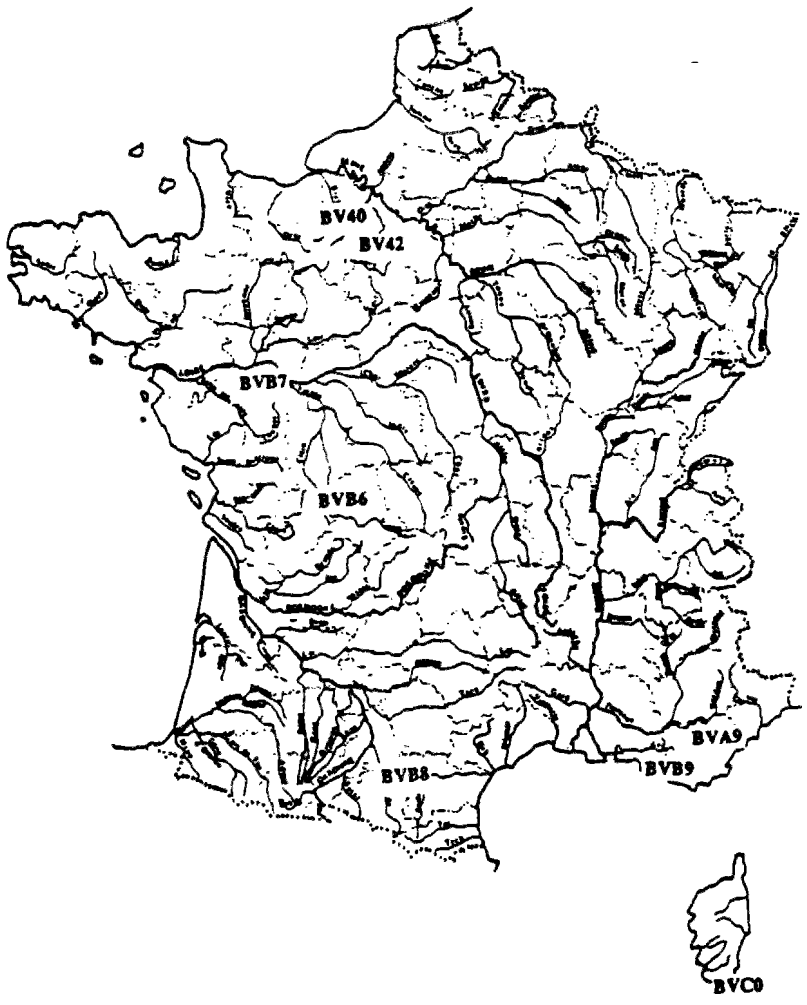


Fig. 2.8 - Localisation des bassins versants étudiés

2.10 - QUELQUES REFLEXIONS SUR UN MODELE EXISTANT

2.10.1 - Version originale

Le modèle GR3J est-il définitivement inadéquat pour tous les bassins à cours d'eau non pérennes? Pour quelles raisons ? Pour commencer à répondre à ces deux questions, on a refait les calages de GR3J dans sa version originale. Il faut, cependant, préciser que ce que l'on appelle version originale n'est pas exactement la même que celle utilisée par EDIJATNO pour simuler ces bassins. Les différences interviennent au niveau des rendements de la pluie et de l'évaporation et au niveau du transfert. Le modèle utilisé ici est celui décrit au paragraphe 2.2. Un résumé des résultats de ces calages est montré dans le tableau 2.7.

Tableau 2.7 - Résultats de calages - GR3J version originale

	critères					paramètres		
CODE	*NASH*	*BILN*	*CRU*	*DRC*	*DRET*	ln(*A*)	ln(*B*)	ln(*C-k*)
BV40	5,4	40,4	23,0	0,77	-0,04	8,80	-8,78	0,54
BV42	11,6	-20,5	24,6	1,95	-0,53	8,72	-0,32	0,01
BVA9	83,4	0,5	85,2	0,85	-0,06	3,96	4,82	-0,55
BVB6	85,8	-23,5	76,2	0,98	-0,18	6,04	3,32	-0,04
BVB7	74,1	-1,9	82,3	0,95	-0,15	5,56	3,36	-0,19
BVB8	60,1	-5,3	56,7	1,33	-0,09	5,84	4,20	-0,69
BVB9	80,6	-70,6	75,4	1,57	-0,41	6,37	3,89	0,44
BVC0	16,0	33,7	44,6	1,17	0,12	5,87	2,92	-0,70
moyenne	52,2	-5,9	58,5	1,20	-0,17	6,40	1,68	-0,14
s	32,9	32,5	23,7	0,38	0,20	1,52	4,21	0,45

NASH = critère de NASH ; *BILN* = rapport des volumes ; *CRU* = rapport des crues annuelles moyennes ; *DRC* = rapport des durées des crues; *DRET* = rapport des durées d'étiages; k = 0,5.

Il est évident que GR3J est inadéquat pour les bassins BV40, BV42, BVB8 et BVC0. Néanmoins, on ne peut pas généraliser cette affirmation à l'ensemble des bassins intermittents, comme le démontrent les résultats de calage pour les autres bassins, malgré les bilans trop négatifs (BVB9, BVB6) et les crues mal représentées, pour tous les bassins. Le critère de NASH moyen est encore trop bas et son écart-type est très élevé, ce qui confirme que le modèle n'est pas général.

On remarque encore que, dans le cas des bassins BV40 et BV42, les valeurs prises par les paramètres a et b s'écartent beaucoup des valeurs moyennes trouvées par EDIJATNO pour 114 bassins versants français, comme le montre le tableau 2.3; la valeur de a est trop élevée et celle de b trop basse. Quel effet cela peut-il donner sur la simulation ? Examinons l'exemple de la figure 2.9.

On observe, d'abord, que le modèle ne peut pas réagir aux pluies, au début de la simulation, même si elles sont importantes, car le réservoir-sol est trop grand (A = 6.634 mm) et le rapport S/A reste trop petit (S = 600 mm, en 01 Mai, 1981); la valeur de R, par contre, est proche de zéro (B = 0,00015 mm), il n'existe donc pas de réservoir de routage. Après 3 ans de simulation, le modèle réagit vigoureusement à des pluies de même ordre de grandeur; la valeur

de S, à ce moment est d'environ 1.860 mm. Puisque le module annuel des précipitations à Mainvilliers est de 600 mm, on en déduit que le réservoir-sol n'a fait que se remplir pendant ces 3 années. Le modèle est complètement bloqué, c'est-à-dire que le rendement ne fonctionne pas et le réservoir de routage non plus. La raison de ce comportement provient de la tendance du modèle à augmenter le réservoir-sol pour empêcher la génération de débits calculés, quand les débits observés sont égaux à zéro. Dans l'annexe 2.2 on trouve les figures des simulations complètes du Coinon (BV40) ainsi que celles de la Clouère (BVB6), le meilleur résultat obtenu avec le modèle.

Avant de faire une proposition de changement sur le modèle, on a encore envisagé d'étudier son comportement vis-à-vis de ses paramètres fixes[1]. On a transformé chacun de ces paramètres tour à tour en paramètre calable; les résultats sont présentés dans le tableau 2.8 (version 1) et (version 2).

Tableau 2.8 - Résultats de calages de GR3J

a (v. 1) XF_1 calable

	critères					paramètres			
CODE	*NASH*	*BILN*	*CRU*	*DRC*	*DRET*	ln(*A*)	ln(*B*)	ln(*C-k*)	ln(*D*)
BV40	54,7	-41,9	53,3	2,13	-0,15	5,61	9,99	0,10	-1,62
moyenne (8 bv)	58,7	-19,4	62,0	1,43	-0,19	5,98	4,25	-0,26	-4,52
s	27,9	31,9	20,2	0,53	0,21	1,20	2,38	0,33	4,29

où le paramètre $D = 1/(1 + \text{EXP}(d))$ et $d = \ln(D)$, le paramètre à caler (seulement pour la v. 1). *NASH* = critère de NASH ; *BILN* = rapport des volumes ; *CRU* = rapport des crues annuelles moyennes ; *DRC* = rapport des durées des crues; *DRET* = rapport des durées d'étiages; $k = 0{,}5$.

b (v. 2) XF_5 calable

	critères					paramètres			
CODE	*NASH*	*BILN*	*CRU*	*DRC*	*DRET*	ln(*A*)	ln(*B*)	ln(*C-k*)	ln(*D*)
BV40	56,6	-86,4	69,0	2,06	-0,56	6,53	1,38	0,00	4,95
BV42	18,4	-64,7	29,9	2,65	-0,72	7,75	0,32	0,15	5,25
BVC0	25,5	-26,0	54,5	2,47	-0,15	6,68	3,36	-0,70	-2,28
moyenne (8bv)	61,3	-32,8	67,2	1,63	-0,26	6,17	3,02	-0,19	1,88
s	24,8	35,3	17,5	0,66	0,25	0,81	1,36	0,39	2,59

où v.1 = version 1 et v. 2 = version 2. *NASH* = critère de NASH ; *BILN* = rapport des volumes ; *CRU* = rapport des crues annuelles moyennes ; *DRC* = rapport des durées des crues; *DRET* = rapport des durées d'étiages; $k = 0{,}5$.

On a aussi fait un essai avec XF_5 et XF_6 simultanément calables (v.3), avec des résultats comparables à ceux du tableau 2.8 (b). Les autres bassins n'ont pas ou très peu réagi à ces changements.

[1]Les paramètres fixes de GR3J sont :
XF_1 = taux d'écoulement par le réservoir R;
XF_5 = paramètre dans l'équation du rendement de l'évaporation;
XF_6 = paramètre dans l'équation du rendement de la pluie.

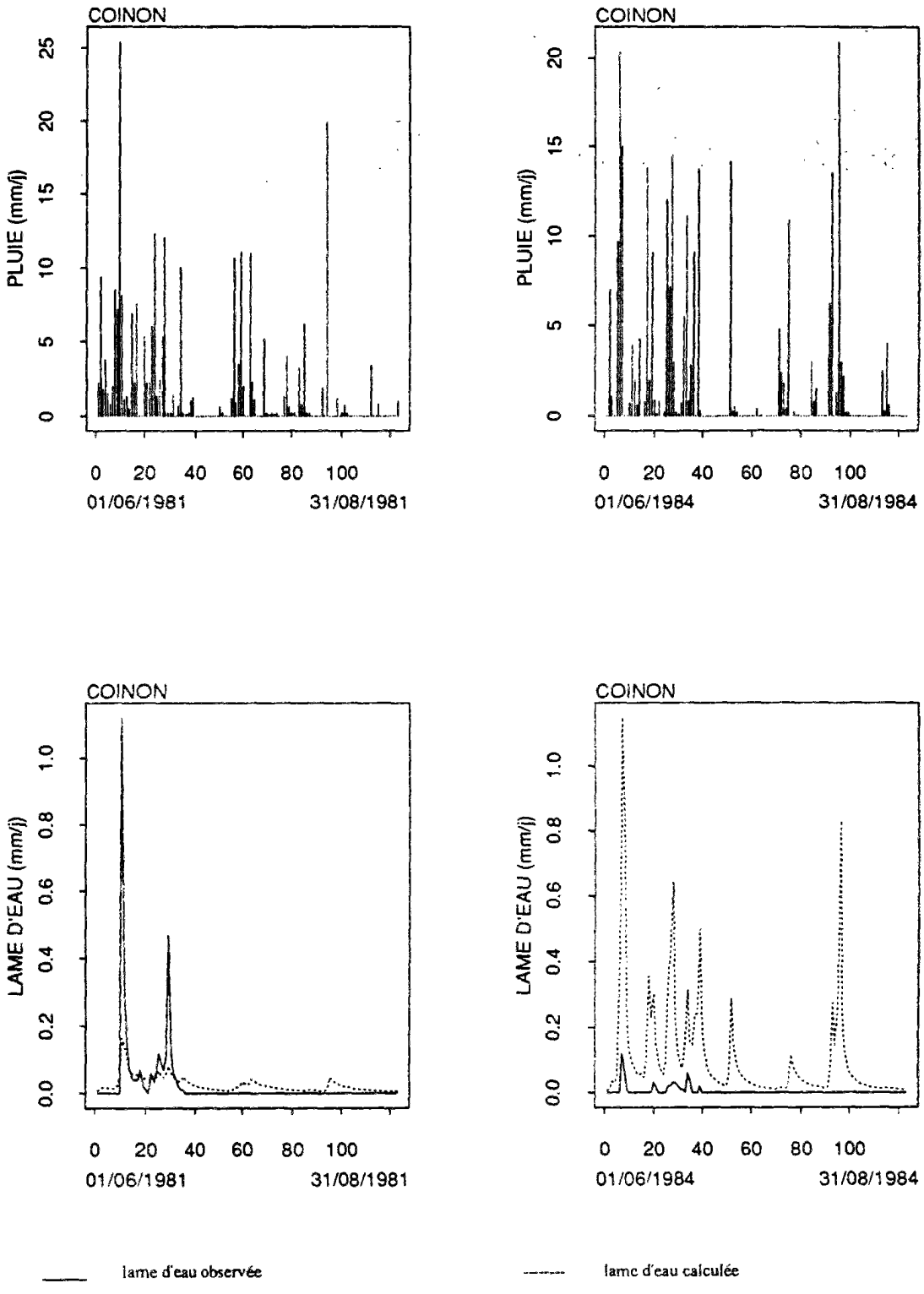


Fig. 2.9 - BV40, résultats de simulation :
P, Q_{obs} et Q_{calc} (par jour, de Mai à Août;1981)
P, Q_{obs} et Q_{calc} (par jour, de Mai à Août;1984);

Pour ces deux propositions, l'augmentation du critère de NASH moyen a été important, mais insuffisant (12,5% dans le premier cas et 17,4% dans le deuxième). Par contre, son coefficient de variation a diminué, il est passé de 63,0% (version originale) à 51,0% (v. 1) et à 40,5% (v. 2). Cela est dû plutôt aux réactions des bassins BV40 (v. 1) et BV40, BV42 et BVC0 (v. 2).

Dans l'essai v. 1, le paramètre D (XF_1) prend des valeurs très élevées pour les bassins déjà bien représentés par GR3J (fourchette de D entre 0,9 et 1,0). Pour les bassins mal représentés, la fourchette de D se situe entre 0,4 et 1,0. Quand D s'écarte de 0,9, valeur usuelle dans le cas des bassins pérennes, l'hydrogramme unitaire de l'écoulement pseudo-direct intervient pour beaucoup dans la représentation des débits, comme c'est le cas pour les bassins BV40 (D = 0,8) et BV42 (D = 0,4). Il faut encore remarquer que le paramètre B pour le BV40 est trop élevé. Est-ce une réponse du modèle pour compenser le taux élevé d'écoulement pseudo-direct?

D'un autre coté, l'essai v.2 indique que le modèle est sensible aux modifications des rendements, car les valeurs prises par le paramètre D (XF_5), surtout pour les cas des bassins BV40 (D = 141,2) et BV42 (D=190,6), sont entre 50 et 60 fois plus élevées que dans le cas des bassins pérennes où usuellement XF_5 = 3,0. Le modèle augmente énormément les pertes d'eau par évaporation.

2.10.2. - Les versions d'EDIJATNO

On a testé les propositions d'EDIJATNO (EDIJATNO, 1991); le tableau 2.9 présente une synthèse des résultats, où on utilise une perte journalière constante au niveau de l'entrée de la pluie. La correction multiplicative globale de la pluie a été moins satisfaisante (voir tableau 2.10, pour les résultats globaux).

Dans le processus de calage, le traitement soustractif de la pluie est conçu de telle façon que la perte intervienne de façon automatique, dès que $XV(4)$, c'est-à-dire quand le paramètre D dans le code FORTRAN de GR3J, égale ou dépasse 1. Si $XV(4) < 1$, une correction multiplicative globale ($1/XV(4)$) intervient.

L'augmentation du critère de NASH moyen des 8 bassins est remarquable, par rapport à la version originale (31,8%) et encore plus remarquable individuellement pour les bassins BV40 (1400%) et BV42 (400%), les plus sensibles à cette solution. Les paramètres A, B et C prennent des valeurs compatibles avec les valeurs des 114 bassins et le paramètre D ne dépasse pas 4 mm/jour de seuil de pluie (BVB9). Cependant, pour les bassins ou $\ln(D) < 0$ il n'y a pas de perte, mais une correction multiplicative de la pluie, qui intervient dans le sens de l'augmentation (cas des bassins BVA9, BVB7 et BVC0).

Pour les autres critères, on peut affirmer qu'il y a eu amélioration dans la représentation des crues, bien que les durées des crues restent plus grandes que celles mesurées. Le bilan moyen est devenu plus négatif, ce qui peut sembler un peu inattendu, mais explicable car le modèle a commencé à réagir aux pluies, d'une façon quelquefois un peu excessive par rapport aux données observées (confronter les hydrogrammes de l'annexe 2.2 à ceux de l'annexe 2.3).

Tableau 2.9 - Résultats de calages - GR3J
traitement soustractif sur la pluie

	critères					paramètres			
CODE	*NASH*	*BILN*	*CRU*	*DRC*	*DRET*	ln(*A*)	ln(*B*)	ln(*C-k*)	ln(*D*)
BV40	78,8	-60,3	89,31	1,48	-0,58	5,86	1,81	-0,15	1,34
BV42	57,3	****	69,0	2,81	-0,75	5,70	1,24	0,31	1,59
BVA9	84,8	-11,7	89,2	0,96	-0,11	4,35	5,07	-0,57	-0,10
BVB6	86,7	-09,4	77,3	0,86	-0,11	5,83	3,14	-0,20	0,46
BVB7	74,5	-06,9	82,3	1,05	-0,18	5,67	3,42	-0,20	-0,04
BVB8	60,1	-3,3	57,1	1,28	-0,08	5,80	4,18	-0,69	0,09
BVB9	90,0	-26,7	102,2	1,19	-0,26	5,53	4,07	0,42	1,59
BVC0	18,4	-2,1	51,2	2,00	-0,09	6,58	3,55	-0,70	-0,32
moyenne	68,8	-28,1	77,2	1,45	-0,27	5,67	3,31	-0,20	0,58
s	22,1	34,0	16,2	0,61	0,24	0,58	1,17	0,40	0,75

NASH = critère de NASH ; *BILN* = rapport des volumes ; *CRU* = rapport des crues annuelles moyennes ; *DRC* = rapport des durées des crues; *DRET* = rapport des durées d'étiages; k = 0,5.

Tableau 2.10 - Résultats de Calages - GR3J
correction multiplicative globale sur la pluie

	critères					paramètres			
STA	*NASH*	*BILN*	*CRU*	*DRC*	*DRET*	ln(*A*)	ln(*B*)	ln(*C-k*)	ln(*D*)
moyenne (8 bv)	67,8	-36,3	71,6	1,70	-0,27	5,65	3,25	-0,16	-0,12
s	22,3	38,0	13,6	0,85	0,20	0,57	1,30	0,43	0,32

NASH = critère de NASH ; *BILN* = rapport des volumes ; *CRU* = rapport des crues annuelles moyennes ; *DRC* = rapport des durées des crues; *DRET* = rapport des durées d'étiages; k = 0,5.

2.11 - CONCLUSION

Les résultats présentés par EDIJATNO (1991) pour les bassins intermittents indiquent que l'introduction d'une perte d'eau constante au niveau des pluies produit une nette amélioration de l'explication de la variance des débits, par le modèle GR3J. Cette conclusion débouche sur plusieurs questions, entre autres :

a pour quelles raisons l'introduction d'une perte au niveau de la pluie produit-elle une amélioration ?

b est-ce que l'introduction d'une perte d'eau est effectivement nécessaire ?

c si non, quelle(s) autre(s) solution(s) peut-on envisager, pour améliorer la réponse du modèle, dans ce cas ?

d si oui, quelle est, dans l'architecture ou dans la structure du modèle le point le plus sensible à l'introduction de la perte ?

e si oui, encore, quelle est la nature de cette perte : est-elle constante ou est-elle fonction d'un état du système ?

f est-ce que la solution envisagée est générale ou n'est-elle seulement valable que pour certains bassins ? pourquoi ?

Dans le chapitre 3 nous essayerons de trouver des réponses aux questions ci-dessus.

Chapitre 3

CHAPITRE 3

Un Cas de Changement de Structure d'un Modèle Empirique - de GR3J à GR4J

3.1 - INTRODUCTION

L'hypothèse de départ d'EDIJATNO (EDIJATNO, 1991) concernant le phénomène d'intermittence suppose que la formation de l'écoulement dans ce type de bassins n'a lieu qu'à partir d'un certain seuil de précipitation, ce qui explique la nécessité d'utiliser un paramètre supplémentaire qui fixe ce seuil. Dans ce chapitre, nous essayons d'abord de réfléchir un peu sur les implications possibles de ce résultat en termes de spécificité des bassins intermittents par rapport aux bassins pérennes. Pour le faire, nous utilisons les hypothèses formulées au sujet des théories sur la formation de l'écoulement.

Ensuite, nous proposons et essayons une cinquantaine de nouvelles approches du problème, en termes de changements structuraux du modèle GR3J. Les tests réalisés concernent les 8 bassins versants décrits dans le chapitre 2. Les approches les plus prometteuses ont été vérifiées pour l'ensemble des 120 bassins versants disponibles, dont 114 ont déjà été utilisés pour le développement de GR3J et 6 autres, présentant un caractère intermittent, font partie de l'échantillon de 8 bassins versants cité ci-dessus.

3.2 - L'INTERMITTENCE ET SA MODELISATION

3.2.1 - Les théories sur la formation de l'écoulement

La théorie classique sur la formation de l'écoulement est due à HORTON (cité par FREEZE, 1974). Selon lui, le rapport entre l'intensité de la pluie, la capacité limite d'infiltration et le taux d'humidité du sol sont des variables déterminantes pour l'augmentation du débit d'un cours d'eau considéré comme résultat de l'action de la pluie sur le bassin versant (HORTON supposait même que la majorité des événements pluvieux sont suffisamment intenses pour dépasser la capacité limite d'infiltration et donc, que les débits de crues sont presque toujours dus à l'écoulement de surface).

La théorie moderne à ce sujet (FREEZE, 1972a et 1972b ; FREEZE, 1974; DUNNE *et al.* 1975 ; PEARCE, STEWARD et SKLASH, 1986 ; DUNNE, 1989) propose que l'écoulement de surface du type hortonnien n'a lieu que très rarement. Le mécanisme qui généralement contribue à produire l'écoulement rapide de crue (ERC) (COSANDEY, 1990) est associé à l'augmentation du niveau de la nappe phréatique, pendant la pluie, capable de saturer le sol jusqu'à la surface, dans certaines zones proches des cours d'eau. L'écoulement hypodermique alimente également les cours d'eau directement, sans passer par une phase de surface (figure 3.1).

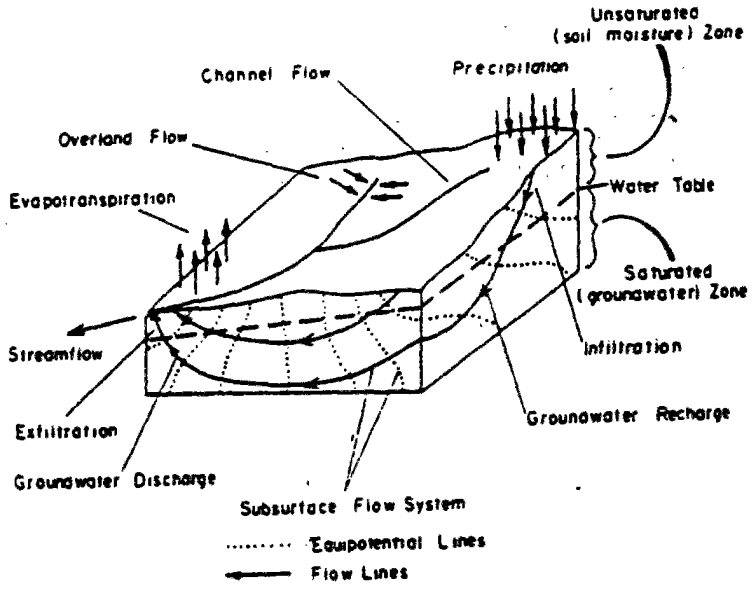


Fig. 3.1 - Mécanismes de formation de l'écoulement (ERC) (d'après FREEZE, 1974).

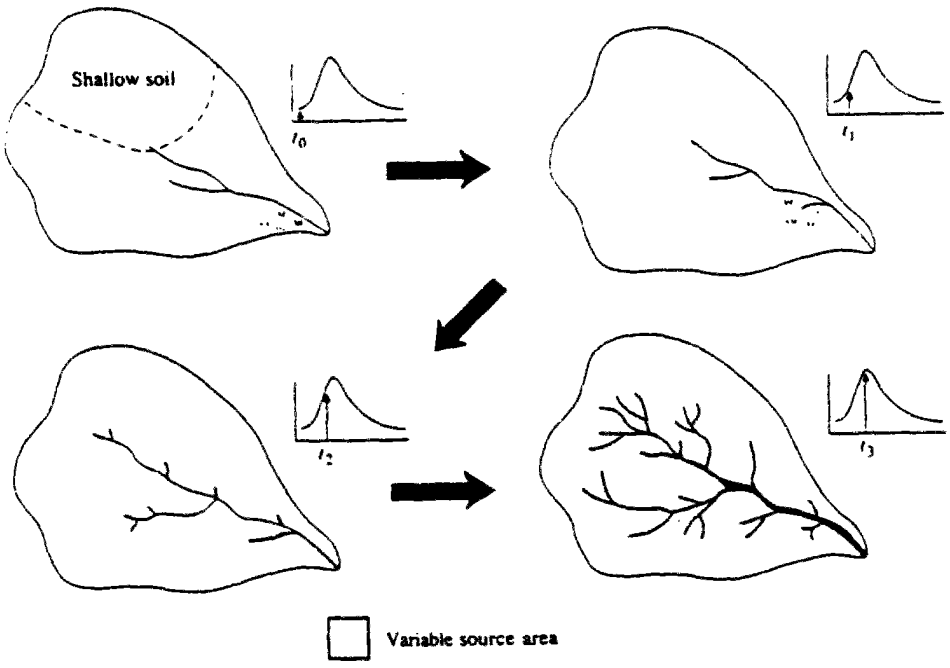


Fig. 3.2 - Le concept de zones actives de contribution, selon Hewlett (d'après CHOW, MAIDMENT et MAYS, 1988).

L'un des concepts importants de cette théorie est celui des surfaces partielles ou des zones actives de contribution à la formation de l'écoulement dans les cours d'eau (HEWLETT, cité par CHOW, MAIDMENT et MAYS, 1988). Selon ce concept, les zones actives de contribution augmentent pendant la pluie et réduisent par la suite (fig. 3.2).

3.2.2 - La modélisation de l'intermittence

L'origine du phénomène de l'intermittence semble toujours associée aux rapports entre les eaux de surface et les eaux souterraines.

La théorie moderne sur la formation de l'écoulement, par exemple, donne une explication plausible à ce phénomène grâce au concept de zones de contribution. Ces zones n'amènent de l'eau aux thalwegs que lorsqu'elles deviennent elles-mêmes actives et cela est généralement fonction du niveau de la nappe phréatique. Par contre, il y a aussi les transferts d'eau souterrains entre bassins voisins qui ne peuvent pas être perçus par les mesures de surface. Les terrains très peu perméables peuvent être aussi à l'origine de l'intermittence des cours d'eau. Ces hypothèses semblent valables plutôt pour des bassins à cours d'eau intermittent dans des régions de climat tempéré. Ici on ne considère pas le cas de grands bassins intermittents dans les régions de climat aride.

Les modèles conceptuels, comme tous les modèles hydrologiques qui utilisent le principe de cause à effet, sont conservatifs, au sens du principe de la conservation de la masse. Pendant le calage, ils cherchent toujours à attribuer aux paramètres des valeurs qui, dans leur structure, vérifient l'équation du bilan d'eau, la pluie, le débit et l'évaporation étant connus. Cependant, les modèles conceptuels simples, comme GR3J, simplifient généralement la description des interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines et ne distinguent pas clairement ces différentes catégories. Or, étant donné que beaucoup de processus à l'origine de l'intermittence n'ont pas lieu à la surface du bassin versant, on peut penser qu'ils sont mal décrits. Un modèle conceptuel a donc tendance à considérer le bassin intermittent comme non conservatif au sens de l'équation du bilan d'eau. Cela semble justifier l'introduction d'une perte au niveau du modèle, pour le rendre aussi "non conservatif" au sens du bilan en eau dans le bassin versant. Cependant, cette hypothèse ne semble pas être valable pour le cas des bassins à sols peu profonds.

3.3 - LES NOUVELLES APPROCHES

3.3.1 - Quelques précisions d'ordre méthodologique

En suivant les recommandations de NASH et SUTCLIFFE (1970), on est parti de la solution la plus simple, c'est-à-dire du modèle GR3J, à trois paramètres (chapitre 2). L'analyse attentive des résultats a indiqué la nécessité d'une augmentation du niveau de complexité du modèle. La méthodologie adoptée pour y arriver est essentiellement celle décrite au chapitre 1. Cependant, il nous a paru utile de souligner quelques points spécifiques :

a L'augmentation du niveau de complexité est faite de façon progressive. On a d'abord cherché les points les plus sensibles dans l'architecture du modèle, en fonction du type de modification envisagée (fig. 3.3).

b Chaque nouvelle proposition a été conçue à partir d'une analyse quantitative et qualitative des résultats des solutions précédentes et est justifiée par une réflexion conceptuelle sur le phénomène étudié.

c L'augmentation du niveau de complexité du modèle a été retenue exclusivement dans le cas où l'analyse quantitative et qualitative des résultats indiquait une amélioration nette de la performance du modèle.

d La plupart des essais réalisés, dont les résultats sont présentés dans l'annexe 3.1 vise plutôt la compréhension du comportement du modèle que la recherche d'une solution définitive. Cette dernière question est discutée à partir du paragraphe 3.3.2.

e On va désormais adopter la version du traitement soustractif de la pluie, d'EDIJATNO (chapitre 2, tableau 2.9) comme référence pour juger de la performance de nos propositions. Par commodité, on va l'appeler version EDIJATNO.

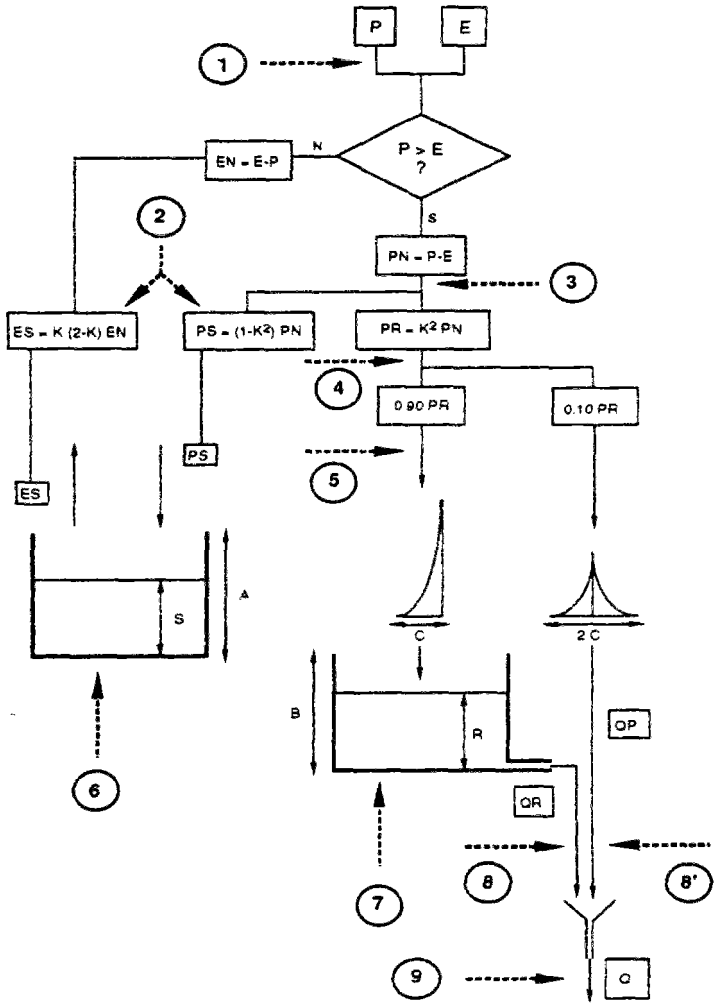


Fig. 3.3 - Propositions de changement selon le point d'intervention dans l'architecture de GR3J

3.3.2 - Solutions combinées

Après avoir étudié les trois types de modifications avec un total de 30 essais différents réalisés (voir l'annexe 3.1) et ayant constaté que, malgré les améliorations apportées, ces solutions ne sont pas entièrement satisfaisantes, il a paru envisageable d'apporter au modèle des modifications combinées des divers types, construites en majorité à partir des essais précédents. Par contre, il ne semble pas utile d'essayer toutes les combinaisons mathématiquement possibles, mais plutôt celles qui, d'après les analyses précédentes, se sont montrées plus performantes. Onze solutions ont été étudiées (voir le tableau 3.1).

Tableau 3.1 - Description des versions

VER	VERCO	PI	TYPE DE TRAITEMENT
v.31	E.-16	1	perte journalière constante, paramètre D
		9	perte journalière constante, paramètre D/XF_4
v.32	E.-26	1	perte journalière constante, paramètre D
		7	perte journalière constante, paramètre D/XF_4
v.33	13-18	1	perte journalière fonction de $S = D.A/(A + S)$
		9	perte journalière fonction de $R = (D/XF_4).(B + R)/B$
v.34	13-28	1	perte journalière fonction de $S = D.A/(A + S)$
		7	perte journalière fonction de $R = (D/XF_4).(B + R)/B$
v.35	13-29	1	perte journalière fonction de $S = D.A/(A + S)$
		7	perte journalière fonction de $S = (D/XF_4).A/(A + S)$
v.36	15-18	4	perte journalière fonction de $S = D.S/(A + S)$
		9	perte journalière fonction de $R = (D/XF_4).(B + R)/B$
v.37	15-29	4	perte journalière fonction de $S = D.S/(A + S)$
		7	perte journalière fonction de $S = (D/XF_4).A/(A + S)$
v.38	7-18	6	perte journalière fonction de $S = D.S/A$
		9	perte journalière fonction de $R = (D/XF_4).(B + R)/B$
v.39	13-26	1	perte journalière fonction de $S = D.A/(A + S)$
		7	perte journalière constante, paramètre D/XF_4
v.40	4-26	2	équations de rendements fonction exponentielle
		7	perte journalière constante, paramètre D
v.41	4-39	2	équations de rendement fonction exponentielle
		1	perte journalière fonction de $S = D.A/(A + S)$
		7	perte journalière constante, paramètre D

où VER = version, VERCO = versions combinées, E. = version EDIJATNO et PI = points d'intervention sur l'architecture du modèle (fig. 3.3)

On a du ajouté un nouveau paramètre constant , XF_4, chaque fois que le paramètre D était utilisé simultanément par le rendement et par le transfert parce que l'ordre de grandeur de D dans le premier cas est plus grand que dans le deuxième. Après quelques essais, le nouveau paramètre fixe a pris des valeurs entre 5 et 10, selon la version étudiée. Les résultats complets des calages réalisés sont présentés dans l'annexe 3.2 et leur résumé sont dans le tableau 3.2.

Les combinaisons des solutions déjà étudiées individuellement aux paragraphes précédants semblent être efficaces d'une façon générale, bien que pour les v.37, v.38, v.40 et v.41 l'amélioration obtenue soit insuffisante. On confirme, en comparant les résultats des versions v.36 et v.37 avec les résultats des versions v.31 à v.35 et v.39, que le point optimum pour introduire une perte au niveau des pluies, est effectivement le point 1 (figure 3.3). Il est intéressant de remarquer aussi que la combinaison des traitements soustractifs a rendu plus performantes les pertes au niveau du transfert localisées au réservoir de routage plutôt que directement à la sortie, ce qui n'était pas le cas pour le traitement individuel sur le transfert. Cela prouve l'intérêt d'avoir essayé plusieurs combinaisons, et pas seulement les meilleures versions de chaque traitement.

Tableau 3.2 - Résultats du calage de GR3J - Versions de 31 à 41
valeurs moyennes et écart-type sur 8 bassins versants

		critères					paramètres			
VER	STA (8 bv)	*NASH* %	*BILN* %	*CRU* %	*DRC*	*DRET*	*a*	*b*	*c*	*d*
v. 31	*m*	71,0	-0,7	78,5	1,21	-0,02	5,72	3,61	-0,25	0,40
	s	22,2	9,3	16,5	0,35	0,12	0,59	0,89	0,35	0,56
v. 32	*m*	71,8	-2,8	83,0	1,22	-0,04	5,68	3,42	-0,26	0,32
	s	22,0	10,9	17,0	0,38	0,09	0,61	1,07	0,35	0,48
v. 33	*m*	71,4	2,9	79,5	1,16	-0,002	5,73	3,73	-0,27	0,42
	s	22,1	10,9	17,0	0,35	0,130	0,59	0,79	0,34	0,57
v. 34	*m*	72,0	-1,5	83,5	1,19	-0,04	5,68	3,48	-0,27	0,33
	s	22,0	10,8	17,2	0,36	0,10	0,61	1,00	0,34	0,48
v. 35	*m*	73,5	3,7	80,7	1,11	0,03	5,16	3,18	-0,24	0,63
	s	15,7	14,8	12,0	0,35	0,11	0,94	1,10	0,32	0,56
v. 36	*m*	71,0	7,9	78,7	1,04	0,03	5,71	4,00	-0,31	0,59
	s	22,3	12,9	16,6	0,24	0,14	0,95	0,61	0,30	0,97
v. 37	*m*	69,4	-16,7	77,0	1,25	-0,11	5,78	3,53	-0,28	0,15
	s	21,6	35,4	14,2	0,44	0,12	0,98	0,75	0,36	0,58
v. 38	*m*	68,7	0,94	75,2	1,20	-0,01	5,67	3,30	-0,19	0,24
	s	22,8	13,9	18,2	0,33	0,09	0,67	0,94	0,40	0,66
v. 39	*m*	71,8	-4,5	79,3	1,22	-0,06	5,69	3,43	-0,27	0,38
	s	21,9	11,2	14,7	0,35	0,10	0,63	1,07	0,33	0,52
v. 40	*m*	67,3	16,3	82,0	1,01	0,09	4,93	3,62	-0,31	1,02
	s	21,5	23,1	13,1	0,29	0,16	0,79	0,91	0,27	0,98
v. 41	*m*	62,9	12,3	76,2	1,19	0,06	4,79	4,70	-0,37	0,39
	s	21,9	13,7	23,7	0,49	0,13	0,62	1,67	0,24	0,63

VER = versions du modèle ; STA = statistiques sur 8 bassins versants ; *BILN* = rapport des volumes ; *CRU* = rapport des crues annuelles moyennes ; *DRC* = rapport des durées des crues; *DRET* = rapport des durées d'étiage.

L'essai v.35 a présenté des résultats remarquables. Il a produit une augmentation du critère de NASH moyen par rapport à la version EDIJATNO de 6,8% et une nette réduction du coefficient de variation de ce critère. On en conclue que certains bassins versants n'ayant pas encore été sensibles aux autres essais l'ont été dans ce cas. Cela est confirmé par les résultats par bassin dans l'annexe 3.2, pour lesquels l'augmentation du critère de NASH est nette pour le BVC0 (100% d'amélioration), alors qu'il n'avait presque pas réagi aux autres solutions envisagées. Toutefois, le but de cette étude n'est pas seulement de trouver le critère de NASH, ou autres, le plus élevé possible, surtout si l'amélioration n'est imputable qu'un seul bassin. Cependant, si l'on rejette cette version comme solution générale, on doit alors engager une réflexion spécifique sur le BVC0. Elle est reprise par la suite.

Il nous reste v.31 à v.34, v.36 et v.39. Parmi celles-ci, il y en a deux : v.32 et v.34, qui présentent les meilleurs résultats si l'on regarde l'ensemble des critères. On les analysera dans le paragraphe suivant.

3.3.3 - Les deux versions les plus performantes

A cette étape de la recherche, il devient évident qu'un changement dans la structure du modèle GR3J est nécessaire en vue de prendre en compte la modélisation des bassins intermittents. Il semble donc important d'essayer de dégager une proposition de changement pour servir de point de départ à des études plus approfondies, en utilisant un échantillon plus grand de bassins versants pérennes et intermittents. Etant donné les résultats obtenus dans les paragraphes précédantes, on proposera les versions 32 et 34 comme candidates.

Les v.32 et v.34 sont équivalentes quant au principe du traitement soustractif sur l'entrée, au niveau de la pluie totale, et sur la sortie, au niveau du réservoir de routage. Elles sont aussi très proches quant aux résultats. La différence entre elles se situe au niveau du type de traitement soustractif. La v.34 utilise le principe selon lequel les pertes à introduire dans la structure du modèle sont variables soit avec la variable d'état S, pour les pluies, soit avec la variable d'état R, pour les débits.

La v.34 semble plus performante; le critère de NASH est plus élevé, les représentations des crues et des étiages sont meilleures. Cependant, quand on regarde les résultats par bassin, on constate que la différence entre les deux versions n'est sensible que pour le BV40 et le BV42 (annexe 3.2). On peut s'apercevoir que l'effet de ces différences est presque inexistant pour les deux bassins en regardant quelques hydrogrammes de simulation produits par chaque version dans l'annexe 3.2.

Etant donné l'équivalence de ces résultats, il semble raisonnable d'utiliser ici le critère de la simplicité, pour une première proposition de changement de la structure du modèle. En effet, il n'y a pas de raisons de nature à justifier la préférence pour la v.34 puisque la v.32, d'un niveau de complexité moindre, est autant performante.

L'architecture de la v.32 est montrée dans la figure 3.4. Le tableau 3.3 présente les résultats généraux et le tableau 3.4 présente les pourcentages d'amélioration de v.32 par rapport à la version EDIJATNO. En les comparant, on observe, tout d'abord, une nette amélioration des critères en termes de valeur moyenne, et presque toujours, en termes de valeur absolue par bassin versant.

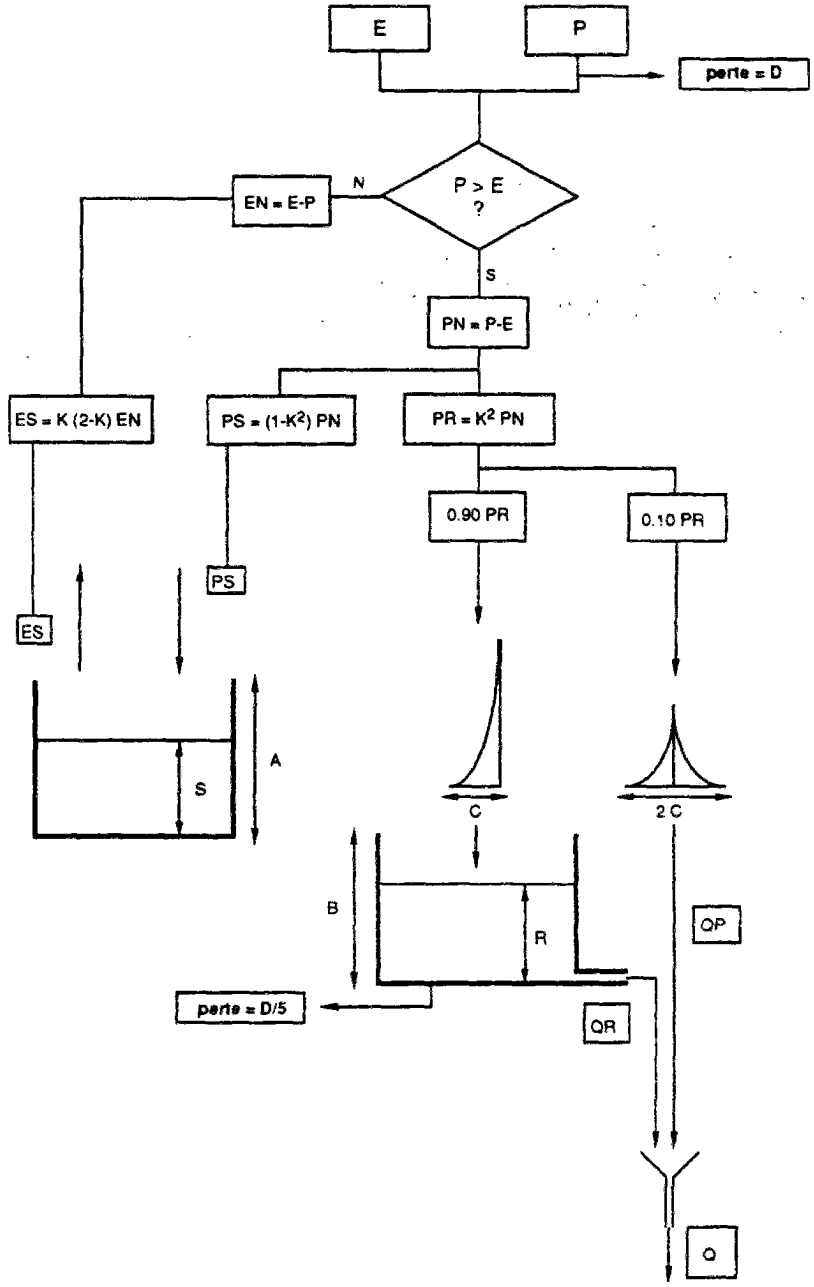


Fig. 3.4 - Architecture du modèle GR3J, v.32.

Néanmoins, il est possible d'affirmer que certains bassins sont plus sensibles aux changements (v.32) que d'autres, comme c'est le cas des BV40, BV42 et BVB8. Les bassins BVA9, BVB7 et BVC0, ont en effet introduit une correction de l'ordre de +10% (les deux premiers) à +30% (BVC0) sur les pluies. Il est important d'insister que dans la structure du modèle la correction des débits est seulement soustractive, elle n'est pas algébrique comme pour les pluies.

Tableau 3.3 - Résultats du calage de GR3J - version 32

		critères					paramètres			
CODE	STA	*NASH* %	*BILN* %	*CRU* %	*DRC*	*DRET*	*a*	*b*	*c*	*d*
BV40		84,1	10,2	101,9	0,87	0,02	6,09	2,02	-0,24	0,71
		-	-	-	-	-	0,00	0,10	0,05	0,02
BV42		74,6	10,2	83,1	1,81	-0,14	6,14	1,60	0,40	1,00
		-	-	-	-	-	0,06	0,15	0,03	0,00
BVA9		83,9	-9,0	91,4	0,94	-0,08	4,25	4,98	-0,53	-0,09
		-	-	-	-	-	0,19	0,14	0,03	0,03
BVB6		87,5	-4,5	80,6	0,89	-0,05	5,79	3,13	-0,01	0,30
		-	-	-	-	-	0,08	0,11	0,04	0,08
BVB7		75,4	-11,5	86,0	1,11	-0,18	5,77	3,47	-0,22	-0,11
		-	-	-	-	-	0,09	0,12	0,04	0,09
BVB8		62,6	5,1	61,0	1,24	0,00	5,68	4,11	-0,7	0,07
		-	-	-	-	-	0,12	0,20	0,11	0,18
BVB9		88,7	5,5	106,0	1,01	0,13	5,36	4,33	-0,11	0,97
		-	-	-	-	-	0,06	0,01	0,20	0,07
BVC0		17,7	2,7	53,9	1,86	-0,04	6,32	3,68	-0,70	-0,30
							0,22	0,27	0,07	0,08
v. 32	*m*	71,8	-2,8	83,0	1,22	-0,04	5,68	3,42	-0,26	0,32
	s	22,0	10,9	17,0	0,38	0,09	0,61	1,07	0,35	0,48

STA = statistiques sur 8 bassins versants ; *BILN* = rapport des volumes ; *CRU* = rapport des crues annuelles moyennes ; *DRC* = rapport des durées des crues; *DRET* = rapport des durées d'étiage.

Tableau 3.4 - Résultats du calage de GR3J - Version 32 par rapport à version EDIJATNO variations des critères en pourcentage

CODE	*NASH* %	*BILN* %	*CRU* %	*DRC* %	*DRET* %
BV40	6,7	83,1	15,2	41,2	96,6
BV42	30,2	-	20,0	35,6	81,3
BVA9	-1,1	23	2,5	2,1	27
BVB6	0,9	52,1	4,3	-3,5	54,5
BVB7	1,2	-66,7	4,5	5,7	0,0
BVB8	4,2	-54,5	6,8	3,1	100,0
BVB9	1,5	68,2	3,7	15,1	150
BVC0	-3,8	-28,6	5,3	7,0	55,6

Les valeurs positives de pourcentages indiquent une amélioration du critère et les valeurs négatives une dégradation du critère.

On peut donc affirmer que la v.32, bien qu'elle ne dégrade pas la qualité de simulation du modèle, n'est pas généralisable à tous les bassins intermittents. En effet, pour quelques-uns des bassins étudiés, la version originale GR3J fonctionne et les changements proposés ne sont pas très utiles. Cela nous permet de supposer l'existence d'autres origines du phénomène, en plus des pertes d'eau comme celles discutées au paragraphe 3.2. Par exemple, si les sols sont peu profonds, le volume d'eau emmagasiné pendant les pluies peut ne pas suffire à approvisionner les cours d'eau quand il ne pleut pas.

Quant aux valeurs prises par les paramètres, le paramètre *A* de la v. 32 présente des valeurs qui sont tout à fait compatibles avec les valeurs moyennes observées par EDIJATNO (1991) pour des bassins pérennes, tandis que les paramètres *B* et *C* sont plus petits. Dans le cas de *C*, le paramètre associé au temps de concentration des bassins versants, ce nouveau comportement s'explique par les petites surfaces des bassins étudiés. Dans le cas de *B*, la raison doit être liée au caractère même de l'intermittence, et provient du fait que l'écoulement de base est peu important dans ce type de bassins. Tous les paramètres présentent en général des écarts-types petits, ce qui indique qu'ils sont identifiables.

L'analyse de sensibilité des paramètres a été faite sur l'ensemble des bassins versants étudiés, selon la méthodologie décrite au chapitre 2. Les résultats sont présentés dans l'annexe 3.3. On peut remarquer que la corrélation entre les paramètres est faible, en général. C'est une qualité du modèle déjà mise en évidence par EDIJATNO (1991).

En termes de valeur moyenne comme en termes de valeur absolue des critères, la v.32 est satisfaisante pour tous les bassins versants, à l'exception de BVC0 et, dans une certaine mesure, de BVB8 aussi.

Le bassin versant BVC0, le Francolo à Balistra, particulièrement est resté presque insensible à toutes les versions proposées jusqu'à présent. On avait déjà remarqué une tendance du BVC0 à essayer d'augmenter fortement la quantité de pluie (30%, par exemple, pour les versions 32 ou 34). En effet, une analyse détaillée des volumes des pluies et des débits a démontré des incohérences importantes (volume de débit > volume de pluie), pour certains événements. Nous avons alors envisagé de refaire tous les calculs pour les 41 versions étudiées, en n'utilisant que les données des 7 autres bassins.

Néanmoins, il est clair que si l'on enlève le BVC0 et si l'on refait les calages, cela ne change pas les résultats individuels (par bassin). Cela peut néanmoins changer les résultats des moyennes des critères. En fait, tel n'est pas exactement le cas. Comme le BVC0 ne réagit pas ou réagit très peu aux versions proposées, ses résultats ne sont en aucun cas capables de modifier les conclusions auxquelles on est arrivé jusqu'ici. Ainsi, on a choisi de refaire les calages seulement pour la version originale, la version EDIJATNO et la v. 32. Les nouveaux résultats sont présentés dans le tableau 3.5

Tableau 3.5 - Résultats du calage de GR3J - Versions : original; EDIJATNO et v.32 valeurs moyennes et écart-type sur 7 bassins versants

		ciritères					paramètres			
VER	STA (8 bv)	*NASH* %	*BILN* %	*CRU* %	*DRC*	*DRET*	*a*	*b*	*c*	*d*
v. O	m	57,2	-10,9	60,8	1,19	-0,21	6,48	2,53	-0,13	-
	s	32,1	32,0	24,3	0,43	0,18	1,62	2,26	0,36	-
v. E	m	76,0	-32,4	81,0	1,38	-0,30	5,53	3,28	-0,13	0,70
	s	12,0	35,0	13,9	0,62	0,24	0,50	1,26	0,38	0,72
v. 32	m	79,6	-3,61	87,2	1,13	-0,04	5,58	3,38	-0,20	0,41
	s	8,6	11,5	13,8	0,30	0,10	0,60	1,14	0,33	0,45

VER = versions du modèle ; STA = statistiques sur 8 bassins versants ; *BILN* = rapport des volumes ; *CRU* = rapport des crues annuelles moyennes ; *DRC* = rapport des durées des crues; *DRET* = rapport des durées d'étiage.

3.4 - LE TEST DE LA V.32 SUR L'ECHANTILLON DE 121 BASSINS VERSANTS

Un point important est que le modèle à trois paramètre puisse apparaître comme un cas particulier du modèle à quatre paramètre (GR4J) que nous sommes en train d'établir. Il est donc indispensable de vérifier le comportement de la v.32 pour un grand nombre de cas, y compris bien évidemment pour les bassins pérennes. Nous avons ainsi utilisé le modèle v.32 pour les 121 bassins désormais disponibles, dont les 114 utilisés par EDIJATNO pour le développement de GR3J[1].

Les 121 bassins versants qui constituent notre échantillon se trouvent distribués sur tout le territoire français. La figure 3.5 montre la localisation des 114 bassins utilisés par EDIJATNO pour bâtir GR3J. La carte de localisation des bassins intermittents se trouve dans la figure 2.8 (chapitre 2). Les caractéristiques principales de ces bassins ainsi que les longueurs des séries de données hydrologiques utilisées sont résumées dans l'annexe 3.5. La figure 3.6 montre encore d'autres caractéristiques de l'échantillon. On remarque que 80% des bassins versants ont des surfaces inférieures à 200 km^2. Le plus grand bassin, La Charente à Chalonnes, possède une surface de 3.750 km^2 et le plus petit, le Rimbaud à Destrou, n'a que 1,4 km^2 de surface. Les précipitations annuelles moyennes s'étalent de 546 mm/an (Le Bondon à Montvallon) à 2012 mm/an (Le Rosemontoise à Rosemont), et 80% des bassins versants présentent des pluies entre 600 et 1.000 mm/an. Les séries de données hydrologiques ont, dans leur majorité, une durée de 4 années.

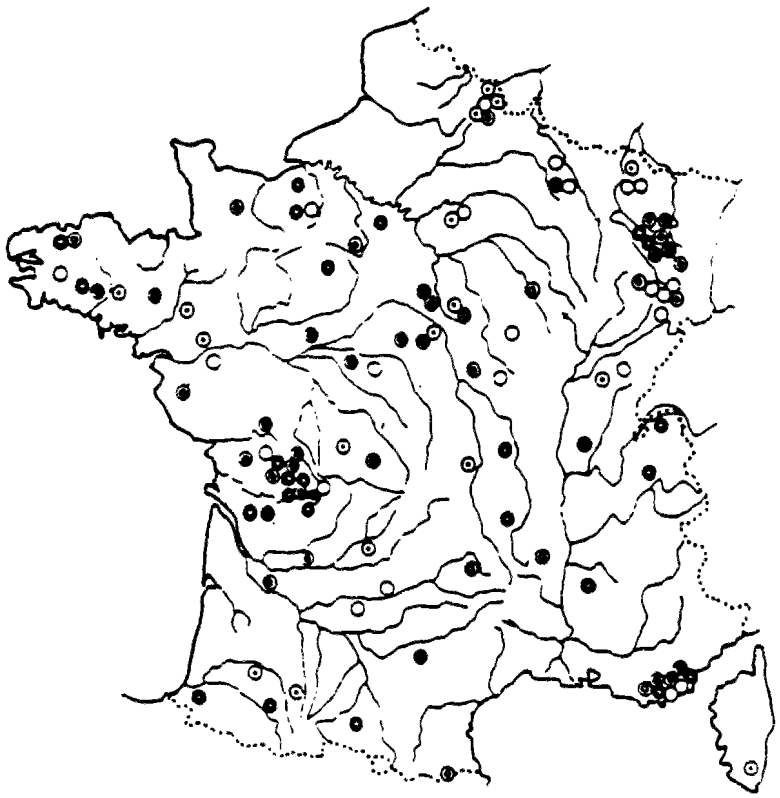


Fig. 3.5 - Localisation des 114 bassins versants étudiés par EDIJATNO (EDIJATNO, 1991)

[1]Nous essayons encore d'élaborer dans l'annexe 3.4 quelques réflexions sur les problèmes que persistent au niveau de la v. 32 et de l'étude réalisée jusqu'ici, concernant les bassins à cours d'eau intermittent

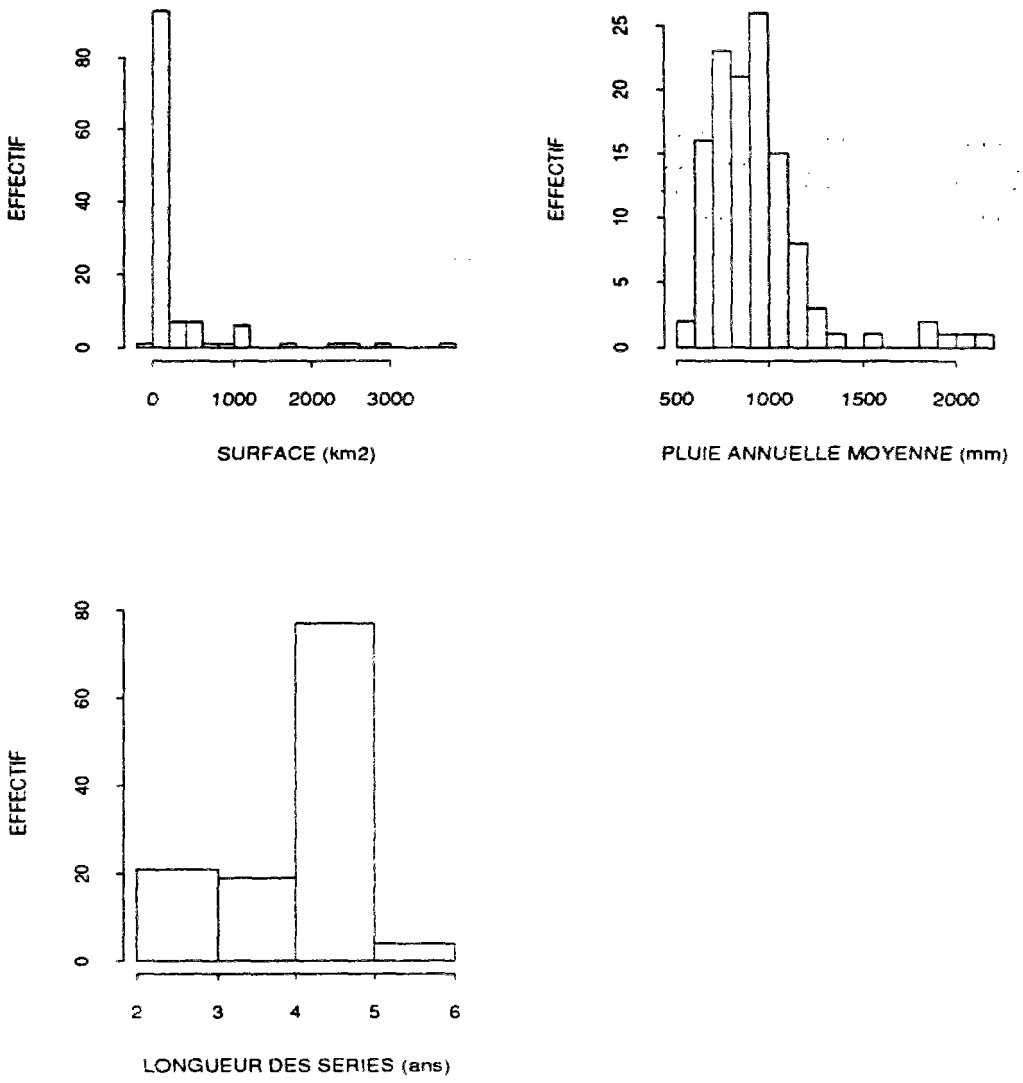


Fig. 3.6 - Quelques caractéristiques des 121 bassins versants (YANG et NASCIMENTO, 1993)

3.4.1 - Le test de la v.32 sur l'échantillon de 121 bassins versants

Les résultats globaux de cet essai sont présentés dans le tableau 3.6 où l'on trouve aussi les résultats de la version originale et de la version EDIJATNO.

La valeur moyenne du paramètre D (0,94) implique, pour la v. 32 à une correction multiplicative des pluies de l'ordre de 6%. Dans le modèle GR3J on prévoit une correction de ce genre , fixée à 5%. L'ordre de grandeur des pertes, quand elles interviennent ($d > 0,0$), se situent entre 0,05 et 1,00 mm/j (20 bassins versants). Elles peuvent arriver à 2,00 mm/j, dans les cas des bassins intermittents (*e.g.* : Le Granchain à Granchain). Des pertes supérieures à 1,00 mm/j interviennent sur 4 bassins versants. Il n'y a pas de pertes ou de gains ($d = 0,0$) pour

4 bassins versants et, bien évidemment il y a des corrections multiplicatives de pluie pour 93 bassins versants. Dans ce cas, les corrections sont inférieures à 10% pour 44 bassins versants, et se situent entre 10 et 20% pour 26 autres. Les résultats complets se trouvent dans l'annexe 3.6.

Tableau 3.6 - Résultats du calage de GR3J v.32
échantillon de 121 bassins versants

		critères					paramètres			
VER	STA (8 bv)	*NASH* %	*BILN* %	*CRU* %	*DRC*	*DRET*	*a*	*b*	*c*	*d*
v. O	*m*	74,5	7,02	79,7	0,87	1,85	5,50	4,11	0,13	-
	s	16,3	20,9	20,5	0,31	2,95	1,01	1,12	0,49	-
v. E	*m*	79,0	-1,2	83,2	0,94	1,26	5,64	4,30	0,10	0,02
	s	13,3	13,3	19,1	0,28	1.90	0,92	1,06	0,49	0,39
v. 32	*m*	79,3	0,40	83,3	0,93	1,28	5,66	4,32	0,10	-0,06
	s	13,0	7,5	19,1	0,24	1,89	0,94	1,04	0,48	0,26

VER = versions du modèle ; STA = statistiques sur 8 bassins versants ; *BILN* = rapport des volumes ; *CRU* = rapport des crues annuelles moyennes ; *DRC* = rapport des durées des crues; *DRET* = rapport des durées d'étiage.

En termes d'évolution des critères de qualité du modèle, on peut remarquer une amélioration nette du critère de NASH ainsi que des autres critères de la v. 32 et de la v. EDIJATNO par rapport à la version originale (GR3J). Par contre, on peut dire qu'il n'y a pas ou presque pas de différence entre la v. 32 et la v. E. Cela signifie que pour la majorité des bassins versants étudiés, le quatrième paramètre, s'il ne dégrade pas la qualité de la simulation, n'apporte pas non plus de nette amélioration. On retient donc la v. 32 comme plus performante que la version EDIJATNO plutôt en raison de ce qu'elle apporte à la simulation des bassins intermittents.

3.5 - VERS LE MODELE GR4J

Un inconvénient de la v. 32 est que la perte au niveau des pluies, outre qu'elle conduit à l'introduction d'un paramètre fixe pour en déduire celle portant sur le réservoir *R*, peut s'apparenter trop facilement à une correction des entrées. Dans ces conditions on s'est résolu à remettre en cause cette solution qui à première vue, semblait convenable. Ceci dit, on a gardé, *grosso modo*, les mêmes démarches de traitement soustractif (pertes), sauf pour deux essais basés sur la version 9, où l'évaporation intervient sur les deux réservoirs du modèle. Les nouvelles versions testées sont décrites dans le tableau 3.7. Les résultats globaux obtenus se trouvent dans les tableaux 3.8, pour les 7 bassins intermittents et 3.9 pour les 121 bassins versants.

Comme nous l'avons déjà remarqué, on n'a pas vérifié toutes les 41 différentes versions proposées pour le modèle GR3J (en vue de prendre en compte le cas particulier des bassins intermittents) sur l'ensemble des bassins utilisés pour bâtir le modèle. Ces différentes versions peuvent être réunies en trois grands groupes, selon le type de traitement adopté : changement structural au niveau du rendement ; traitement soustractif au niveau du rendement et traitement soustractif au niveau du transfert. Pour les essais qui suivent nous retenons, tout d'abord, le

traitement soustractif au niveau du transfert. Pour des raisons exposées ci-dessus, nous abandonnons l'idée d'un traitement soustractif au niveau du rendement. Nous retenons, cependant l'idée d'un partage de l'action de l'évaporation entre les réservoirs sol et eau-gravitaire, qui nous semble une solution intéressante, permettant peut-être de revenir à un modèle à 3 paramètres calables, si un taux de partage fixe s'avère convenable.

Tableau 3.7- Remise en question de la v. 32
nouvelles versions pour GR3J

VER	PI	TYPE DE TRAITEMENT
v.9	1	évaporation $EE = (1{,}00 - D).E$
	7	niveau $RR = R - D.E$
v.42	1	évaporation $EE = (1{,}00 - D).E$
	9	débit de sortie $QQ = Q - D.E$
v.43	7-8'	pertes journalières $T = D.(1{,}00 + 5{,}00.R/B)/6{,}00$
	7	gain journalier $T = D.(1{,}00 + 5{,}00.R/B)/6{,}00$
v.44	7-8'	pertes journalières $T = D.(1{,}00 + 5{,}00.R/B)/6{,}00$
	7-8'	gains journaliers $T = D.(1{,}00 + 5{,}00.R/B)/6{,}00$
v.45	7-8'	pertes journalières $T = D.(1{,}00 + 5{,}00.R/B)/6{,}00$
	7	gain journalier $T = D.S/A$
v.46	7-8'	pertes journalières $T = D.R/B$
	7-8'	gains journaliers $T = D.S/A$

où VER = version , PI = points d'intervention sur l'architecture du modèle (figure 3.3)

Tableau 3.8 - Résultats du calage de GR3J - Versions 42 à 47
valeur moyenne et écart-type sur 7 bassins versants intermittents

		critères					paramètres			
VER	STA (8 bv)	*NASH* %	*BILN* %	*CRU* %	*DRC*	*DRET*	*a*	*b*	*c*	*d*
v. 42	*m*	61,6	-46,5	69,2	1,67	0,54	5,88	3,55	-0,12	1,79
	s	28,6	61,4	24,8	1,14	0,34	0,34	0,96	0,28	0,98
v. 43	*m*	81,0	0,6	85,2	1,05	0,95	5,11	3,69	-0,15	0,50
	s	6,6	8,8	12,1	0,26	0,14	0,97	0,85	0,24	0,40
v. 44	*m*	81,0	0,9	85,2	1,05	0,95	5,10	3,70	-0,16	0,64
	s	6,6	9,4	12,1	0,27	0,14	0,96	0,85	0,24	0,53
v. 45	*m*	80,6	0,4	83,6	1,07	0,94	5,12	3,66	-0,14	0,50
	s	6,2	9,4	13,2	0,25	0,16	0,96	0,87	0,25	0,41
v. 46		81,0	-1,5	84,3	1,06	0,90	5,12	3,71	-0,12	0,69
		7,2	8,8	11,6	0,24	0,15	0,86	0,84	0,30	0,62

VER = versions du modèle ; STA = statistiques sur 8 bassins versants ; *BILN* = rapport des volumes ; *CRU* = rapport des crues annuelles moyennes ; *DRC* = rapport des durées des crues; *DRET* = rapport des durées d'étiage.

Tableau 3.9 - Résultats du calage de GR3J - Versions 9 et de 42 à 47
valeur moyenne et écart-type sur 121 bassins versants

		critères					paramètres			
VER	STA (8 bv)	*NASH* %	*BILN* %	*CRU* %	*DRC*	*DRET*	*a*	*b*	*c*	*d*
v. 9	*m*	77,0	10,0	80,2	0,88	1,77	5,28	4,41	0,18	5,85
	s	13,3	17,1	20,2	0,32	2,62	1,27	1,20	0,46	4,07
v. 42	*m*	70,6	7,8	81,8	0,91	2,13	5,46	4,40	0,16	0,96
	s	20,1	25,4	20,7	0,37	3,67	0,89	0,88	0,46	4,06
v. 43	*m*	80,0	0,7	83,9	0,91	0,82	5,66	4,33	0,16	-0,08
	s	11,8	4,6	18,7	0,26	0,79	0,65	1,04	0,46	0,40
v. 44	*m*	80,0	0,8	83,9	0,91	0,82	5,66	4,33	0,16	-0,10
	s	11,8	4,6	18,8	0,26	0,80	0,65	1,04	0,45	0,50
v. 45	*m*	80,1	0,5	84,1	0,91	0,95	5,67	4,32	0,16	-0,09
	s	11,6	4,7	18,4	0,25	0,84	0,66	1,03	0,46	0,41
v. 46		80,2	0,2	84,3	0,91	0,92	5,67	4,28	0,17	0,02
		11,7	4,6	18,5	0,25	0,81	0,65	1,03	0,45	0,41

VER = versions du modèle ; STA = statistiques sur 8 bassins versants ; *BILN* = rapport des volumes ; *CRU* = rapport des crues annuelles moyennes ; *DRC* = rapport des durées des crues; *DRET* = rapport des durées d'étiage.

Pour cette dernière solution, nous avons envisagé deux versions : la v. 9 décrites dans l'annexe 3.1 et la v. 42, où l'évaporation au niveau du transfert intervient sur les débits à la sortie du réservoir *R* et de l'EPD.

Les versions de 43 à 46 adoptent un traitement soustractif au niveau du réservoir R et de l'EPD. Un gain en eau, c'est à dire un apport en eau, est prévu soit sur le réservoir *R* (v. 43 et v. 45), soit sur le réservoir *R* et l'EPD (v. 44 et v. 46). Ces pertes et ces gains peuvent être modulés soit en fonction du niveau d'eau dans le réservoir sol (rapport *S/A*), soit du niveau du réservoir eau-gravitaire (rapport *R/B*).

En ce qui concerne les deux versions qui touchent au rendement et au transfert, la v.9 présentent de meilleurs résultats que la v. 42 pour les bassins intermittents et pour les 121 autres bassins. Toutefois, la performance de la v.9 est inférieure à celles des v. 43 à v.46, pour tous les critères considérés, notamment pour le bilan et la durée des crues et des étiages.

Quant aux versions intervenant sur le transfert, les v. 43 et v.44 sont équivalentes. En effet, l'introduction d'une fonction d'échange (perte ou gain) modulée par le rapport *R/B* ne donne pas de résultats différents par rapport à une seule perte sur l'EPD. Les v. 45 et v.46 sont aussi très proches. La v. 45 est légèrement plus performante que la v. 46 pour les bassins intermittents, cette différence de qualité changeant de sens dans le cas des 121 bassins.

3.6 - LE MODELE GR4J

3.6.1 - La version choisie

Face aux résultats du paragraphe précédant, nous adoptons une nouvelle version de GR3J, le modèle à quatre paramètres, GR4J (fig. 3.7), qui correspond à celui de la v. 46.

Les équations du modèle GR4J sont les mêmes que celles décrites dans le chapitre 2, à l'exception des équations du rendement qui reprennent les formulations originales et de l'inclusion d'un quatrième paramètre au niveau du transfert, à savoir :

a les équations du rendement :

quand $P \geq E$, $P_n = P - E$ et le réservoir-sol se remplit selon

$$dS = \left[1 - (S/A)^2\right] dP_n \; ;$$

quand $P < E$, $E_n = E - P$; $P_n = 0$ et le réservoir-sol se vide selon

$$dS = -(S/A)\left[2 - S/A\right] dE_n .$$

En intégrant ces deux équations, on obtient, respectivement,

$$P_r = P_n - A\frac{P_n\left(1 - s^2\right)}{\left(1 + sw_p\right)} \text{ et } E_r = A\frac{s(2 - s)w_e}{1 + (1 - s)w_e}$$

où $s = S/A$; $w_p = \tanh\left(P_n/A\right)$ et $w_e = \tanh(E/A)$

b les équations concernant le paramètre D :

$T = D.R/B$ pour $D > 0$ et

$T = D.S/A$ pour $D < 0$,

cela à la fois au niveau du réservoir-eau-gravitaire et de l'EPD.

Pendant le calage, le paramètre D est exprimé comme sh(D), le sinus hyperbolique de D.

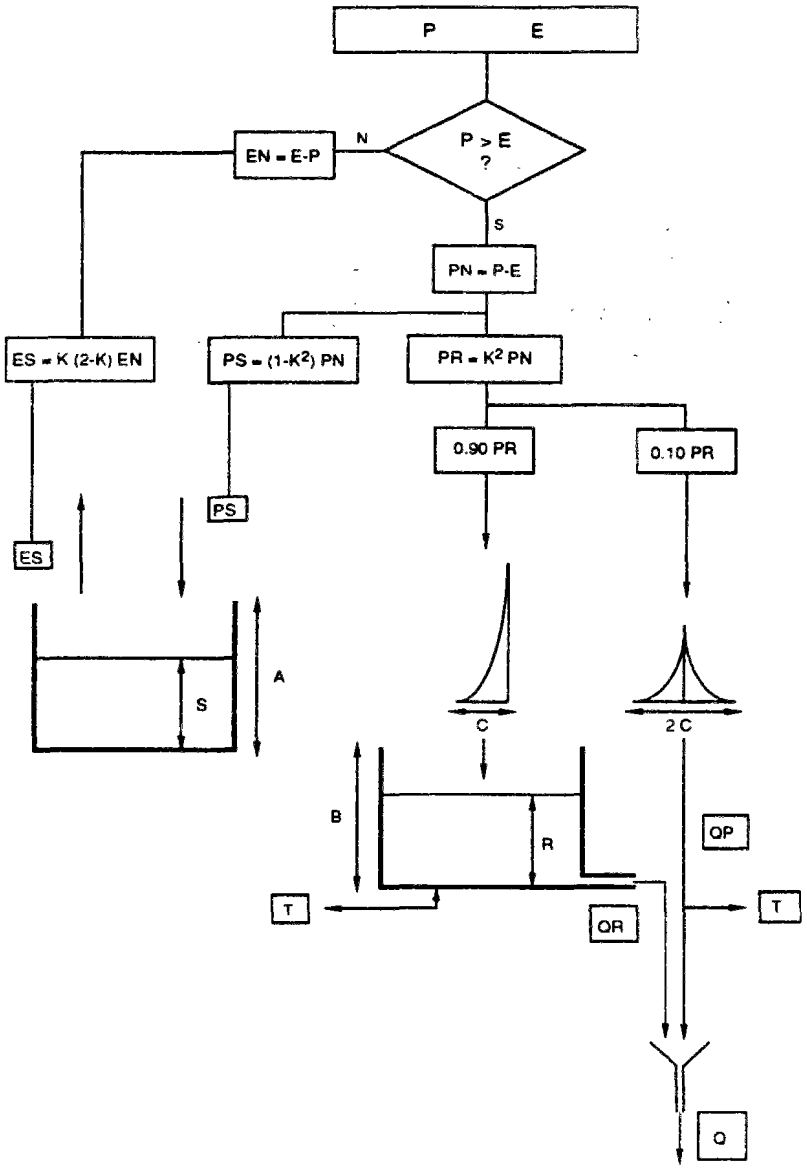


Fig. 3.7 - Le modèle GR4J

3.6.2 - Les résultats du calage de GR4J

En ce qui concerne l'évaluation de la qualité du calage et du contrôle, le modèle GR4J utilise les mêmes critères de qualité décrits au paragraphe 2.7 du chapitre précédant[2], dans le cadre de la description du modèle GR3J. Le tableau 3.10 reproduit les valeurs de ces critères pour le calage des 7 bassins versants intermittents en utilisant la v. 46, désormais appelée le modèle GR4J.

[2] En effet, la façon d'exprimer le critère du bilan et le calcul du critère de durées d'étiage ont été changés ultérieurement, pour toutes les études décrites à partir du chapitre 4. Cependant, pour permettre la comparaison entre les différentes versions testées du modèle et les études déjà réalisées par EDIJATNO, concernant les bassins intermittents, il a fallu de garder au long des chapitres 2 et 3 l'uniformité des critères.

Tableau 3.10 - Résultats du calage de GR4J pour les 7 bassins versants intermittent

	critères					paramètres			
CODE	*NASH* %	*BILN* %	*CRU* %	*DRC*	*DRET*	*a*	*b*	*c*	sh(D)
BV40	82,6	0,06	96,0	1,06	1,00	5,64	2,84	-0,34	1.20
	-	-	-	-	-	0,01	0,01	0,05	0,02
BV42	69,8	-0,18	81,0	1,61	0,86	5.66	2,66	0,40	1,71
	-	-	-	-	-	0,01	0,05	0,03	0,01
BVA9	84,0	0,00	83,0	0,88	0,85	3,06	4,97	-0,58	0,31
	-	-	-	-	-	0,30	0,09	0,02	0,31
BVB6	87,3	0,01	80,0	0,84	0,96	5,47	3,21	-0,04	0,39
	-	-	-	-	-	0,08	0,11	0,03	0,09
BVB7	74,5	-0,07	83,0	1,02	0,68	5,21	3,39	-0,19	-0,03
	-	-	-	-	-	0,07	0,12	0,04	0,06
BVB8	76,3	0,01	64,0	1,06	0,78	5,53	4,41	-0,21	0,07
	-	-	-	-	-	0,37	0,56	0,49	0,30
BVB9	92,2	0,10	106,0	0,94	1,17	5,22	4,49	0,14	0,14
	-	-	-	-	-	0,07	0,11	0,06	0,06

STA = statistiques sur 7 bassins versants ; *BILN* = rapport des volumes ; *CRU* = rapport des crues annuelles moyennes ; *DRC* = rapport des durées des crues; *DRET* = rapport des durées d'étiage.

L'ensemble des commentaires développés dans les paragraphes 3.3.3, concernant les résultats de calage de GR3J-version 32 des 7 bassins intermittents, reste valable dans le cas présent, même si la version 32 est beaucoup moins performante que l'actuel modèle GR4J. En particulier, GR4J apporte de nettes améliorations des critères de bilan des durées (*DRC* et *DRET*), et les paramètres sont mieux identifiables.

Nous ajoutons ici un commentaire sur les matrices des corrélations des paramètres, par l'intermédiaire d'une analyse comparative de GR3J-version originale et de GR4J, à partir des trois exemples suivants : le bassin du Granchain, le bassin de la Clouère et le bassin de la Seine à Bar-sur-Seine.

Pour le premier bassin, l'introduction du paramètre *D* améliore considérablement l'ensemble des critères de qualité du calage. Ce paramètre est bien identifié et prend une valeur assez élevée par rapport aux autres bassins étudiés. Par contre, les résultats du calage de GR3J concernant le deuxième bassin sont déjà corrects, même si GR4J introduit tout de même une amélioration des critères de qualité de calage. Le troisième bassin représente dans cette analyse un exemple de bassin versant pérenne, de grande superficie (2340 km^2), pour lequel le paramètre *D* prend une valeur négative et faible, moins bien identifiable que dans les deux cas précédents (voir le tableau 3.11 pour les résultats des calages de GR3J et de GR4J).

Les matrices des corrélations des paramètres résultant du calage de GR3J-version originale et de GR4J pour les bassins du Granchain, de la Clouère et de la Seine, sont montrées dans les tableaux 3.12, 3.13 et 3.14, respectivement.

Tableau 3.11 - Résultats du calage de GR3J et de GR4J
bassin versant de la Seine à Bar-sur-Seine

	critères					paramètres			
VER	*NASH* %	*BILN* %	*CRU* %	*DRC*	*DRET*	*a*	*b*	*c*	sh(D)
GR3J	86,5	0,13	106,0	1,14	1,46	5,25	4,84	1,37	
						0,06	0,10	0,04	
GR4J	92,2	0,00	105,0	1,14	0,63	5,78	4,77	1,42	-0,07
						0,06	0,10	0,04	0,04

VER = versions du modèle ; STA = statistiques sur 8 bassins versants ; *BILN* = rapport des volumes ; *CRU* = rapport des crues annuelles moyennes ; *DRC* = rapport des durées des crues ; *DRET* = rapport des durées d'étiage.

Tableau 3.12 - Matrices des corrélations des paramètres de GR3J et de GR4J
bassin versant du Granchain à Granchain

GR3J				GR4J				
	a	*b*	*c*		*a*	*b*	*c*	*d*
a	1,00	-0,79	-0,41	*a*	1,00	0,15	-0,32	-0,40
b		1,00	-0,27	*b*		1,00	-0,39	-0,62
c			1,00	*c*			1,00	0,03
				d				1,00

Tableau 3.13 - Matrices des corrélations des paramètres de GR3J et de GR4J
bassin versant de la Clouère au Poux

GR3J				GR4J				
	a	*b*	*c*		*a*	*b*	*c*	*d*
a	1,00	-0,44	0,08	*a*	1,00	0,02	-0,04	-0,71
b		1,00	-0,23	*b*		1,00	-0,36	-0,34
c			1,00	*c*			1,00	0,11
				d				1,00

Tableau 3.14 - Matrices des corrélations des paramètres de GR3J et de GR4J
bassin versant de la Seine à Bar-sur-Seine

GR3J				GR4J				
	a	*b*	*c*		*a*	*b*	*c*	*d*
a	1,00	-0,78	0,37	*a*	1,00	-0,64	0,36	-0,56
b		1,00	-0,37	*b*		1,00	-0,28	0,16
c			1,00	*c*			1,00	-0,16
				d				1,00

Pour les trois bassins étudiés on trouve, toujours dans le cas du modèle GR3J, un lien assez élevé entre les paramètres *A* et *B*, dont le coefficient de corrélation est négatif. Ce rapport change considérablement pour les deux bassins intermittents, dans le cas du modèle GR4J. En effet, le lien entre *A* et *B* s'affaiblit considérablement, cet affaiblissement étant en partie absorbé par le rapport entre le paramètre *A* et le nouveau paramètre *D*. C'est le cas aussi

pour le bassin de la Seine, dans une moindre mesure, toutefois. Le lien entre *B* et *C* est faible pour les trois bassins, et l'introduction du paramètre *D* ne change en rien ce rapport. On remarque un coefficient de corrélation plus élevé entre *B* et *D* quand le paramètre *D* est important, dans le cas du Granchain. Quand *D* est négatif, dans le cas de la Seine, on observe un faible lien entre ces deux paramètres, probablement en raison du fait que dans ce cas la fonction d'échange interbassin est exprimée en fonction de *S/A*.

Finalement, on peut constater - au moins pour les trois exemples considérés - que les paramètres du modèle GR4J restent assez indépendants entre eux quand on les compare aux résultats équivalents dans le cadre d'autres modèles (voir, *e.g.* l'étude de sensibilité du modèle HSPF fait par KAUARK-LEITE, 1990), exception faite du rapport entre *A* et *D* pour le bassin du Granchain. Bien que ces résultats ne puissent pas être généralisables, car pour certains bassins les liens entre les paramètres de GR4J sont de l'ordre de grandeur de ceux trouvés dans la littérature, dans la majorité des cas l'affirmation ci-dessus est pertinente. Cela s'explique par le fait que dans un modèle à moins de paramètres présentant une performance acceptable dans la reproduction du phénomène modélisé, chacun des paramètres joue un rôle spécifique bien défini, et conduit à un plus grand niveau d'indépendance entre eux.

En ce qui concerne le calage de GR4J de l'échantillon des 121 bassins versants, on peut trouver les valeurs moyennes des critères de qualité et les valeurs moyennes des paramètres dans le tableau 3.15. Les critères de qualité individuels du calage des 121 bassins versants se trouvent dans l'annexe 3.7.

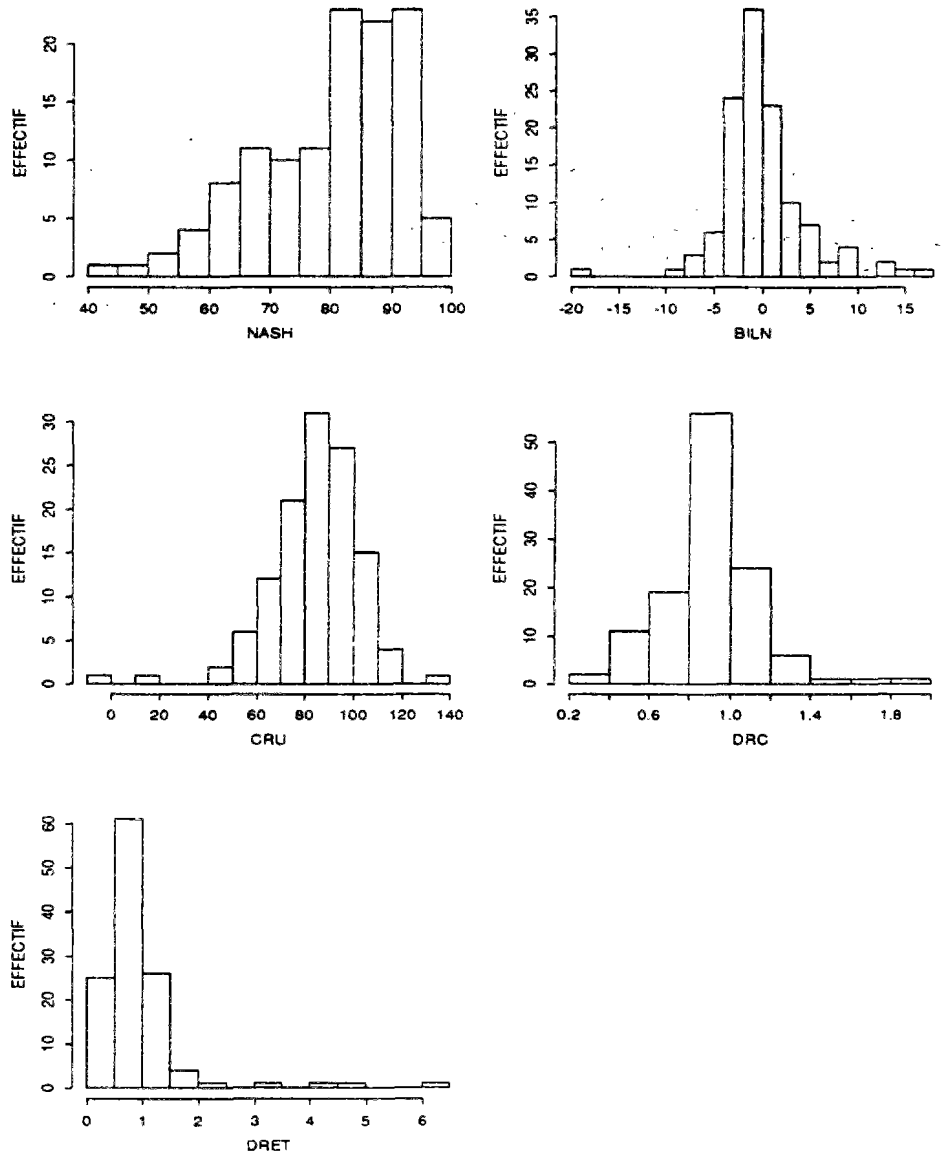
Tableau 3.15 - Résultats du calage de GR4J
valeurs moyennes et écarts-types sur 121 bassins versants

		critères					paramètres			
VER	STA (121 bv)	*NASH* %	*BILN* %	*CRU* %	*DRC*	*DRET*	*a*	*b*	*c*	*d*
GR4J	*m*	80,2	0,17	84,3	0,91	0,92	5,67	4,28	0,16	0,02
	s	11,7	4,62	18,5	0,25	0,81	0,65	1,03	0,45	0,41

VER = versions du modèle ; STA = statistiques sur 8 bassins versants ; *BILN* = rapport des volumes ; *CRU* = rapport des crues annuelles moyennes ; *DRC* = rapport des durées des crues ; *DRET* = rapport des durées d'étiage.

La valeur moyenne du critère de NASH est correcte, en particulier si l'on considère que toutes les données utilisées dans cette étude ont été prises en compte sans aucune correction et sans aucune exclusion. On constate que GR4J fournit des critères de NASH supérieurs à 70% pour environ 85% des bassins modélisés, d'après la figure 3.8. Le modèle résout bien l'équation de la continuité (critère du rapport des volumes), et a une légère tendance à surestimer les volumes calculés (figure 3.8).

Les durées de crue et d'étiage atteignent des valeurs proches de 1, qui représente le résultat idéal pour ces deux critères. Cependant, l'écart-type de *DRET* reste assez élevé, ce qui indique que la représentation des étiages peut être problématique pour un certain nombre de bassins. En effet, si la distribution de *DRET* est assez équivalente à celle de *DRC* (fig. 3.8), *DRET* peut parfois dépasser 2, ce qui revient à surestimer les débits faibles.



Obs.: valeurs des critères en %

NASH = critère de NASH-SUTCLIFFE
CRU = rapport des crues annuelles moyennes
DRET = rapport des durées d'étiage
BILN = erreur de bilan
DRC = rapport des durées de crue

Fig. 3.8 - Statistiques des critères de qualité du calage de GR4J sur 121 bassins versants

On doit considérer qu'en adoptant un critère de calage basé sur la minimisation des erreurs quadratiques on risque de favoriser la représentation des crues plutôt que la reproduction des faibles débits. La question du choix de la fonction critère la plus adéquate à une utilisation générale ou à un emploi spécifique du modèle est complexe et doit être discutée dans un contexte plus large que celui où l'on se place dans ce paragraphe. Elle sera traitée plus particulièrement dans le chapitre 5.

Le critère de représentation des crues, à son tour, met en relief une tendance de GR4J à sous-estimer les crues. D'après EDIJATNO, NASCIMENTO, YANG et MAKHLOUF (1994) un tel comportement est attendu, et cela est du essentiellement à deux mécanismes de lissage, l'un externe et l'autre interne au modèle. Dans le premier cas, le découpage des données de la pluie mesurée au pas de temps journalier peut faire que dans le cas d'une forte pluie, elle se trouve partagée entre deux jours. Dans le deuxième cas, la réponse du modèle à une forte pluie peut être plus ou moins vive en fonction de la valeur prise par le paramètre *C*. Elle sera plus vive si la valeur de *C* se situe entre deux entiers successifs que si elle est voisine d'un nombre entier.

A titre d'illustration, EDIJATNO, NASCIMENTO, YANG et MAKHLOUF (1994) montrent l'effet de ce phénomène de double lissage sur la prédétermination de la crue cinquantennale par le modèle GR4J, au travers de la modélisation des bassins hypothétiques supposés situés dans le contexte du climat parisien ; la différence entre eux n'opérant qu'au niveau des valeurs attribuées au paramètre *C* (voir fig. 3.9).

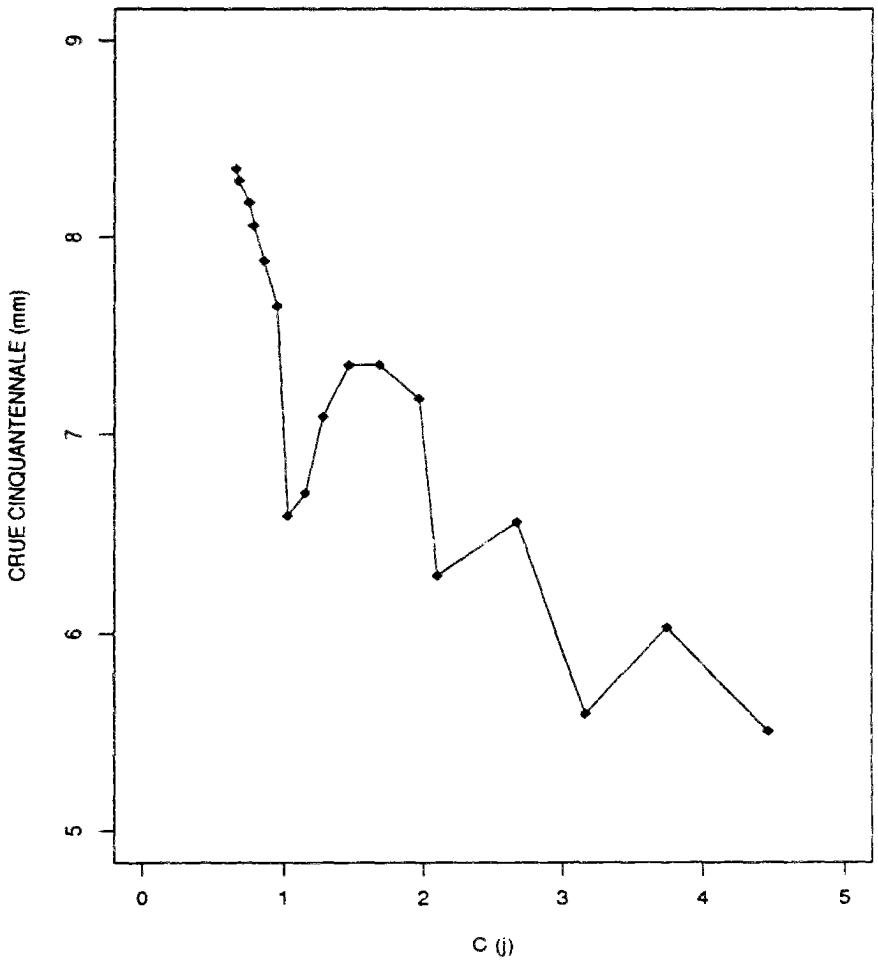


Fig. 3.9 - Prédétermination de la crue cinquantennale par GR4J - bassins versants hypothétiques dans le contexte climatique parisien - *A*, *B* et *D* constants, *C* variable (d'après EDIJATNO, NASCIMENTO, YANG et MAKHLOUF, 1994)

Les résultats de l'analyse de sensibilité des paramètres, conduite selon la méthodologie décrite dans les chapitres 1 et 2, sont listés dans l'annexe 3.8. Une présentation graphique de ces résultats est donnée dans la figure 3.10, pour les distributions des valeurs des paramètres et dans la figure 3.11 pour l'analyse de sensibilité des paramètres.

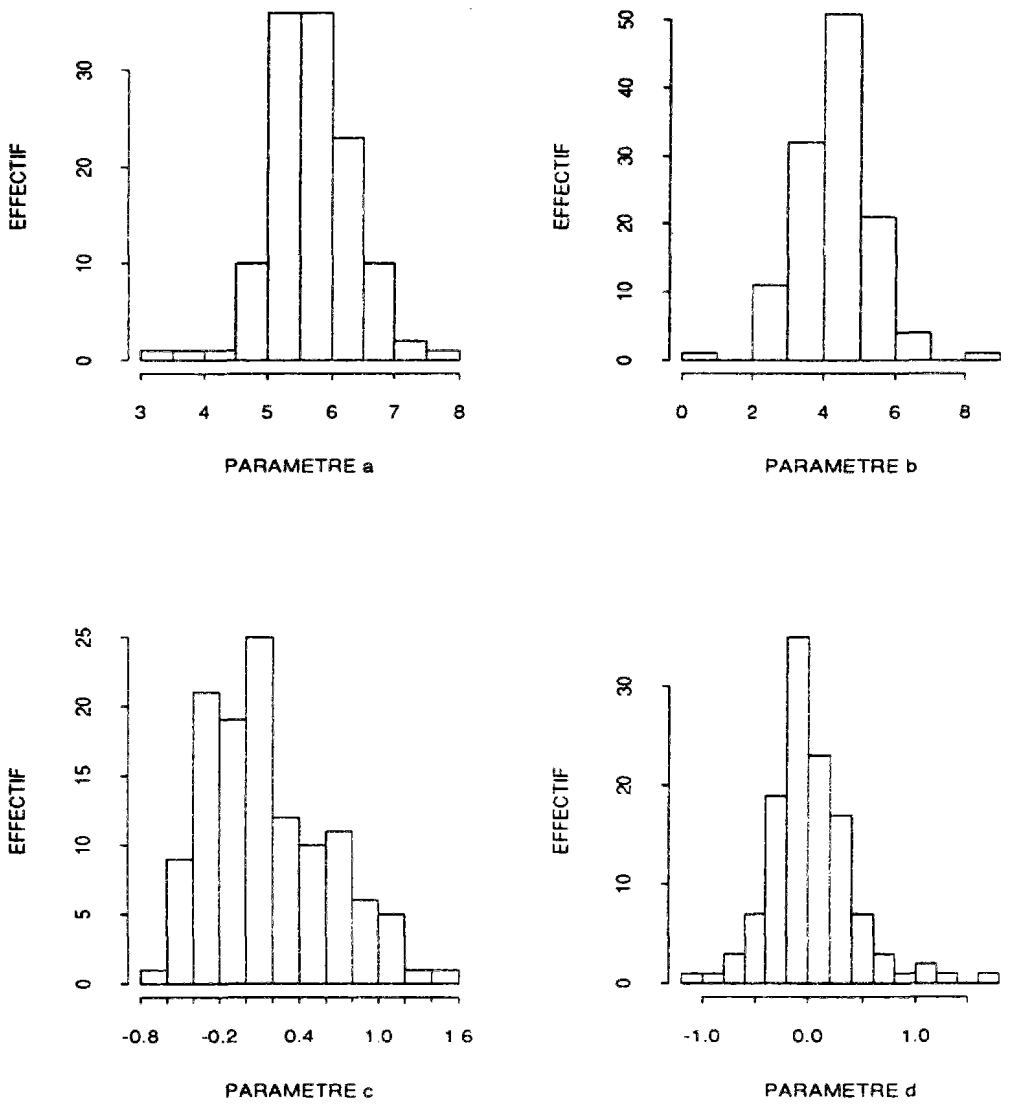


Fig. 3.10 - Distributions des valeurs des paramètres de 121 bassins versants (adapté de YANG et NASCIMENTO, 1993)

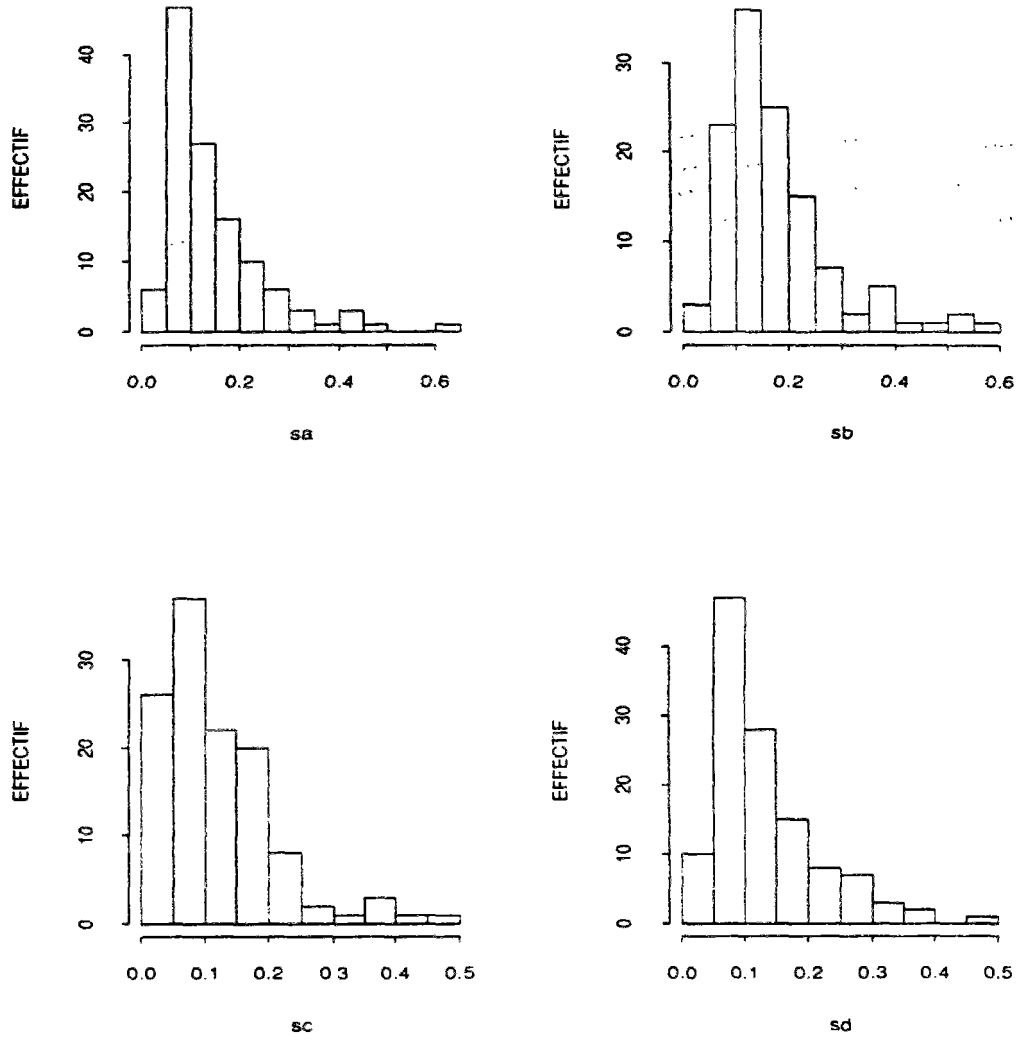


Fig. 3.11 - Sensibilité des paramètres pour 121 bassins versants

L'analyse de ces résultats permet de voir que pour la majorité des bassins versants, le paramètre calé *D* se situe entre -0,5 et 0,5. Ces valeurs correspondent à des pertes ou à des apports maxima de 0,50 mm/j, quand *S/A* ou *R/B* s'approche de 1. Dans les cas extrêmes et de façon épisodique, les pertes peuvent être de l'ordre de 2,00 mm/j (Le Granchain à Granchain, bassin intermittent) et les gains de l'ordre de 1,00 mm/j (Le Rahin à Plancher-Bas). Pour 80% des bassins le paramètre *A* se situe entre 150 et 600 mm. Le paramètre *B* s'étale principalement entre 20 mm et 403 mm, mais 80% des bassins donnent *B* entre 20 mm et 150 mm. *C* présente un coefficient de variation plus grand que *A* et *B*, ce qui est attendu, car il est lié au temps de réponse du bassin versant, une caractéristique qui varie sensiblement d'un bassin à l'autre. L'analyse de sensibilité confirme qu'en général les paramètres sont bien identifiés, la grande majorité affichant des écarts-types inférieurs à 0,3 pour des valeurs des paramètres exprimées en logarithme naturel.

3.6.3 - L'évolution de l'état du système

EDIJATNO, NASCIMENTO, YANG et MAKHLOUF (1994) ont développé des études en vue de mieux caractériser l'évolution du système GR4J et d'approfondir ainsi la connaissance du fonctionnement du modèle. Les résultats de cette analyse sont résumés dans ce paragraphe.

La figure 3.12 a et b montre l'évolution des niveaux moyens mensuels de S (état du réservoir-sol) et de R (état du réservoir-eau-gravitaire), au cours de 12 mois, relatifs à deux contextes climatiques et à deux tailles de bassins opposés, à savoir : le climat océanique représenté par la Seine à Bar-sur-Seine, un bassin de 2340 km^2, calé sur la période 1981-1989, et le climat méditerranéen, représenté par le Valescure aux Bourdins, un bassin de 9 km^2, calé sur la même période. Les hyetogrammes des pluies moyennes mensuelles, ainsi que les hydrogrammes des débits moyens mensuels calculés sont également présentés.

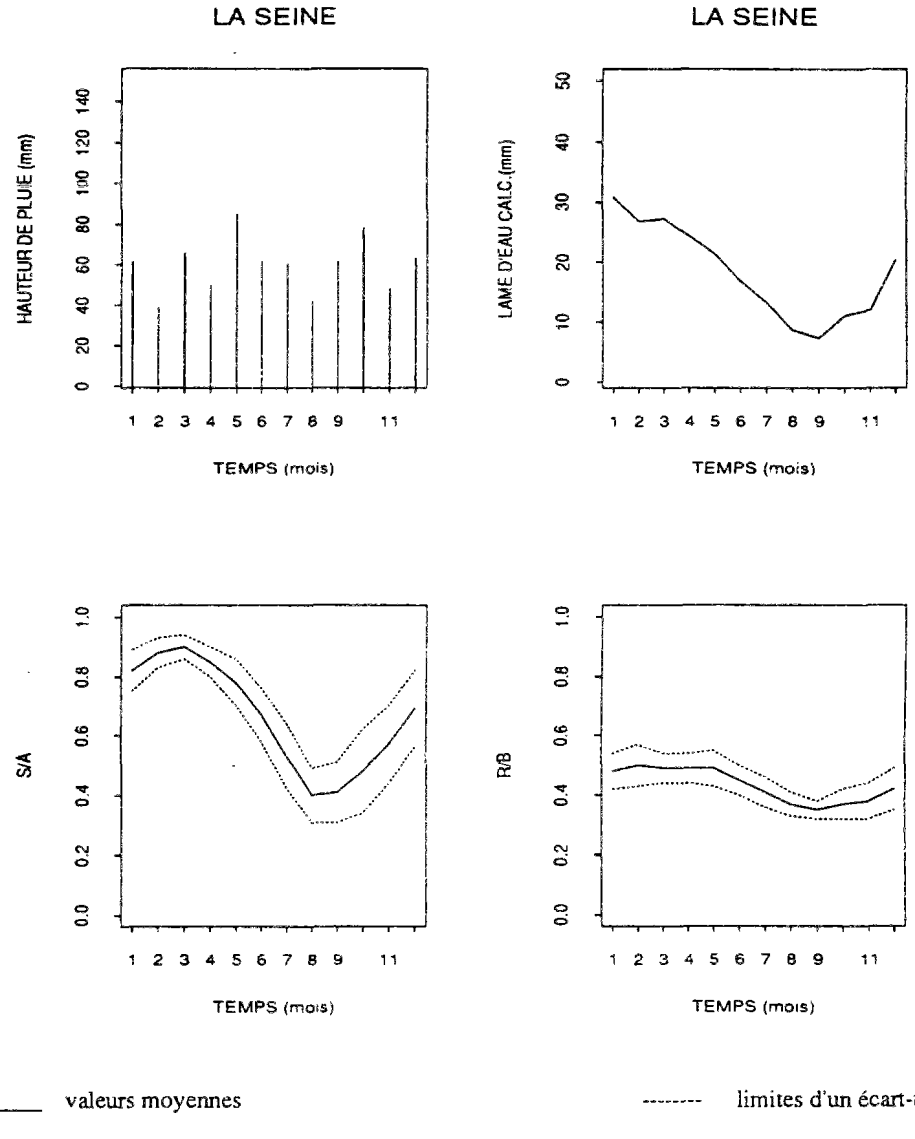


Fig. 3.12 a - Valeurs moyennes mensuelles de P, de Q_{calc}, de S/A et de R/B. La Seine à Bar sur Seine, calage : 1981-1989

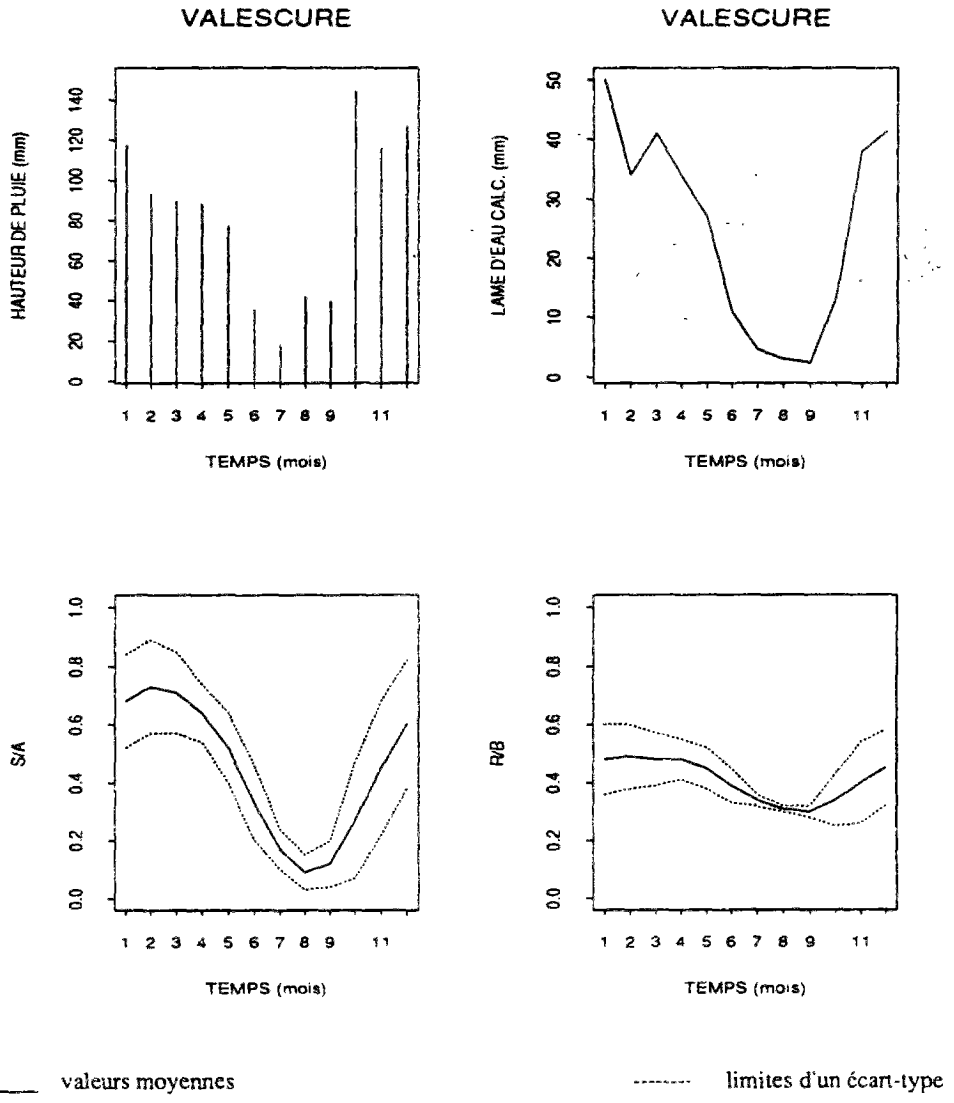


Fig. 3.12 b - Valeurs moyennes mensuelles de P, de Q_{calc}, de S/A et de R/B. Valescure au Bourdins calage : 1981-1989

S possède un comportement amorti, qui reste plutôt dépendant des apports saisonniers de pluies. Il prend des valeurs élevées en hiver quand, en général sur toute la France, les pluies excèdent largement les évapotranspirations. Donc, les pluies nettes sont élevées en cette saison et cela se traduit par des valeurs de S/A proches de l'unité. Pour l'échantillon des 121 bassins versants décrit dans le paragraphe 3.4, la valeur moyenne de S/A varie de 0,19, en été, à 0,92, en hiver, avec des écarts-types respectifs de 0,14 et de 0,09.

Au contraire, les variations saisonnières du réservoir R sont moins nettes, car R reste plus dépendant des intensités de pluie et, donc, des pluies récentes. Pour l'échantillon des 121 bassins versants, R/B varie en moyenne entre 0,28, en été et 0,83, en hiver, avec le même écart-type de 0,13 pour ces deux valeurs extrêmes. Ces valeurs ont été calculées à la fin de chaque pas de temps, quand le débit courant a déjà été généré par le réservoir-eau-gravitaire. Dans ce cas, le rapport R/B ne dépasse jamais l'unité et cela quelle que soit la hauteur de la pluie nette à l'entrée du réservoir-eau-gravitaire, au début du pas de temps. Autrement dit, le

niveau d'eau qui reste dans ce réservoir, après sa vidange au cours d'un pas de temps ne dépasse en aucun cas la valeur *B*.

Le réservoir *R*, parce qu'il possède une loi de vidange à la puissance 5, a un pouvoir important d'amortissement de la pluie nette. Ainsi, pendant les épisodes pluvieux les débits sortant de *R* peuvent être très inférieurs aux entrées. En conséquence, aux cours de fortes pluies l'écoulement dit pseudo-direct peut largement dépasser la fraction 1/10 de répartition des pluies nettes à l'amont du transfert. La fraction maximale de l'écoulement pseudo-direct pour les 121 bassins atteint en moyenne, 0,63 avec un écart-type de 0,18, pouvant même arriver à des chiffres proches de 1, pour certains cas. Bien évidemment, quand il n'y a pas de pluie pendant plusieurs pas de temps, l'écoulement pseudo-direct devient nul et les débits à la sortie sont exclusivement générés par *R*.

3.6.4 - Un exercice de validation

Jusqu'à présent, dans le cadre de ce rapport, le modèle GR4J a été apprécié uniquement en situation de calage. On a eu l'occasion de lister quelques difficultés pour mener à bien une démarche de validation de GR4J, dans le cas des bassins intermittents (voir l'annexe 3.4). Une situation semblable est à constater dans le cas de l'échantillon des 121 bassins versants. En effet, les séries des données hydrologiques disponibles dans cet échantillon sont relativement courtes, la plupart ayant une durée inférieure à 4 ans (voir figure 3.6). De plus, comme ces données constituent la source des phénomènes hydrologiques au vu desquels le modèle a été construit, on peut supposer que, le processus de validation classique qui consiste à partager la série de données en deux échantillons, un pour le calage et l'autre pour le contrôle, pourrait ne pas être admis comme une véritable validation.

Nonobstant, des séries assez longues[3] de données de bonne qualité c'est à dire, de plus de 10 ans de durée, sont disponibles pour un certain nombre de bassins versants, en particulier des bassins expérimentaux. Dans ce paragraphe il est donc question d'un exercice de validation classique du modèle GR4J, et on utilise des séries de données hydrologiques longues de plus de 20 ans, issues de deux bassins versant expérimentaux, soumis à des conditions climatiques remarquablement différentes. Il s'agit de l'Orgeval, un bassin de 104 km^2 de superficie, avec un cours d'eau pérenne, situé à quelques 60 km de Paris, et du Rimbaud, un bassin de 1,4 km^2 de superficie, intermittent, faisant partie du bassin expérimental du Réal Collobrier, situé en région méditerranéenne, à 15 km du bord de mer (Toulon).

Les deux bassins sont observés en continu par le CEMAGREF, depuis 1962, dans le cas de l'Orgeval et depuis 1966, dans le cas du Réal Collobrier. L'objectif de cet exercice est plus de constater l'évolution des critères de qualité du modèle et moins que d'approfondir l'analyse des résultats ou de dresser une critique des éléments constitutifs du modèle (le modèle même, le processus de calage, la méthodologie pour l'analyse des incertitudes, entre autres). Quelques unes de ces questions seront traitées dans un autre contexte dans les chapitres 4 et 5.

[3]Bien évidemment, la longueur de la série elle-même n'est pas suffisante pour assurer que le modèle, au cours du contrôle, sera soumis à une séquence de phénomènes différents des ceux utilisés au cours du calage. Cependant, comme on aura l'occasion de le voir ultérieurement, les variations du climat observées en France dans les 30 dernières années semblent être largement suffisantes pour garantir des conditions de calage et de contrôle adéquates à la validation d'un modèle hydrologique.

L'exercice de validation a été réalisé en partageant une série de données hydrologiques au pas de temps journalier (précipitation et débit[4]), en deux sous-séries, 1 et 2. Le modèle a été calé pour la sous-série 1 et le jeu des paramètres obtenus a été utilisé pour le contrôle sur la sous-série 2. Ensuite, le jeu des paramètres obtenus par calage du modèle sur la sous-série 2 a été employé pour le contrôle sur la sous-série 1.

Dans le cas de l'Orgeval, les deux sous-séries correspondent à deux périodes de dix ans, à savoir les années 1965-1974 et 1980-1989.

Tableau 3.16 - Résultats du calage de GR4J
Bassin versant de l'Orgeval

périodes		pluie	débit	paramètres							
de	à	mm	mm	*a*	*s*	*b*	*s*	*c*	*s*	*d*	*s*
1965	1974	688	164	5,32	0,03	3,44	0,05	-0,18	0,04	0,02	0,03
1980	1989	722	237	5,12	0,03	3,40	0,05	-0,27	0,03	-0,07	0,03

Le tableau 3.16 présente les deux jeux des paramètres calés pour l'Orgeval, ainsi que les valeurs moyennes annuelles des pluies et des débits pour chaque période. En prenant comme référence la hauteur de la pluie annuelle moyenne de la série complète disponible pour cette étude, 1963-1990 (685 mm), les deux sous-séries contiennent des années peu pluvieuses, comme par exemple 1971 (543 mm) ou 1985 (561 mm), ainsi que des années humides comme par exemple 1965 (785 mm), 1966 (811 mm), 1987 (835 mm) et 1988 (860 mm). Les coefficients de variation des pluies et des débits annuels moyens sont respectivement 0,12 et 0,40 pour la période 1965-1974 et 0,15 et 0,33 pour la période 1980-1989. Donc, on rencontre plus de fluctuations pour les débits annuels sur la première période. Les écarts entre les pluies annuelles restent légèrement moins importants ici que pour la période suivante. Finalement, les années 1980-1989 demeurent plus humides et plus productives en termes de débit que les années 1965-1974. Le constat se fait en calculant la différence entre les volumes totaux des pluies et des débits pour les deux périodes : elle est de 76% du volume des pluies dans le premier cas et de 67%, dans le deuxième cas. Il s'agit d'un écart de presque 10%.

Si l'on compare les valeurs prises par les paramètres calés dans les deux périodes, on observe qu'à l'exception de *b*, les autres paramètres montrent des variations des valeurs, *a* et *d* en particulier. Le paramètre *a* (réservoir-sol) est plus petit dans la période plus humide et *d*, qui correspond à une perte d'eau dans la période plus sèche, implique des apports d'eau dans la période plus humide. Finalement, *c* semble signaler que le temps de réponse du bassin est légèrement plus petit dans la période 1980-1989, que dans 1965-1974. Nonobstant, les différences entre ces paramètres au cours du temps restent encore petites, même si elles dépassent les écarts-types respectifs. Pour l'instant, nous n'avons pas assez d'éléments nous permettant de construire des liaisons entre les variations des variables climatiques, l'évolution du comportement hydrologique du bassin et les changements constatés sur les valeurs des paramètres issues du calage ; nous y reviendrons par la suite.

[4]Comme nous avons déjà eu l'occasion de le souligner, le modèle utilise des estimations d'évapotranspiration par l'équation de PENMAN, exprimées en moyenne pluriannuelle au pas de temps décadaire et, ensuite, désagrégées au pas de temps journalier

Sur la colonne de gauche de la figure 3.13, on trouve les différents critères de qualité de GR4J, en calage et sur la colonne de droite, les mêmes critères, en contrôle, c'est à dire, la période 1965-1974 contrôlée avec le jeu des paramètres calés en 1980-1989, ainsi que la période 1980-1989 contrôlée en utilisant le jeu des paramètres calés en 1965-1974. Un critère supplémentaire a été crée pour vérifier la qualité de la représentation de la plus forte crue. Il s'agit de *CRUM*, qui représente le rapport entre la plus forte crue calculé et la plus forte crue mesurée dans la période en étude.

Les résultats de calage sont parfaitement cohérents vis à vis de ceux que nous avons déjà rencontré avant pour l'ensemble des bassins étudiés, exception faite de la représentation des durées d'étiage dans la période 1965-1974. Il s'agit de la période la plus sèche de notre échantillon, ce qui peut être à l'origine de la faible performance du modèle vis-à-vis de ce critère.

En ce qui concerne le contrôle, on peut constater que :

a le critère de NASH reste relativement stable; on y observe une perte de 10% pour la période 1980-1989 et de 7% pour 1965-1974, cependant on y obtient toujours des valeurs supérieures à 70% ;

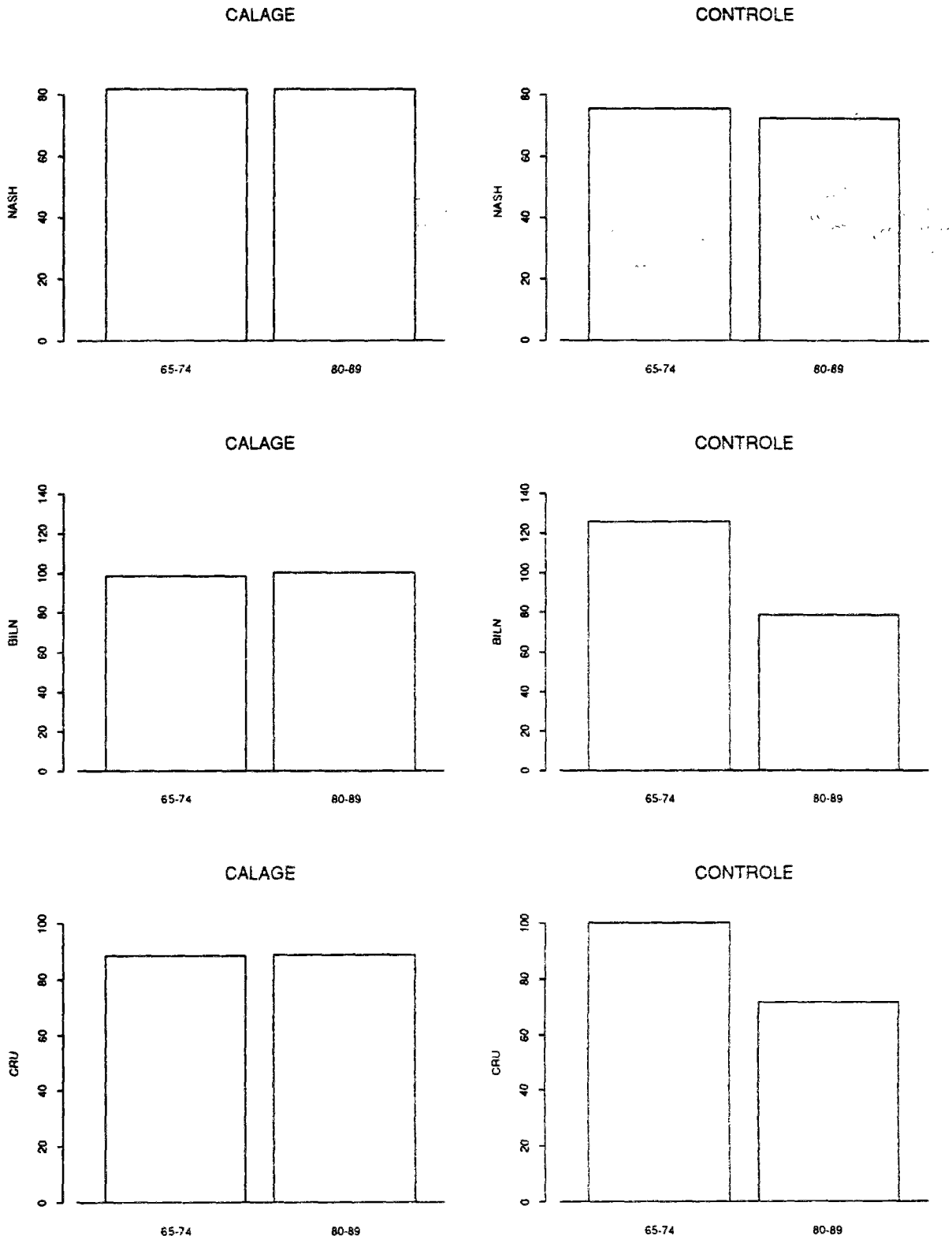
b le jeu des paramètres calés en 1980-1989 surestime les volumes de 1965-1974, l'effet contraire est observé quand on fait le contrôle de 1980-1989 ;

c les mêmes conséquences sont à remarquer dans le cas des critères de représentation des crues. Il reste à signaler que les paramètres calés en 1980-1989 améliorent, en moyenne, la simulation des crues en 1965-1974. En effet, pendant le calage de cette dernière période, la tendance déjà décrite de GR4J à sous-estimer les forts débits est confirmée. Comme les paramètres issus du calage de 1980-1989 conduisent à des surestimations de débit dans la période antérieure, un tel biais est, pour ainsi dire, corrigé (voir fig. 3.14) ;

d les paramètres de 1965-1974 génèrent des crues ayant des durées plus courtes en 1980-1989, l'effet contraire est à noter pour 1965-1974 en contrôle ;

e par contre, les étiages de 1980-1989 sont beaucoup plus longs avec une simulation utilisant les paramètres de 1965-1974, l'inverse se vérifiant au moment du contrôle de cette période par 1980-1989.

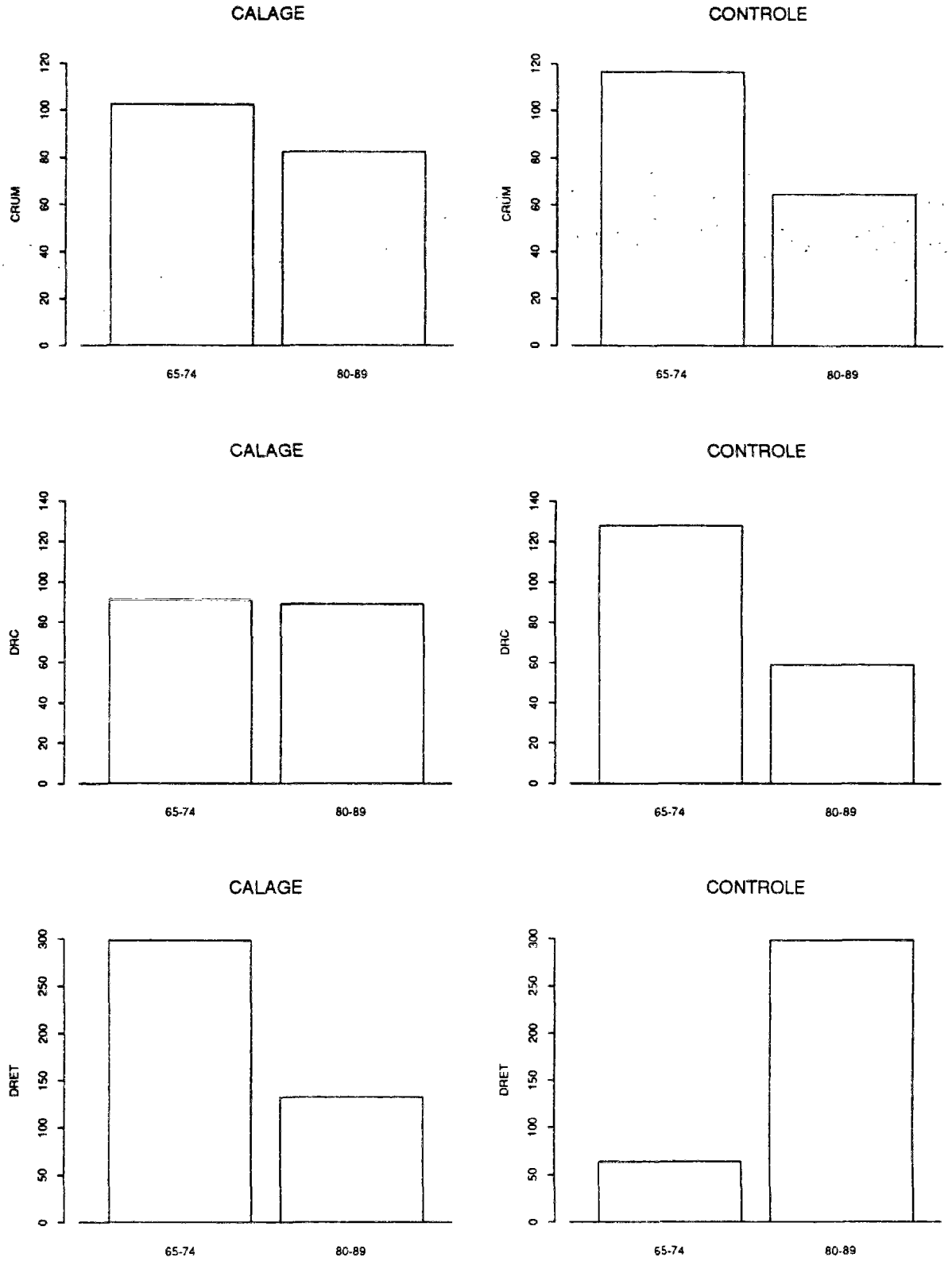
En résumé, le modèle décrit deux comportements du bassin versant légèrement opposés selon la période de calage choisie.



NASH = critère de NASH-SUTCLIFFE
CRU = rapport des crues annuelles moyennes

BILN = erreur de bilan

Fig. 3.13 - Bassin versant de l'Orgeval - critères de qualité de calage et de contrôle périodes d'étude : 1965-1974 et 1980-1989



CRUM = rapport des crues-maxima-maximorum
DRC = rapport des durées de crue
DRET = rapport des durées d'étiage

Fig. 3.13 (suite) - Bassin versant de l'Orgeval - critères de qualité de calage et de contrôle périodes d'étude : 1965-1974 et 1980-1989

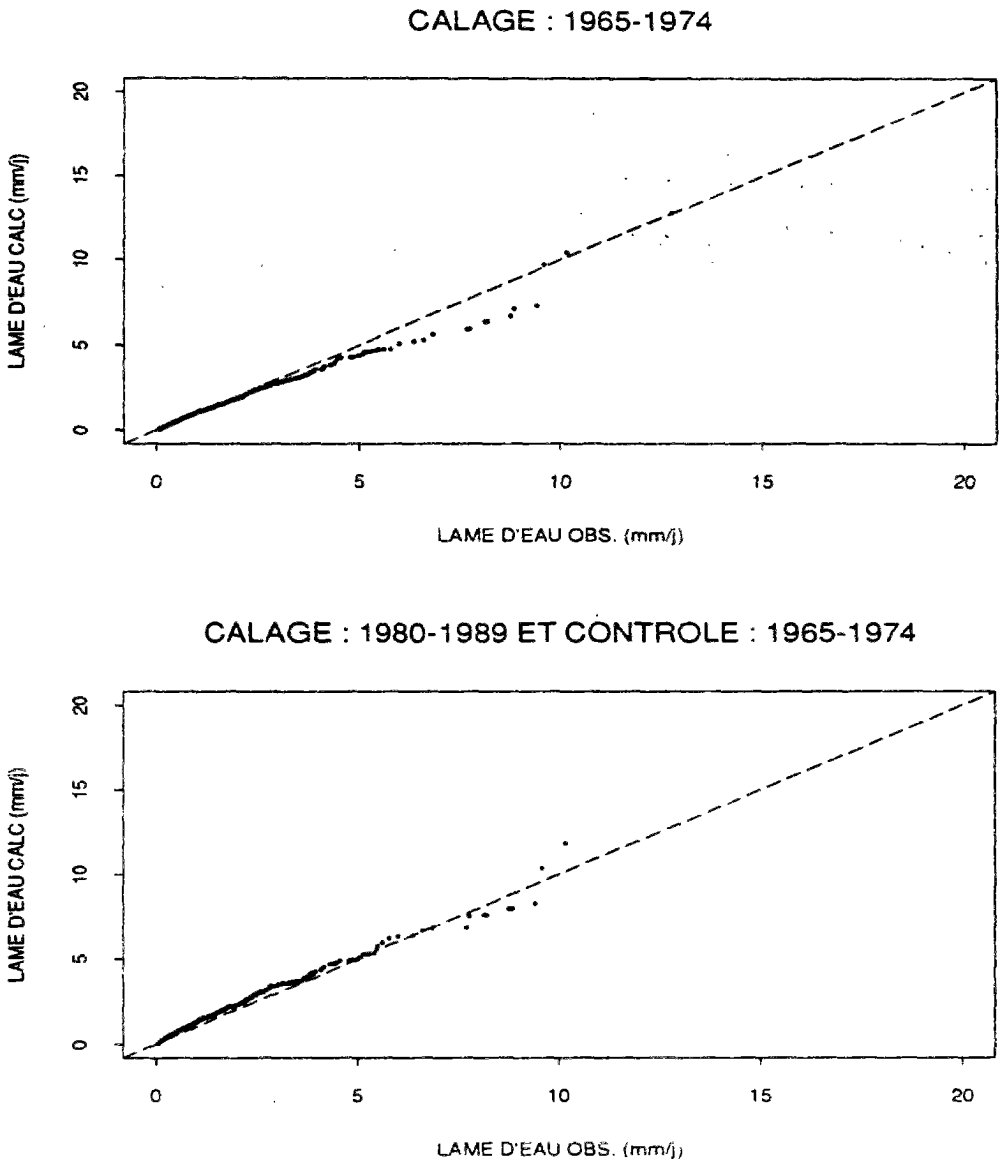


Fig. 3.14 - Bassin versant de l'Orgeval - débits observés et calculés périodes d'étude : 1965-1974 et 1980-1989

A titre d'illustration, des hydrogrammes issus du calage de 1965-1974 et de son contrôle par 1980-1989 sont montrés dans la figure 3.15. Avec ces quelques 180 jours de simulations, il est possible de confirmer les constats énoncés ci-dessus.

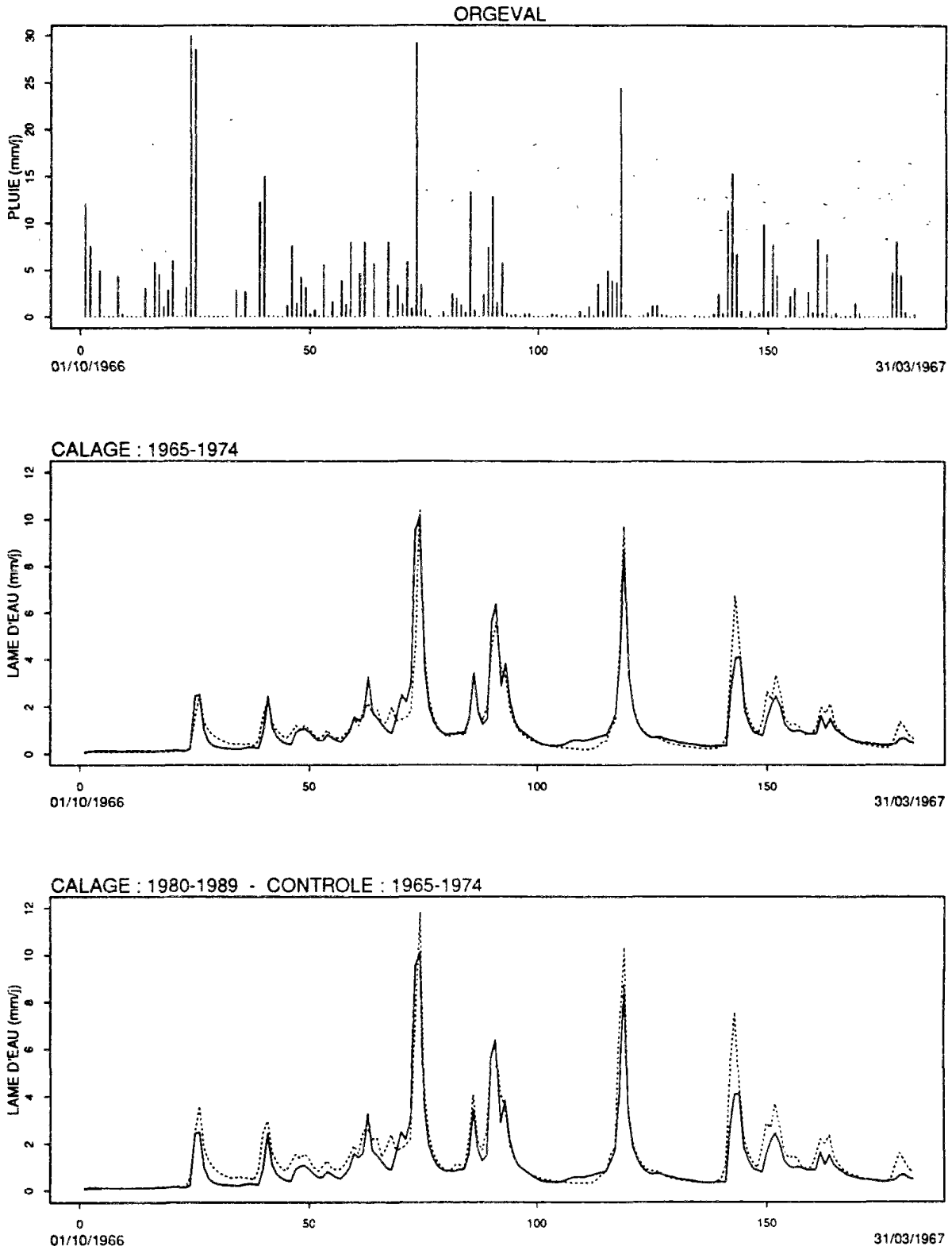


Fig. 3.15 - Bassin versant de l'Orgeval - pluie et débits observés, débits calculés périodes d'étude : 1965-1974 et 1980-1989

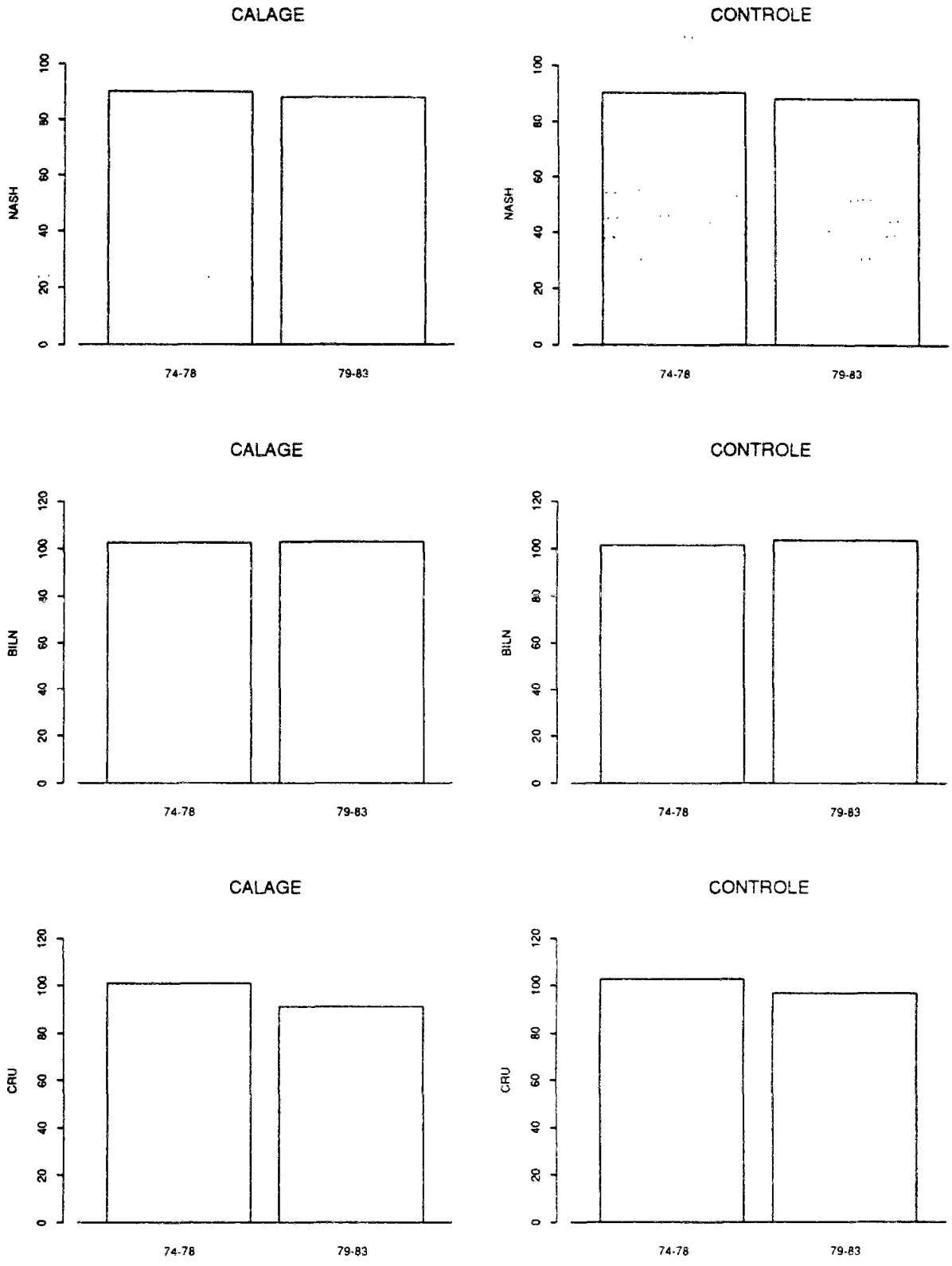
Dans le cas du bassin versant du Rimbaud, l'exercice de validation se fait entre deux périodes bien marquées, quant aux variables hydrologiques utilisées par GR4J. En effet, la période 1974-1978 est la plus humide pour ce bassin depuis qu'il est observé et la période 1979-1983 se situe parmi les plus sèches. En plus d'une différence globale entre les deux périodes d'environ 50% pour les pluies et pour les débits moyens, on a observé 27 événements pluvieux indépendants ayant des intensités situées entre 50 et 150 mm/j en 1974-1978, contre 13 événements du même type pour 1979-1983. Par contre, les deux pluies extrêmes de l'ensemble des 10 années considérées se trouvent dans la période la plus sèche, à savoir, 160 mm/j le 27/08/1980 et 143 mm/j le 30/10/1983. Du coté des débits observés, on compte 8 crues dont les débits dépassent 50 mm/j (0,81 m^3/s) dans la première période et, selon le même critère d'échantillonnage, seulement 1 crue dans la deuxième période. Tous les ans, pendant l'été, on observe des débits nuls et le nombre de jours durant lesquels ils sont inférieurs au dixième du module n'est pas très différent entre les deux périodes (812 jours pour 1979-1983 et 792 jours pour 1974-1978). Le régime des pluies très contrasté entre les saisons est à l'origine d'un tel comportement.

Tableau 3.17 - Résultats du calage de GR4J
Bassin versant du Rimbaud

périodes		P	Q_{obs}	paramètres							
de	à	mm	mm	a	s	b	s	c	s	d	s
1974	1978	1522	979	5,52	0,09	4,51	0,09	-0,53	0,02	-1,46	0,02
1979	1983	1056	556	5,39	0,05	4,57	0,09	-0,53	0,02	-1,12	0,27

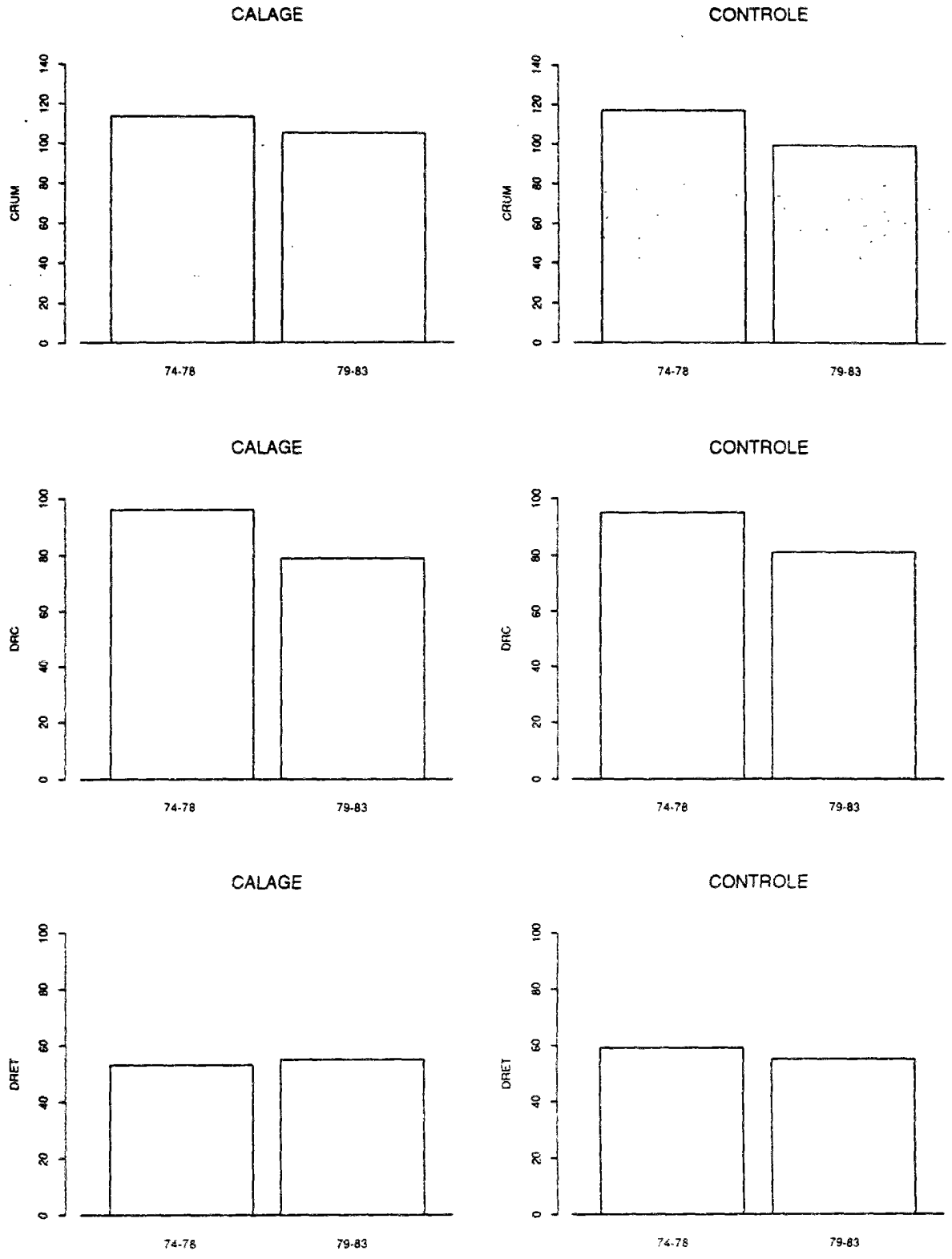
Malgré les différences constatées ci-dessus entre les deux sous-séries étudiées en ce qui concerne quelques variables hydrologiques, et contrairement à ce que l'on pouvait attendre étant donné les résultats obtenus dans le cadre de l'exercice de validation antérieur, le modèle manifeste ici une stabilité beaucoup plus grande entre le calage et le contrôle aussi bien en termes de valeurs des paramètres (tableau 3.17), qu'en termes d'évolution des critères de qualité (figure 3.16). Les paramètres b et c sont équivalents pour les deux périodes respectives. Quant à a, il prend des valeurs assez proches dans les deux périodes, et se trouve mieux identifié dans la période sèche. Par contre, le paramètre d, à l'inverse de son comportement dans d'autres cas de bassins intermittents, prend des valeurs clairement négatives (entrée d'eau dans le réservoir R). Il est bien identifié pour la période humide, et mal défini dans la période sèche. Ce comportement du paramètre d vis-à-vis de certains bassins de cours d'eau intermittents, tel que le Rimbaud, a été objet de discussion antérieurement.

Les écarts constatés par référence aux critères de qualité de GR4J, entre le calage et le contrôle dans le bassin du Rimbaud, sont en général inférieurs à 10%. Cela nous conduit à affirmer que les différences entre les deux périodes énoncées auparavant, en termes de caractéristiques des pluies et des débits, ne semblent pas conditionner fortement le calage du modèle. Donc, dans une large mesure les conclusions de ce dernier exercice peuvent être prises comme un contre-exemple des conclusions auxquelles on a abouti dans le premier cas.



NASH = critère de NASH-SUTCLIFFE
BILN = erreur de bilan
CRU = rapport des crues annuelles moyennes

Fig. 3.16 - Bassin versant du Rimbaud - critères de qualité de calage et de contrôle périodes d'étude : 1974-1978 et 1979-1983



CRUM = rapport des crues-maxima-maximorum
DRC = rapport des durées de crue
DRET = rapport des durées d'étiage

Fig. 3.16 (suite) - Bassin versant du Rimbaud - critères de qualité de calage et de contrôle périodes d'étude : 1974-1978 et 1979-1983

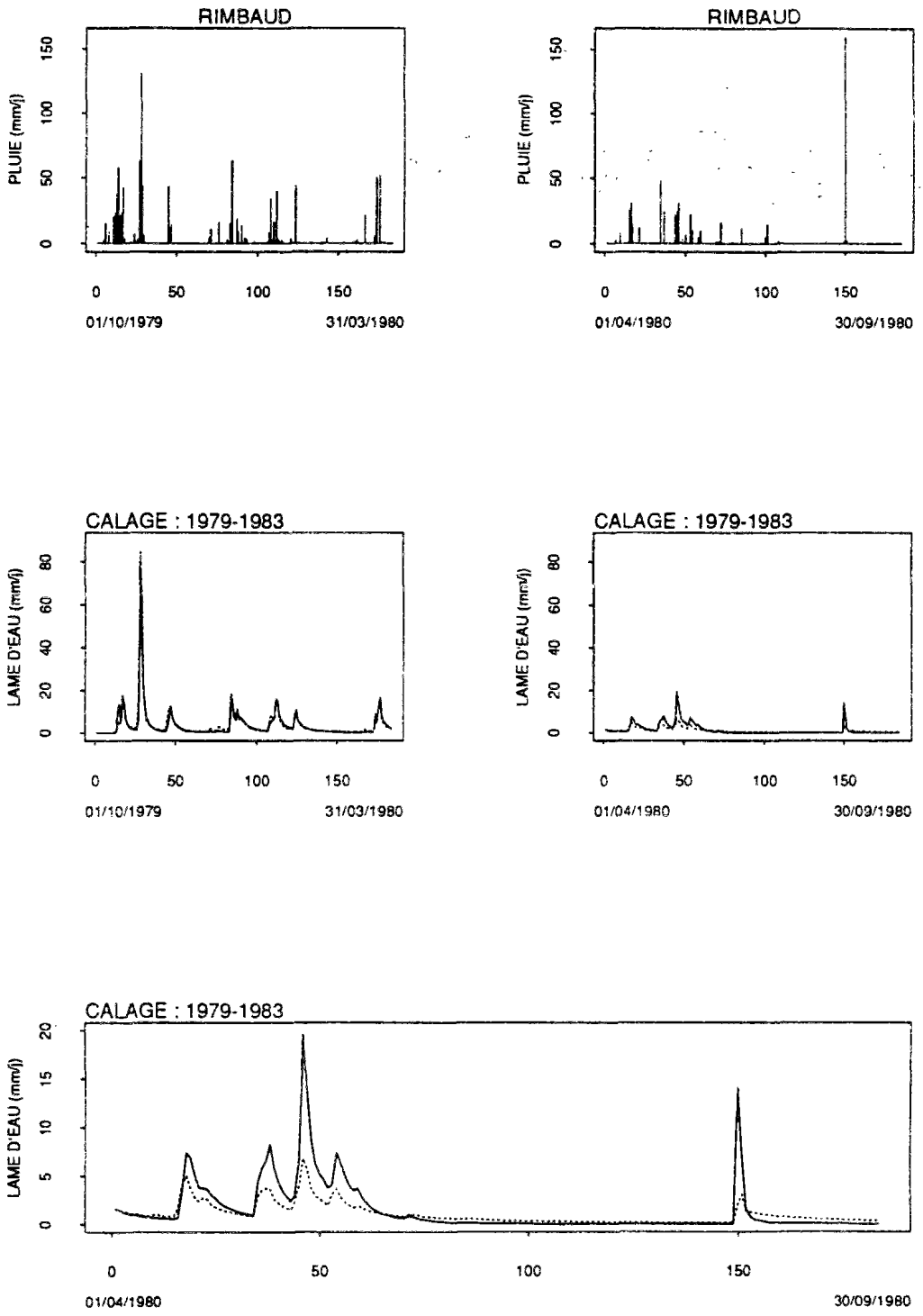


Fig. 3.17 - Bassin versant du Rimbaud - pluie et débits observés, débits calculés période de calage : 1979-1983

Comme illustration du calage, la figure 3.17 montre les pluies journalières, les débits observés et les débits calculés correspondant à l'année hydrologique 1979-1980. Nous pouvons constater en regardant ces graphiques que la période humide de l'année est bien reproduite par le modèle ainsi que les faibles débits en absence de pluies isolées très intenses, au cours de la période sèche. Des événements pluvieux isolés tels que la pluie de 160 mm/j du 27/08/1980, intervenant après 50 jours presque sans précipitation sont difficilement bien simulés par des modèles à réservoir, comme l'a déjà souligné KAUARK-LEITE (1990).

3.7 - CONCLUSION

La rareté de documentation spécialisée et de séries de données convenables intéressant l'étude des bassins intermittents n'est pas le fait du hasard, elle est plutôt le signe d'un sujet délicat, compliqué même et très peu abordé par les hydrologues en général et les modélisateurs en particulier. Et pourtant les bassins intermittents présentent des intérêts pour la recherche.

Pour essayer d'élargir le champ d'application du modèle GR3J, un modèle empirique pluie-débit à trois paramètres, au cas des bassins intermittents, on a utilisé une méthodologie essentiellement basée sur l'analyse systématique des changements à apporter au modèle. Une appréciation rigoureuse des résultats, retenant pour critères non seulement les améliorations intrinsèques éventuellement issues des nouvelles versions, mais aussi leur performances relatives à d'autres versions et au niveau de complexité exigé, a été appliqué de façon systématique. Cette démarche nous a permis d'aboutir à une solution qui répond convenablement au problème posé sans avoir rendu le modèle beaucoup plus complexe que dans sa version originale.

Il nous paraît important de souligner que l'utilisation d'une telle méthodologie n'est possible que lorsque l'on dispose d'un modèle initialement très simple, avec un nombre réduit de paramètres, qui rend possible la compréhension du fonctionnement de son architecture, du rôle joué par chaque paramètre et qui diminue le risque de surcalage, d'obtention de minima secondaires dans la fonction critère, etc.

A l'aide de la démarche ci-dessus, on a conçu et étudié 46 modifications différentes du modèle et on a réalisé puis analysé d'innombrables calages. Les conclusions sur les résultats vis-à-vis des hypothèses de départ sont présentées dans les paragraphes suivants. Auparavant, il est important de présenter quelques réflexions sur les données.

Pour garantir la pertinence des conclusions obtenues dans la confrontation des hypothèses de départ avec les résultats de l'expérience, il est important d'avoir l'assurance de la qualité des données utilisées. Cette tâche constitue un problème pour les hydrologues. Il est connu, par exemple, que les pluviographes sont en nombre insuffisant pour représenter la distribution spatiale de la pluie et qu'ils ont tendance à sous-estimer les valeurs de forts orages.

Ce genre de remarque peut rendre confortable la position des modélisateurs en leur permettant d'attribuer les défaillances de leurs modèles à la mauvaise qualité des données. A notre avis, la conclusion possible sur cet état de choses est que le progrès de la modélisation est fortement dépendant d'une amélioration des méthodes de mesures et d'une augmentation du nombre de bassins versants traités, ce qui constitue un vaste champ pour la recherche expérimentale en hydrologie. Sans cela, le modélisateur soucieux d'une démarche scientifique éprouvera des difficultés à trouver les raisons des défaillances et à aboutir à des conclusions

bien fondées, même si certains modèles bien conçus peuvent donner des indications sur l'existence d'erreurs sur des séries hydrologiques spécifiques, à partir de l'analyse des résidus du calage ou du contrôle.

Cette étude a été conduite fondamentalement à partir des hypothèses dressées au paragraphe 3.2, selon lesquelles on considère que les causes physiques probables du phénomène de l'intermittence conduisent à la construction d'un modèle empirique non conservatif au sens du bilan en eau. Le modèle est rendu non conservatif au travers d'un traitement soustractif ou additif qui intervient dans la partie "transfert" du modèle.

En conclusion, il a été démontré que ces hypothèses sont valables pour certains bassins intermittents. On obtient une nette amélioration de la capacité de GR3J à représenter la relation pluie-débit dans le cas des ces bassins quand on prend en compte telles hypothèses dans la structure du modèle. Pour d'autres bassins intermittents, cela n'a pas été exactement le cas et la solution proposée n'a en effet apporté que de petites améliorations, la version initiale de GR3J donnant des résultats déjà satisfaisant.

Les observations précédentes nous conduisent à conclure que les hypothèses de départ ne sont pas généralisables pour les 8 bassins étudiés et qu'elles ne le sont certainement pas non plus pour tous les bassins intermittents. D'ailleurs elles ne le seraient pas même si elles avaient été validées pour les 8 bassins étudiés. Il s'agit là de la limite des raisonnements inductifs.

En ce qui concerne l'échantillon de 121 bassins versants, l'introduction du quatrième paramètre apporte des améliorations à tous les niveaux. Les étiages en particulier sont beaucoup mieux représentés et le bilan en eau est beaucoup plus correct. On dispose ainsi d'un modèle mieux adapté à la poursuite de nos études.

On a développé un exercice simplifié de validation pour deux bassins versants expérimentaux français, situés dans des contextes climatiques différents, en utilisant la technique de test du modèle sur deux échantillons différents des données hydrologiques issues d'un même bassin versant. Des résultats très positifs on été obtenus pour un petit bassin à cours d'eau intermittent situé en région méditerranéenne, le Rimbaud. L'Orgeval, un sous-bassin à cour d'eau pérenne du bassin du Grand Morin, en Brie, a présenté des variations de l'ordre de 20% sur les critères de qualité de GR4J, entre le contrôle et au calage. Ces erreurs, encore que significatives, se situent en-dessous de celles citées pour d'autres modèles pluie-débit, du type conceptuel, bien plus complexes que GR4J[5].

Il faut encore dire que l'exercice de validation présenté dans le chapitre en cours est très sommaire et que des analyses plus approfondies sur le fonctionnement de GR4J, sur la procédure de calage, sur les résidus du modèle et sur la méthode pour l'analyse de sensibilité des paramètres se font nécessaires. Les problèmes concernant l'appréciation des effets d'actions anthropiques sur la relation pluie-débit, que nous aborderons dans les prochains chapitres, nous donneront l'occasion d'approfondir les questions ci-dessus.

[5] Parmi l'abondante bibliographie concernant le test des modèles hydrologiques, voir *e. g.* NEMEC et SCHAAKE (1982), sur l'utilisation du modèle Sacramento pour la simulation hydrologique de deux bassins versants situés dans des contextes climatiques bien contrastés.

Chapitre 4

CHAPITRE 4

L'Identification de Non-stationnarités

4.1 - INTRODUCTION

Une complexité additionnelle pour la modélisation en hydrologie découle du fait que les bassins versants ne sont pas stationnaires au cours du temps en ce qui concerne leurs caractéristiques physiques, en particulier en raison d'interventions humaines. Etre capable d'expliquer et de prévoir les effets sur le régime hydrologique d'interventions telles que le drainage agricole, l'irrigation, l'urbanisation, le déboisement, le remembrement agricole, le changement des pratiques agricoles, la reforestation, différents aménagements de cours d'eau et autres, est essentiel pour une gestion adéquate des ressources. Ce sont des tâches difficiles à remplir pour les modèles hydrologiques en général.

Dans ce chapitre nous nous intéressons à l'identification de non-stationnarités dans la relation pluie-débit, causées par des actions anthropiques, en utilisant un ME, le modèle GR4J que nous venons de décrire dans les chapitres 2 et 3. Comme une justification de ce choix, il nous a semblé intéressant de commencer par discuter les quelques méthodologies généralement utilisées dans la solution d'un tel problème, qui demeurent très dépendantes des différents types de modèle hydrologique employé.

4.2 - LES METHODOLOGIES ET LES MODELES POUR L'IDENTIFICATION DES NON-STATIONNARITES

4.2.1 - Les méthodologies et les modèles

On trouve dans la littérature, essentiellement trois approches qui abordent le problème en utilisant des modèles empiriques (ME), des modèles conceptuels (MC) ou des modèles fondés physiquement (MFP) :

a Changer certains paramètres ou certaines fonctions, ou encore ajouter de nouvelles fonctions dans la structure du modèle censé représenter les processus hydrologiques que l'on admet au départ susceptibles de changer avec l'intervention sur le bassin versant, en utilisant le maximum d'informations hydrologiques, cartographiques et autres disponibles. Réaliser des simulations, en utilisant des séries de variables de forçage connues et évaluer les changements sur les variables de sortie. Plusieurs scénarios peuvent être envisagés et étudiés.

b Découper dans le temps la série des données d'entrée et de sortie en deux sous-séries, une antérieure et l'autre postérieure à l'intervention, quand cette intervention est bien définie dans le temps, ou en plusieurs sous-séries, en fonction de l'historique des interventions dans le cas de changements progressifs (voir fig. 4.1). Caler le modèle pour chaque sous-série et évaluer les changements des valeurs des paramètres, en

essayant d'identifier les plus sensibles aux non-stationnarités et les mettre en rapport avec les causes supposées de ces non-stationnarités. Simuler les sous-séries après l'intervention en utilisant le jeu des paramètres obtenu par calage avant l'intervention. Analyser la non-stationnarité des erreurs de simulation et essayer de l'associer à celles supposées induites par le changement du bassin versant. Il peut être envisageable, quand ils existent, d'utiliser d'autres bassins versants voisins, soumis aux mêmes conditions climatiques mais restés inchangés pendant la période d'étude. Ces bassins, dits témoins, jouent le rôle de référence d'état stationnaire et permettent d'être sûr que les paramètres du modèle ont bien changé en raison des non-stationnarités induites sur le bassin étudié.

c Appliquer une méthode statistique paramétrique qui consiste, par exemple, à élaborer une analyse de régression de la variable endogène Y par rapport à une variable exogène X et le temps, selon l'équation ci-dessous (REFSGAARD, ALLEY et VUGLINSKY, 1989) :

$$Y_i = a + bf(X_i) + ct_i + e_i \qquad \text{(Eq. 4.1)}$$

avec $i = 1, 2, \ldots\ldots, n+m$

où t indique le temps ; e indique les résidus et $n+m$ est le nombre d'intervalles de temps. Si le paramètre c n'est pas statistiquement significatif, on vérifie l'hypothèse H_0 d'inexistence de tendance dans la série.

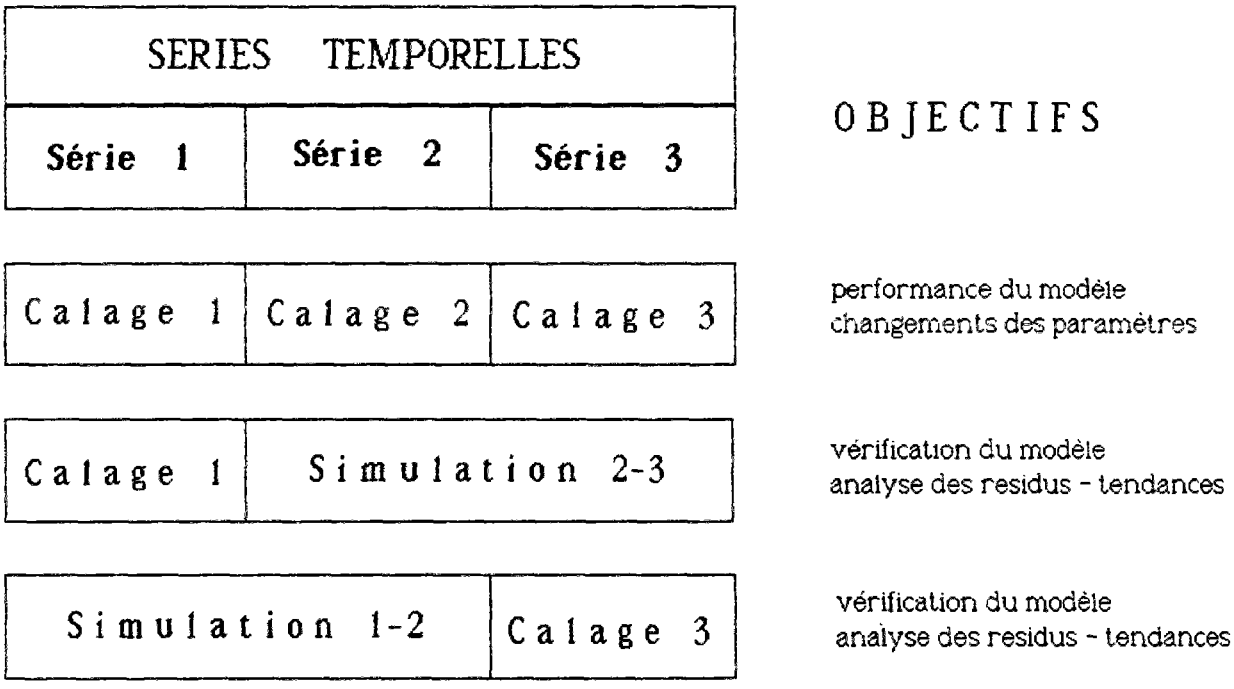


Fig. 4.1 - Une méthode d'identification de la non-stationnarité

La première méthode se retrouve fréquemment dans la littérature, quand il s'agit d'études réalisées en utilisant un MFP. L'hypothèse de départ admet que les fonctions ou les paramètres sur lesquels on intervient dans le modèle, ont un réalisme physique. Sans avoir démontré au préalable cette hypothèse, l'exercice s'avère plutôt une étude de sensibilité des paramètres du modèle. Une application aveugle serait très hasardeuse et dépourvue de toute valeur scientifique. C'est souvent le cas, car les différentes composantes d'un MFP n'ont pas été validées individuellement.

La deuxième méthode convient plutôt aux ME. Elle a pour limite les difficultés de calage de ce type de modèle, car elle fait implicitement l'hypothèse qu'il est toujours possible de trouver le jeu de paramètres optimum et que les paramètres du modèle sont indépendants par rapport aux variables de forçage. Or, une grande série de publications en hydrologie porte justement sur les problèmes d'unicité et de dépendance des paramètres par rapport aux variables de forçage (*e.g.* SOROOSHIAN ET DRACUP, 1980 ; KUCZERA, 1983a ; KAUARK LEITE, 1990 ; ...). Dans ce cas, il peut devenir difficile d'associer les changements des paramètres à la non-stationnarité originaire du bassin versant. D'un autre côté, admettons que l'on dispose d'un modèle simple qui décrive assez grossièrement (erreur standard forte), mais correctement (biais faible) les processus décrits à l'exutoire d'un bassin versant. Si ce modèle est incapable de percevoir l'impact de certaines actions anthropiques, c'est que celles ci sont inférieures à l'erreur du modèle.

L'utilisation d'un (au mieux de plusieurs) bassin témoin a justement pour objectif d'essayer d'éliminer les ambiguïtés décrites ci-dessus. L'hypothèse centrale de la méthode est que le bassin témoin a gardé un comportement stationnaire pendant les années d'étude, ce qu'il faut démontrer préalablement et ce qui, d'un point de vue méthodologique, peut conduire au même problème d'incertitude sur l'unicité des valeurs des paramètres.

La deuxième méthode devrait être mise en application avec des données en continu et non par événements. Cela nous semble une condition souhaitable, car le modèle est amené à prendre en compte l'ensemble des effets des interventions sur le bassin, répercutés sur les données mesurées. Cela élimine aussi la subjectivité du choix des événements à étudier. Il y a plus de risque, dans l'étude par événement, que les conclusions soient biaisées par des choix qui, même en essayant de garder le plus d'objectivité, favorisent certaines hypothèses ou certains phénomènes par rapport à d'autres[1]. Cependant, il s'avère généralement difficile de trouver de longues séries de données originaires de bassins versants à comportement non-stationnaire. En effet, on note une tendance à interrompre les mesures hydrologiques dans des bassins soumis à des interventions importantes, capables de générer une non stationnarité.

Les méthodes décrites ci-dessus ont été mises au point dans le but d'expliquer la non-stationnarité induite sur un bassin versant par des changements de certaines de ses caractéristiques physiques. Elles ne considèrent pas le problème de rendre le modèle capable de prévoir les conséquences d'une intervention de cette nature sur le bassin versant, c'est en effet un résultat a posteriori. Prévoir est une tâche plus complexe pour les ME, car cela nécessite l'accumulation d'un grand nombre de cas similaires pour permettre d'en extraire des règles

[1] Pour des exemples d'études d'influence anthropiques qui utilisent, entre autres, des modèles linéaires par événement (hydrogramme unitaire) voir, *e.g.* ROBINSON (1990) et PACKMAN (1980). En marge de notre remarque concernant l'utilisation des modèles par événement, nous tenons à souligner que ces deux rapports contiennent des analyses détaillées sur les effets du drainage agricole (ROBINSON) et de l'urbanisation (PACKMAN) qui, à la fois, mettent en relief la complexité et soulignent les subtilités présentes dans ce type de problème.

d'évolution régissant les paramètres des modèles ou directement les variables hydrologiques étudiées.

Dans le cas des MFP, la solution risque d'être une pétition de principe si l'on ne démontre pas le réalisme physique, bien qu'approché, des représentations adoptées, chose pas encore faite, à notre connaissance, pour ces modèles.

Du côté des ME, les possibilités de succès dans des études de non stationnarité passent d'une part, par l'utilisation de modèles à peu de paramètres qui est une condition nécessaire pour réduire les incertitudes du calage et garantir au modélisateur une bonne compréhension du comportement du modèle. D'autre part, elles supposent l'utilisation de méthodes robustes d'identification des paramètres et d'analyse des incertitudes.

La troisième méthode est moins riche en information sur les origines de la non-stationnarité observée sur les processus hydrologiques que les méthodes précédentes. Elle ne permet pas de distinguer aussi bien l'effet de l'évolution des variables de forçage. Cependant elle est très répandue et très utilisée dans la pratique.

Avant de clore ce paragraphe, il nous semble important de souligner que nous ne nous intéressons ici qu'aux effets d'actions anthropiques sur les quantités d'eau, en particulier sur la relation pluie-débit, le phénomène modélisé par GR4J. Bien évidement, des effets d'actions anthropiques sur d'autres aspects du cycle hydrologique peuvent être objets d'investigation (*e.g.*: THOMACHOT, 1986 ; MONITON, 1977) ; ainsi que sur la qualité de l'eau (*e.g.*: FERRIER, WHITEHEAD ET MILLER, 1992 ; EDWARDS, KOCHENDERFER ET SEEGRIS, 1991 ; RUITER, 1977), sur la production de sédiment (*e.g.*: JOHNSON, 1993), et sur davantage des questions liées au cycle biogéochimique (*e.g.* : HICKS, BESCHTA ET HARR, 1991 ; DECOURSEY, 1991a et 1991b).

Les méthodes décrites ci-dessus ne constituent pas un inventaire complet de toutes les démarches utilisées dans le traitement du problème, mais concernent les modèles hydrologiques décrits dans le chapitre 1, les ME, MC et MFP. On peut trouver un nombre important de méthodes différentes dans la littérature, en particulier celles qui utilisent des tests et des modèles statistiques ou stochastiques (*e.g.* : MCLEOD, HIPEL et CAMACHO, 1983 ; BERNIER, 1994 ; YU, ZOU et WHITTEMORE, 1993 ; MONTGOMERY et RECKHOW, 1984).

4.2.2 - Le problème des fluctuations du climat

Dans le paragraphe précédant, nous avons discuté, d'une façon très générale, de quelques méthodologies associées à différents types de modèles hydrologiques et de leurs limites, dans l'identification des effets de changements anthropiques sur les variables hydrologiques. Une difficulté supplémentaire pour la réalisation de cette tâche, à laquelle doit faire face n'importe quel type de modèle, est liée au fait que, tout au long du temps, le climat subit des variations pouvant avoir des conséquences sur les processus hydrologiques.

Les fluctuations climatiques se traduisent par des périodes plus sèches ou plus humides et par d'éventuelles tendances de longue durée observées sur les variables de forçage typiques des modèles hydrologiques, c'est à dire, les évapotranspirations et les précipitations, sont

généralement indépendantes des actions anthropiques locales sur de petits bassins versants, tels que ceux que l'on étudie dans le cas présent[2].

Pour faire la part entre les effets anthropiques et les effets dus aux variations climatiques naturelles REFSGAARD, ALLEY et VUGLINSKY (1989) proposent, dans un rapport produit pour l'UNESCO, l'utilisation de modèles hydrologiques tels que ceux cités auparavant, en combinaison avec des tests statistiques. Ils discutent l'application de 4 types de modèles[3]. Pour notre part, nous ne retiendrons ici que la partie qui concerne les modèles empiriques, à savoir :

a étant donné une série de données hydrologiques (pluie, évaporation, débit), vérifier l'existence de tendances monotones ou par saut sur les séries, en utilisant des analyses graphiques et des tests statistiques (e.g.: MANN-WHITNEY ; MANN-KENDALL, etc.);

b suivre la procédure décrite à la figure 4.1, c'est à dire, calage et simulation des sous-séries construites à partir des séries existantes, en tenant compte de l'historique des interventions sur le bassin versant et appliquer des tests statistiques sur les résidus du modèle pour essayer d'identifier des tendances monotones ou par saut ;

c si des changements dans les paramètres du modèle sont identifiés par les calages des sous-séries, ou si des tendances sont identifiées sur les résidus du modèle, essayer d'établir le rapport entre ces constats et l'historique des interventions humaines sur le bassin versant, par des analyses hydrologiques complémentaires.

Tout en reconnaissant la robustesse potentielle de la méthodologie de REFSGAARD, ALLEY et VUGLINSKY (1989) face à la question posée, il faut signaler néanmoins qu'un risque demeure : celui de ne pas être capable de quantifier la part des effets des variations climatiques et celle des effets des changements anthropiques sur les paramètres et les résidus du modèle. Donc, il y a là une condition qui impose aux modèles une certaine robustesse vis-à-vis des variations naturelles des variables de forçage au cours du temps, une qualité d'ailleurs nécessaire aussi pour toutes les applications courantes.

4.3 - L'IDENTIFICATION DE NON-STATIONNARITES AU TRAVERS DE GR4J QUELQUES CONSIDERATIONS D'ORDRE METHODOLOGIQUE

La conclusion du paragraphe précédent justifie notre souci d'appliquer une méthodologie proche de celle proposée par REFSGAARD, ALLEY et VUGLINSKY (1989) dans le cas d'un bassin versant pouvant être considéré comme stationnaire par rapport à l'occupation humaine. On attend d'une telle démarche qu'elle confirme ou infirme la robustesse du modèle GR4J par rapport aux variations climatiques.

---

[2] Il n'est pas exclu que des variations sur le microclimat local puissent avoir lieu, en réponse à certains changements d'origine anthropique dans le bassin versant. Un exemple d'effet de l'urbanisation sur différentes variables climatologiques (*e.g.*: la température, la vitesse du vent, les précipitations, etc.) peut être trouvé dans DELLEUR, (1982).

[3] REFSGAARD, ALLEY et VUGLINSKY (1989) utilisent une terminologie proche de celle décrite dans le chapitre 1 du présent rapport pour le classement des modèles, mais en désignant des objets parfois un peu différents : modèles empiriques ; modèles conceptuels globaux ; modèles distribués fondés physiquement et modèles statistiques.

Comme nous venons de le suggérer, il y a dans la méthodologie que nous comptons utiliser quelques variations par rapport à celle décrite ci-dessus, en particulier en ce qui concerne l'analyse des résidus du modèle. Dans la majorité des cas ici traités, nous nous intéressons, plutôt qu'aux seuls résidus du modèle, à l'évolution dans le temps de certaines variables hydrologiques, comme par exemple, le volume écoulé, les crues, les basses eaux, les durées caractéristiques des crues et des étiages, telles qu'on les observe et telles que le modèle les reproduit. C'est du rapport entre ce qui est calculé par le modèle et ce qui est dans le bassin versant que nous essayons de déduire la stationnarité ou non du processus ainsi que la robustesse du modèle face à l'évolution de ce processus dans le temps.

Comme les critères de qualité du calage et du contrôle de GR4J (chapitre 2) expriment justement un nombre appréciable de variables hydrologiques caractéristiques de la relation pluie-débit, il est donc naturel de les employer dans cette démarche. Nous avons ajouté trois autres critères par rapport à ceux décrits dans le chapitre 2, dans le but d'obtenir une description plus complète des processus hydrologiques. Il s'agit du rapport des crues-maxima-maximorum, qui s'intéresse à la justesse de la reproduction, par le modèle, de la plus grande crue d'une période que nous avons déjà utilisé par ailleurs, dans le chapitre 3. Il s'agit également du rapport des cumuls de crues et du rapport des cumuls d'étiages, qui s'intéressent respectivement à la justesse des reproductions, par le modèle, des volumes cumulés des crues et des volumes cumulés d'étiage[4]. Les critères du bilan et celui du rapport des durées d'étiage ont été légèrement modifiés.

Nous les rappelons ci-dessous :

a Rapport de bilan :

$$BILN = 100.\frac{\sum_{j=1}^{N} Q_{j,calc}}{\sum_{j=1}^{N} Q_{j,obs}}$$

b Rapport des cumuls de crues :

$$CMCR = 100.\frac{\sum_{j=1}^{N} Q_{j,calc} > 4.M}{\sum_{j=1}^{N} Q_{j,obs} > 4.M}$$

c Rapport des cumuls d'étiages :

$$CMET = 100.\frac{\sum_{j=1}^{N} Q_{j,calc} < M/4}{\sum_{j=1}^{N} Q_{j,obs} < M/4}$$

d Rapport des crues annuelles moyennes :

$$CRU = 100.\frac{Q_{pcalc} > 4.M}{Q_{pobs} > 4.M}$$

[4] Il nous a paru utile d'avoir un critère capable de rendre compte des faibles débits, à part le critère des durées. L'exprimer sous forme de cumul semble être profitable car il s'agit là d'une information nécessaire à différentes applications dans le domaine des ressources en eau. Par symétrie, nous avons créé aussi le critère de cumuls de crues. Cela doit nous permettre de mieux rendre compte du fait qu'un modèle peut présenter une erreur absolue annuelle faible, mais des erreurs plus significatives selon la saison, comme constaté par TROUTMAN (1985b).

e Rapport des crues-maxima-maximorum : $$CRUM = 100.\frac{Q_{mxc}}{Q_{mxo}}$$

f Rapport des durées de crue : $$DRC = 100.\frac{NJ\left(Q_{j.calc} > 4.M\right)+1}{NJ\left(Q_{j.obs} > 4.M\right)+1}$$

g Rapport des durées d'étiage : $$DRET = 100.\frac{NJ\left(Q_{j.calc} < M/4\right)+10}{NJ\left(Q_{j.obs} < M/4\right)+10}$$

où :

M = module interannuel des débits ;
$Q_{j.obs}$ = lames d'eau observées au jour j;
$Q_{j.calc}$ = lames d'eau calculées au jour j;
$Q_{pcalc} > 4M$ = moyenne des pointes de crues calculées définies chacune comme la valeur maximale d'une succession de débits calculés > $4.M$;
$Q_{pobs} > 4M$ = moyenne des pointes de crues observées définies chacune comme la valeur maximale d'une succession de débits observés > $4.M$;
Q_{mxc} = crue maximale calculée dans la période ;
Q_{mxo} = crue maximale observée dans la période ;
$NJ(.)$ = nombre de jours où (.) et
N = nombre total de jours de simulation.

A titre d'exemple de la démarche proposée, revenons au cas du bassin versant du Rimbaud, présenté dans le cadre de l'exercice de validation au chapitre 3. Prenons le rapport de bilan pour la période 1974-1978 en calage, $BILN$ = 103 %. Quand on utilise GR4J avec le jeu des paramètres calés en 1978-1983 pour le contrôler sur la même période 1974-1978, on obtient $BILN'$ = 101 %. Le rapport 100**BILN'*/*BILN* = 98 %, qui exprime en fait le rapport entre le volume calculé en contrôle et le volume calculé en calage, nous informe que GR4J calé en 1978-1983 introduit une déviation de 2% sur le volume écoulé en contrôle dans la période 1974-1978. Donc, il n'y a pas de différence significative entre les deux périodes, selon GR4J, en termes de volume écoulé, car la différence est du même ordre que l'erreur de bilan au calage.

L'avantage de ce procédé par rapport à l'analyse des résidus du modèle se trouve dans la signification plus hydrologique et plus globale par rapport au processus modélisé, apportée aux résultats qu'elle produit. Cependant, l'application de tests statistiques sur les résidus, comme suggéré (REFSGAARD, ALLEY et VUGLINSKY, 1989), peut sembler plus objective, car ces tests permettent une estimation probabiliste de l'hypothèse de stationnarité. Il n'est pas exclu qu'un certain degré de subjectivité demeure néanmoins dans l'utilisation des tests dans leurs différents aspects (choix du test, construction des hypothèses, interprétation des résultats...).

De plus, la méthode employée ici peut bénéficier d'un supplément d'objectivité si des études comparatives sont entreprises en utilisant deux bassins versants ou plus, ayant subi les mêmes conditions climatiques.

Le programme d'analyse du modèle GR4J, dans le cadre décrit ci-dessus consistera à :

a vérifier la dépendance du modèle vis-à-vis des variables de forçage (pluie et évaporation), dans des conditions stationnaires d'occupation des sols du bassin ;

b introduire des changements synthétiques sur les séries de données utilisées en **a** et vérifier la capacité du modèle à identifier ces changements ;

c utiliser le modèle pour identifier des changements réels d'occupation des sols d'un bassin versant. Deux cas ont été étudiés, à savoir, le drainage agricole et l'incendie de forêt.

Dans ce chapitre, il est question du point **a**. Le point **b** et les deux cas auxquels on fait référence en **c** seront traités respectivement dans les chapitres 6 et 7.

En ce qui concerne la discussion méthodologique, il nous semble encore important de faire deux remarques spécifiques sur le modèle GR4J. Comme décrit dans le chapitre 2, le modèle utilise de données décadaires moyennes pluriannuelles d'évapotranspiration potentielle estimée par la formule de PENMAN et, donc, il ne prend pas habituellement en compte les fluctuations datées sur les séries d'évapotranspiration à l'entrée. D'autre part, GR4J a été conçu pour générer des débits à partir des données d'évapotranspiration potentielle et de précipitation. Les données d'évapotranspiration réelle calculées ne sont pas prises en compte comme sortie et ne subissent pas un traitement de validation car c'est, bien sûr, impossible. Toutefois, quand le processus d'évapotranspiration est fortement touché, *e.g.* par des non-stationnarités dans la couverture végétale du bassin versant, des changements sur cette variable hydrologique peuvent aussi apparaître dans la modélisation par GR4J. LAVABRE, SEMPERE TORRES et CERNESSON (1992) présentent un exemple de ce fait, en utilisant le modèle GR3J dans un cas d'incendie de forêt.

Des données chronologiques d'évapotranspiration potentielle sont disponibles pour quelques uns des bassins considérés dans cette recherche, comme c'est le cas de l'Orgeval ou du Rimbaud. On les a parfois utilisées soit dans l'analyse de l'évolution dans le temps des variables de forçage, soit dans une version particulière de GR4J, capable de les prendre en compte. Cependant, pour la majorité des essais, le modèle sous test est le modèle GR4J tel qu'il a été conçu. Cela ne nous empêche pas de remettre en question le choix du traitement de l'évapotranspiration par les moyennes pluriannuelles des valeurs décadaires, surtout dans le cadre d'un test de robustesse du modèle aux fluctuations du climat. Cette question est traitée dans l'annexe 4.1.

4.4 - LE BASSIN VERSANT ETUDIE ET LES DONNEES HYDROLOGIQUES

Le bassin versant utilisé dans cette étude est le bassin de l'Orgeval, dont quelques informations concernant la superficie (104 km^2) et la longueur des séries de données hydrologiques (depuis 1962) ont été données au chapitre 3. Suit une description plus détaillée du bassin, (YANG, 1993 et YANG et NASCIMENTO, 1993).

Le bassin se situe entre 3° et 3°15' de longitude et entre 48°47' et 48°55' de latitude NN, le climat étant de type océanique tempéré. La température moyenne est de 9°C, avec un minimum moyen en janvier de 2°C et un maximum moyen en juillet, de 17°C. Le mois de

Novembre est le plus pluvieux, le mois d'avril étant le plus sec. Comme en général en France, on observe une saisonnalité de l'écoulement, la période la plus sèche se situant entre juillet et septembre et la plus humide, entre janvier et mars.

L'Orgeval est un affluent secondaire de la Marne. Il a son embouchure en rive droite du Grand Morin, à 2 km en amont de la ville de Coulommiers, en Brie.

L'occupation du sol y est essentiellement agricole, avec 81% de la couverture végétale représentée par des cultures ou des prairies d'élevage. Il y a encore 18% de la superficie occupée par des forêts et 1% par des zones urbaines et des routes. Le bassin est en partie drainé (2/3 des terres cultivées) et subit périodiquement des travaux d'entretien et de renouvellement de ses drains. Les activités anthropiques qui y sont développées n'ont pas changé de façon significative depuis 1962 et ne semblent pas entraîner de modifications importantes sur les processus hydrologiques.

La majeure partie du bassin est recouverte par des limons de plateau d'origine loessique, rougeâtres (épaisseur pouvant atteindre 10 m), caractérisés par une faible perméabilité ayant entraîné la formation d'un pseudo-gley. Le sol des plateaux est de type brun lessivé, à texture limono-sableuse à limono-argileuse, présentant des caractères hydromorphes temporaires (YANG, 1993).

La série des données hydrologiques utilisées dans cette étude correspond à la période 1963-1989. Les précipitations journalières sont obtenues par la moyenne arithmétique de 3 pluviomètres, parmi les 7 pluviomètres à augets basculeurs actuellement installés dans le bassin. Les évapotranspirations potentielles sont estimées à partir des données originaires de la station météorologique du Bourget, située au Nord de Paris. Les données de débits proviennent de la station du Theil, qui contrôle l'ensemble du bassin. Ils sont exprimés en millimètres de lame d'eau écoulée, au travers du rapport entre les volumes écoulés et la surface du bassin versant.

Les données de précipitation et d'évapotranspiration ne présentent pas de discontinuités dans la période. Par contre, il y a 5 interruptions de mesures de débits, de courte durée, à savoir : 16 jours en 1963 (au 02/01 ; du 11 au 12/ 01 ; du 24/02 au 08/03) ; 9 jours en 1968 (du 14 au 22/01) et 13 jours en 1987 (du 23/02 au 07/03). Ces valeurs n'ayant pas été reconstituées, on peut s'attendre à une légère sous-estimation des modules de lame écoulée pour la période complète et des cumuls annuels pour les années en question. Malgré la période pluvieuse, les interruptions en 1963 on eu lieu dans des jours sans pluie. Il y a eu 27 mm de pluie pendant l'interruption des mesures de débit en 1968 et 25 mm en 1987. Au total, on peut espérer une perte de moins de 30 mm de lame écoulée sur les 27 années de mesure.

Le tableau 4.1 affiche les modules de précipitations, d'évapotranspirations potentielles et de lames d'eau pour la période, ainsi que les pertes d'eau par rapport à l'écoulement et le coefficient d'écoulement superficiel.

Tableau 4.1 - Bassin versant de l'Orgeval - Modules des précipitations, évapotranspirations potentielles et lames d'eau

	modules	écarts-types	coef. de variation
P	689 mm	110 mm	16 %
ETP	741 mm	48 mm	6 %
Q_{obs}	192 mm	83 mm	43 %
P-Q_{obs}	497 mm	74 mm	15 %
CS	0,28	0,09	32 %

P = précipitation ; ETP = évapotranspiration potentielle ; Q_{obs} = lame d'eau écoulée ; P-Q_{obs} = pertes par rapport à l'écoulement ; CS = coefficient d'écoulement superficiel.

Un premier constat, attendu, à la lecture du tableau 4.1 confirme que l'Orgeval présente des moyennes hydrologiques en accord avec le climat de la région où il se trouve. Par contre, il est intéressant d'y voir souligné le petit coefficient de variation de la moyenne annuelle d'*ETP*, indiquant que l'*ETP* est relativement stable autour de sa valeur moyenne. Concernant cette variable, un tel comportement n'est pas exceptionnel, surtout sous un climat tempéré. Cela tend à ratifier l'hypothèse selon laquelle le traitement de l'évapotranspiration comme forçage moyen (moyenne pluriannuelle de l'*ETP* décadaire) peut ne pas introduire d'erreurs significatives sur les débits calculés par GR4J.

Etant donné que la valeur de l'*ETP* excède celle de P, P-Q_{obs}, qui représente les volumes d'eau ayant d'autres destinations que la génération de débit (*e.g.* : évapotranspiration, stockage dans le bassin, perte d'eau vers des bassins voisins, etc.) doit s'approcher de la valeur de l'évapotranspiration réelle, cela en admettant que le bassin soit relativement étanche, qu'à la longue les fluctuations du stock en eau du bassin soient faibles et qu'il n'y ait pas d'erreurs systématiques de mesure capables de biaiser les modules de P et de Q_{obs}.

P-Q_{obs} possède aussi un coefficient de variation assez faible, voisin de celui des précipitations, en opposition à Q_{obs} qui fluctue beaucoup plus autour de sa propre moyenne. Cela peut être interprété comme une plus grande sensibilité de la relation pluie-débit aux successions plus au moins longues de périodes sèches et humides, non complètement mise en clair par les moyennes et les variances de P et d'*ETP* dans le tableau 4.1. D'ailleurs, l'écart-type du coefficient d'écoulement superficiel corrobore cette hypothèse. Il est, donc, utile de regarder de plus près l'évolution de ces variable dans le temps.

Des traitements graphiques sur les cumuls annuels des précipitations, des évapotranspirations potentielles et des lames d'eau écoulées ont été faits et des moyennes mobiles (cycle de 5 ans) ont été calculées (fig. 4.2).

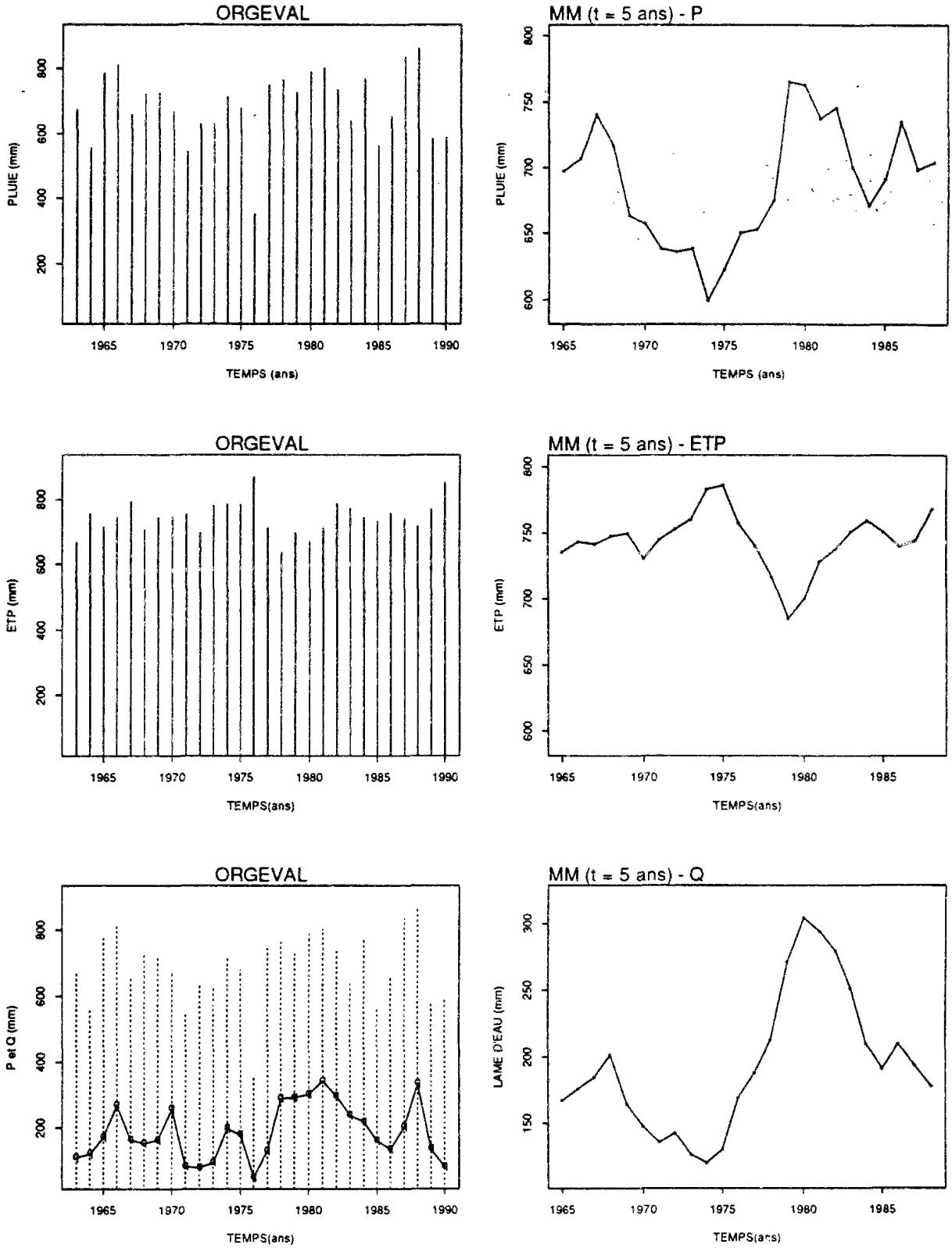


Fig. 4.2 - Bassin versant de l'Orgeval - précipitations, évapotranspiration potentielle et lames d'eau annuelles et ses moyennes mobiles (t = 5 ans)

En ce qui concerne les données de pluie, l'année 1976 est tout d'abord remarquable pour sa très faible pluviosité (350 mm) en regard à la précipitation moyenne pluriannuelle de l'Orgeval pour la période 1963-1989 (689 mm). L'effet de cette année exceptionnelle est bien identifié par les moyennes mobiles des pluies, et apparaît aussi dans les séries d'*ETP* et de Q_{obs} (fig. 4.2). L'année la plus humide de la période est 1988, avec une hauteur de pluie de 860 mm.

Par les moyennes mobiles et si l'on garde toujours le module des pluies comme référence, on peut encore identifier les périodes 1965-1970, 1977-1982 et 1984-1988 comme étant humides, avec une pluviosité moyenne annuelle de 728 mm, 760 mm et de 735 mm, respectivement. La période la plus sèche s'étend de 1971 à 1976, avec une pluviosité moyenne annuelle de 590 mm.

On ne note pas, à partir de cette analyse graphique, de tendances particulières sur l'évolution des précipitations au cours du temps. Il faut remarquer que la série est trop courte pour permettre de tirer des conclusions sur l'existence de tendances de longue durée. Il est, toutefois, important de vérifier l'existence de tendances, même apparentes, car en le faisant on peut mieux analyser, *a posteriori*, les résultats de calage du modèle.

On confirme que les fluctuations de l'*ETP* sont bien moins prononcées que celles de *P* (fig. 4.2). Deux périodes sont à souligner : les années autour de 1976 qui voient une augmentation de l'*ETP* (786 mm de moyenne annuelle pour la période 1973-1977) et sont suivies par une baisse qui se prolonge de 1978 à 1981 (*ETP* moyenne annuelle = 678 mm). A part ces fluctuations, on n'observe pas de tendances dans la série d'*ETP*, au moins au travers des moyennes mobiles, comme dans le cas des précipitations.

Par contre, l'analyse graphique concernant les débits annuels signale deux comportements différents de la relation pluie-débit au cours du temps. En effet, dans la période qui s'étend de 1963 à 1975, le bassin versant produit, en moyenne annuelle, 157 mm, avec un écart-type de 60 mm. En écartant 1976, à cause de son caractère exceptionnel, et 1977 parce que dans cette année le bassin était encore sous l'influence de la sécheresse précédante (malgré des pluies supérieures à la normale dans cette année, 747 mm), dans la période suivante le bassin produit en moyenne 246 mm, avec un écart-type de 74 mm, c'est à dire, une augmentation de 57% en lame écoulée, suivie d'une réduction de son coefficient de variation. Pour le même découpage dans le temps, les pluies moyennes pluriannuelles ont augmenté de 7%, c'est à dire, de 676 mm à 726 mm. Même si l'on prend en compte le caractère généralement non-linéaire du phénomène, cette variation en lame écoulée mérite qu'on lui consacre un peu plus d'attention.

La figure 4.3 peut nous aider à comprendre, au moins en partie, ce changement dans le comportement de la relation pluie-débit à l'Orgeval. Elle montre d'une façon plus claire quatre périodes d'évolution distinctes des variables étudiées. L'ensemble des statistiques concernant ce nouveau découpage se trouve dans le tableau 4.2.

Dans la première période, 1963-1969, on observe de courtes séquences où les précipitations excèdent les *ETP* suivies par des séquences où c'est le contraire qui se produit. Quand on regarde les moyennes mobiles (fig. 4.2) on constate que ce sont les pluies qui changent, les *ETP* restant plutôt stationnaires autour de leur moyenne. Les lames écoulées et les pertes ont tendance à suivre l'évolution des *P* plutôt que celle des *ETP*.

La deuxième période, allant de 1970 à 1976, montre une primauté persistante des *ETP* sur les *P*. Les lames écoulées tombent à des valeurs très basses, notamment entre 1971 et 1973 et, naturellement en 1976. P-Q_{obs} semble moins bien suivre les pluies dans cette période. Les précipitations y fluctuent un peu plus et la variance des lames écoulées y augmente considérablement, ainsi que celle du coefficient d'écoulement superficiel.

Ensuite, les rapports s'inversent et c'est une suprématie persistante des pluies sur les *ETP* qui s'installe et demeure approximativement 5 ans, entre 1977 et 1981. C'est justement dans cette période que l'on observe le changement le plus significatif dans l'évolution de la relation pluie-débit. Les variances y sont beaucoup plus faibles, les moyennes de Q_{obs} et de *CS* sont largement supérieures, par rapport aux mêmes variables pour l'ensemble des périodes.

Tableau 4.2 - Bassin versant de l'Orgeval - Statistiques sur les précipitations, les évapotranspirations potentielles et les lames d'eau pour différentes périodes

	moyennes	écarts-types	coef. de variation
1963-1969 :			
P	705 mm	85 mm	12 %
ETP	733 mm	41 mm	6 %
Q_{obs}	165 mm	51 mm	31 %
P-Q_{obs}	536 mm	57 mm	11 %
CS	0,23	0,05	22 %
1970-1977 :			
P	619 mm	125 mm	20 %
ETP	766 mm	53 mm	7 %
Q_{obs}	134 mm	71 mm	53 %
P-Q_{obs}	485 mm	96 mm	20 %
CS	0,21	0,09	43 %
1978-1982 :			
P	763 mm	33 mm	4 %
ETP	700 mm	56 mm	8 %
Q_{obs}	304 mm	22 mm	7 %
P-Q_{obs}	459 mm	23 mm	5 %
CS	0,40	0,02	5 %
1983-1989 :			
P	700 mm	120 mm	17 %
ETP	749 mm	20 mm	3 %
Q_{obs}	203 mm	70 mm	34 %
P-Q_{obs}	493 mm	79 mm	16 %
CS	0,29	0,07	24 %

P = précipitation ; *ETP* = évapotranspiration potentielle ; Q_{obs} = lame d'eau écoulée ; P-Q_{obs} = pertes par rapport à l'écoulement ; *CS* = coefficient d'écoulement superficiel.

Finalement, la dernière période, débutant en 1983, présente une allure semblable à celle de la première période, encore que les pluies et les lames écoulées y soient plus élevées. Ici, les P-Q_{obs} semblent suivre plutôt les fluctuations des *P*.

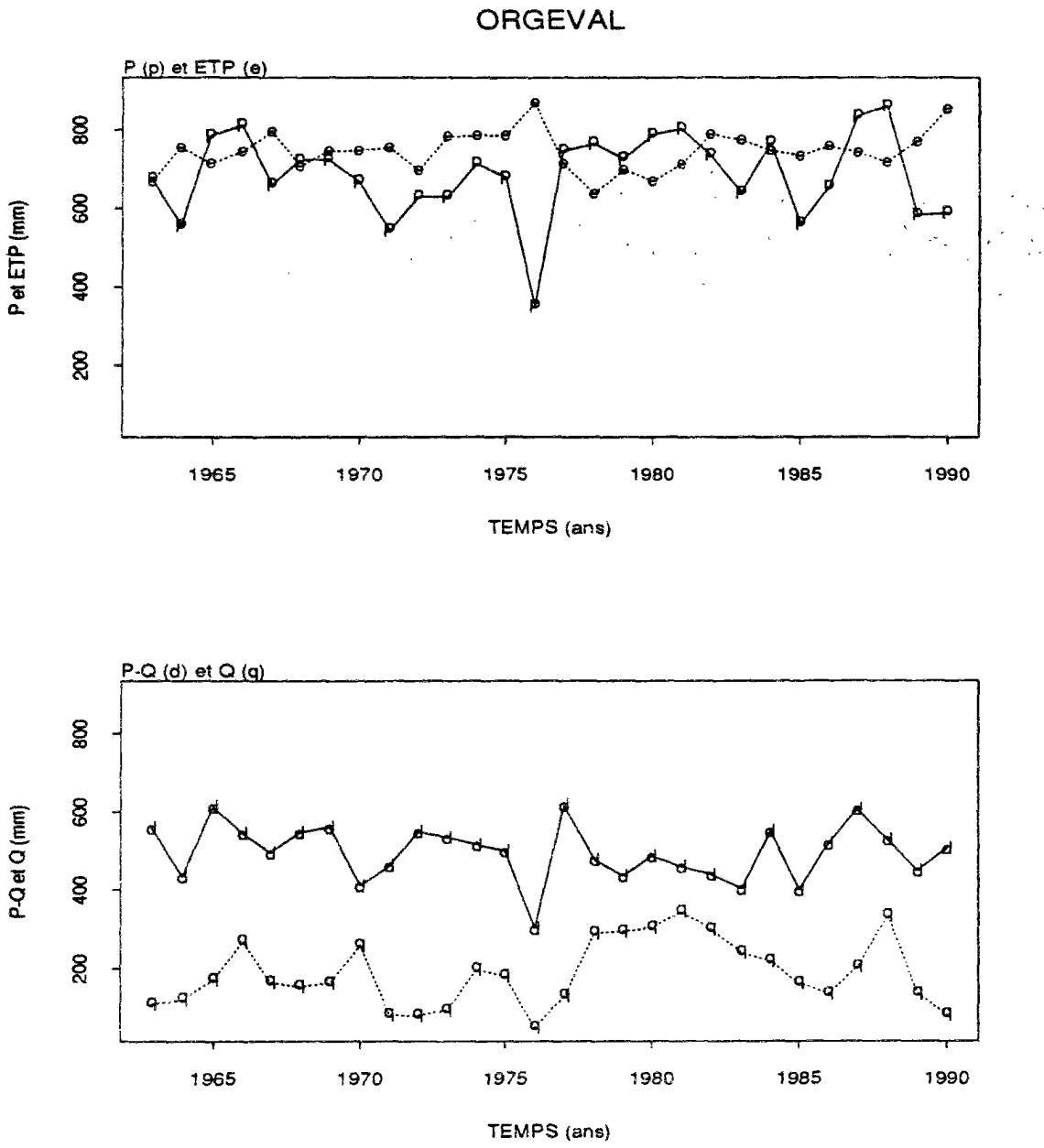


Fig. 4.3 - Bassin versant de l'Orgeval - précipitations, évapotranspiration potentielle, lames d'eau et pertes annuels

Afin de mieux comprendre ce qui nous venons de décrire, il serait utile d'établir un bilan en eau du bassin versant, par exemple au travers d'une formulation simplifiée de l'équation de continuité, comme suit :

$$P - Q_{obs} = ET + \Delta S \qquad \text{(Eq. 4.2)}$$

où

P = précipitation ;
Q_{obs} = lame d'eau écoulée ;
ET = évapotranspiration réelle ;
ΔS = variation du stock en eau du bassin.

Dans cette formulation, on suppose qu'il n'y a pas d'échange d'eau entre le bassin en question et les bassins voisins. Ainsi, l'eau de pluie qui n'apparaît pas à la sortie du bassin à un moment donné ne peut avoir que deux destinations : l'évapotranspiration où le stockage dans le bassin. P et Q_{obs} sont les termes les plus aisément mesurés, même si généralement cela se fait avec des niveaux de précision assez variables. Pour les cas des bassins situés dans des régions très humides, l'évapotranspiration réelle peut être assimilée aux estimations de l'évapotranspiration potentielle, et permettre ainsi une évaluation de l'évolution des réserves d'eau dans le bassin, au pas de temps annuel. ΔS est difficilement estimable par d'autre moyens, car d'une part il est difficilement mesurable et d'autre part, son calcul basé sur la séparation des écoulements au vu des hydrogrammes peut s'avérer très imprécis.

Dans le cas de l'Orgeval, les données des tableaux 4.2 ne nous autorisent pas à utiliser l'équation 4.2, sauf à amalgamer les valeurs d'ET et de ΔS dans un terme unique, c'est à dire, les pertes par rapport à l'écoulement, P-Q_{obs}, ce qui est moins révélateur de l'évolution de la relation pluie-débit dans le bassin. Toutefois, on peut toujours se poser la question de savoir si les ETP inférieures aux P avec P-Q_{obs} très faible entre 1978 et 1982 suffisent à expliquer l'augmentation observée en Q_{obs}. Le faible écart-type de cette variable et la valeur élevée du coefficient d'écoulement superficiel dans la période sont de forts indices tendant à prouver que le bassin arrive à la saturation. Cependant, comme nous ne connaissons pas l'état de l'eau emmagasinée dans le bassin ni l'évapotranspiration réelle dans la période, nous ne pouvons pas en être absolument certains.

En tout cas, la figure 4.3 montre que si les débits reflètent la variance des pluies et restent donc plutôt dépendants de cette variable, un changement dans l'ETP peut jouer un rôle non négligeable sur la relation pluie-débit.

Face à ces résultats, un travail d'analyse hydrologique plus important est à envisager et c'est le moment d'introduire dans l'étude un modèle tel que GR4J.

4.5 - LES FLUCTUATIONS CLIMATIQUES VUES PAR GR4J

Dans le paragraphe précédant, nous nous sommes efforcés de comprendre l'évolution de la relation pluie-débit à l'échelle du bassin de l'Orgeval, à partir d'une analyse individuelle et combinée des différentes variables hydrologiques, au pas de temps annuel. Bien évidemment, notre objectif principal est celui de tester le modèle GR4J dans des conditions de fluctuations climatiques au cours du temps. A ce titre, d'après les conclusions du paragraphe précédant, l'Orgeval constitue un cas particulièrement intéressant. On passe, naturellement à un pas de temps beaucoup plus fin, en l'occurrence au pas de temps journalier.

Le test du modèle GR4J dans le cadre du bassin versant de l'Orgeval a été réalisé en suivant la méthodologie présentée dans la fig. 4.1 et décrite dans les paragraphes 4.2 et 4.3. Toutefois une question reste à définir auparavant qui est de savoir quel est le découpage dans le temps de la série de 27 années (1963-1989) le plus adéquat pour tester le modèle. A ce sujet, nous prenons en compte, tout d'abord quelques résultats trouvés dans la littérature.

4.5.1 - La longueur de la série de données hydrologiques destinées au calage

SOROOSHIAN, GUPTA et FULTON (1983) postulent *qu'il est évident que le succès de la procédure de calage est hautement dépendant de la nature (quantité et qualité) des données utilisées. Il a été fréquemment suggéré que les données pour le calage doivent être les plus "représentatives" possible des différents phénomènes subis par le bassin versant.* Ces chercheurs affirment ensuite que les efforts des hydrologues pour utiliser les séries les plus longues possibles n'ont pas toujours abouti à des résultats clairement supérieurs. Ils concluent en suggérant que *ce n'est pas proprement la longueur des séries des données utilisées mais l'information contenue et l'efficacité avec laquelle cette information est extraite qui importent.*

S'il est important de souligner la question de l'information plutôt que celle de la longueur dans l'absolu, le problème est de savoir comment identifier au préalable les données contenant l'information la plus représentative des processus hydrologiques dans un bassin versant. Parfois, cette représentativité est définie par rapport au modèle lui même, car on souhaite que l'information contenue dans les données soit potentiellement capable d'activer toutes les fonctions prévues par le modélisateur. Cela est particulièrement important dans le cas des modèles où des effets de seuil contrôlés par un paramètre ou plus, peuvent rester inutiles si, par exemple, les données de calage proviennent d'une période particulièrement sèche (SOROOSHIAN, 1991). Ainsi, serait-il juste de conclure que les données les plus représentatives proviennent des périodes humides?

D'autre part, quand SOROOSHIAN, GUPTA et FULTON (1983) parlent de l'efficacité à extraire l'information sur le processus hydrologique, ils font référence à l'adéquation du processus de calage et en particulier de la fonction critère utilisée, à la nature des données hydrologiques et aux erreurs de mesure associées à ces données (*e.g.*: SOROOSHIAN et DRACUP, 1980 ; SOROOSHIAN, 1991).

Le premier point à souvent été traité par l'expérimentation en utilisant des séries de longueurs différentes et des caractéristiques hydrologiques contrastées ; quelques exemples sont donnés ci-dessous. Le deuxième point est en partie traité dans le présent chapitre ; il sera analysé avec un peu plus de détail dans les chapitres 5 et 6.

SOROOSHIAN, GUPTA et FULTON (1983) ont utilisé des séries de données d'une longueur située entre 1 et 3 ans, parfois très typées (années très humides et années très sèches) et parfois des séquences d'années humides, sèches ou moyennes, pour caler un modèle hydrologique à 24 paramètres, le modèle Sacramento[5]. Trois fonctions critères différentes ont été utilisées, les moindres carrés, le AMLE (estimation par le maximum de vraisemblance pour le cas des résidus autocorrélées) et le HMLE (estimation par le maximum de vraisemblance pour le cas des résidus hétéroscedastiques), pour caler 5 paramètres du modèle, les 19 autres demeurant fixes. Ils proposent que la longueur minimale acceptable doit être d'une année, pour prendre en compte les différentes saisons ; une conclusion bien évidemment basée sur le bon sens.

KAUARK-LEITE (1990) a employé le concept d'information totale moyenne contenue dans les séries de données, exprimée comme le rapport entre le déterminant de l'inverse de la matrice de variance-covariance des paramètres[6] et le nombre des données, pour évaluer l'impact de la réduction de la taille de l'échantillon de calage sur l'identification de paramètres. Il procède au calage de deux modèles : une version du modèle CREAMS, nommée CB, et le modèle HSPF[7], et utilise des données provenant du bassin de l'Orgeval, pour conclure qu'avec une information moyenne de l'ordre de 10^4, voire 10^3 pour le HSPF, le gain de précision dans l'estimation des paramètres est insignifiant et *que d'une façon générale on dépasse ce seuil avec une seule année de données* (KAUARK-LEITE, 1990).

La recherche de la convergence des paramètres en fonction de la longueur de la série de calage (JAIN, 1993), de l'effet de la longueur des séries de calage sur l'estimation des crues (O'DONNELL et CANEDO, 1980) et sur la racine carrée des erreurs quadratiques moyennes (XU et VANDEWIELE, 1994) ont été aussi utilisées, avec des résultats en termes de longueur minimale allant de 4 à 15 années.

4.5.2 - Un premier essai

Au vu des résultats obtenus à l'issue ce bref tour bibliographique, il nous semble utile de considérer la question de la longueur de la série des données destinées au calage, comme un problème non complètement résolu, les suggestions se situant entre 1 et 15 années.

---

[5] Le modèle Sacramento a été développé dans le National Weather Service des Etats-Unis d'Amérique. La référence bibliographique citée par SOROOSHIAN, GUPTA et FULTON (1983) est BURNASH, R.J.C., K. L. FERRAL et R. A. MCGUIRE, 1973. A generalized streamflow system: Conceptual modeling for digital computers, report, Joint Fed. State River Forecast Center, U. S. Natl. Weather Serv. and Calif. Dep. of Water Resour. Sacramento.

[6] La matrice de variance-covariance des paramètres a été obtenue en utilisant la méthodologie proposée par MEIN et BROWN (MEIN et BROWN, 1978). Il s'agit de la même méthodologie employée dans le calcul de la matrice de variance-covariance des paramètres du modèle GR4J, décrite auparavant.

[7] Le modèle CREAMS (chemicals, runoff, and erosion from agricultural management systems) a été développé par le U.S. Departament of Agriculture (USDA, 1984. User's Guide for the CREAMS Computer Model, U. S. Department of Agriculture, Technical Release 72, Washington, DC - cité par KAUARK-LEITE, 1990). Le modèle CB à été développé au CERGRENE, centre de recherche commun à l'ENPC et à l'ENGREF, par KAUARK-LEITE (KAUARK-LEITE, 1990). Le modèle HSPF (hydrological simulation program-fortran) à été développé dans le Environmental Research Laboratory, subordonné au U. S. Environmental Protection Agency (DONIGIAN, A.S., et *al*, 1984. Application Guide for Hydrological Simulation Program - Fortran [HSPF]. U.S. Environmental Protection Agency, EPA-600/2-76-043. Athens, GA - également cité par KAUARK-LEITE, 1990).

Dans le cas de notre étude, tout d'abord, le modèle GR4J est calé pour la période complète disponible, c'est à dire, de 1963 à 1989. Ensuite, la série de 27 années est découpée en 9 sous-séries de calage de 3 années chacune.

Le découpage en périodes de 3 années permet de caler le modèle successivement pour des périodes présentant des caractéristiques hydrologiques variées et bien définies (fig. 4.2 et tableau 4.3). Si l'on utilise des durées plus courtes, on prend le risque de caler le modèle sur des périodes un peu trop à l'écart de ce que l'on suppose être le comportement moyen du bassin. Par contre, des durées plus longues peuvent masquer la variabilité du processus hydrologique du bassin décrite dans le paragraphe précédant.

Le découpage en période de 3 années constitue ainsi une épreuve significative du modèle par rapport à l'hypothèse de stationnarité face aux fluctuations climatiques.

L'inclusion des *ETP* dans le tableau 4.3 sert simplement à donner une idée de l'évolution de cette variable par période de découpage. Les valeurs d'*ETP* effectivement utilisées dans le calage sont les moyennes pluriannuelles des *ETP* décadaires.

Tableau 4.3 - Bassin versant de l'Orgeval - Modules des précipitations, évapotranspirations potentielles et lames d'eau par périodes de 3 ans

PERIODES années	*P* mm	*ETP* mm	Q_{obs} mm	P-Q_{obs} mm	*CS*
1963-1965	672	713	135	537	0,20
1966-1968	731	749	196	535	0,27
1969-1971	645	749	168	477	0,26
1972-1974	657	754	124	533	0,19
1975-1977	591	788	120	471	0,20
1978-1980	760	667	294	466	0,37
1981-1983	725	757	326	399	0,45
1984-1986	660	746	172	488	0,26
1987-1989	760	744	224	536	0,29

P = précipitation ; *ETP* = évapotranspiration potentielle ; Q_{obs} = lame d'eau écoulée ; P-Q_{obs} = pertes par rapport à l'écoulement ; *CS* = coefficient d'écoulement superficiel.

Le tableau 4.4 liste les principales variables hydrologiques obtenues à partir des données mesurées et utilisées pour le calcul des critères de qualité du modèle. Le tableau 4.5 affiche les résultats de calage en fonction de ces critères de qualité.

Les résultats présentés dans le tableau 4.5 sont corrects et cohérents avec ceux obtenus par GR4J dans le calage sur plusieurs autres bassins, aussi bien pour la période complète (1963-1989) que pour les sous-séries de 3 années chacune. Le critère de *NASH* est en général supérieur à 80%, sauf pour la période complète et pour 1984-1986, où il est de 79%. Le critère de bilan global est excellent, les déviations n'allant pas au delà de 6%. Cependant, il s'agit là d'un résultat peut être un peu optimiste, car quand on considère les critères de cumul par périodes de crues ou d'étiage, on constate des erreurs plus importantes. En effet, GR4J présente une nette tendance à sous-estimer les volumes de crues, la moyenne des *CMCR* étant de 85%, avec un coefficient de variation de 4%, et à surestimer les volumes d'étiage, *CMET*

moyen étant de 128%, avec un coefficient de variation de 30%. Les mêmes tendances sont observées pour les critères des durées, *DRC* et *DRET*.

Tableau 4.4 - Bassin versant de l'Orgeval
Variables hydrologiques utilisées pour le calcul des critères de qualité

périodes	moyenne de $\sum_1^N Q_{obs} > 4.M$	moyenne de $\sum_1^N Q_{obs} < M/4$	moyenne de $\sum_1^N Q_{pobs} > 4.M$	Q_{max}	NJ $Q_{obs} > 4.M$	NJ $Q_{obs} < M/4$
années	mm	mm	mm	mm	jours	jours
1963-1989	69	12	10	20	492	3781
1963-1965	56	9	9	10	56	324
1966-1968	68	10	9	10	53	325
1969-1971	60	10	8	9	53	382
1972-1974	38	7	4	5	50	357
1975-1977	37	6	6	7	44	394
1978-1980	91	17	14	20	56	439
1981-1983	69	15	9	11	43	401
1984-1986	65	11	6	7	62	428
1987-1989	77	13	11	13	54	365

Tableau 4.5 - Bassin versant de l'Orgeval
Résultats de calage de la série de 27 ans et par période de 3 ans - critères

périodes	*NASH*	*BILAN*	*CMCR*	*CMET*	*CRU*	*CRUM*	*DRC*	*DRET*
années	%	%	%	%	%	%	%	%
1963-1989	79	102	82	149	83	77	89	75
1963-1965	87	97	86	104	80	85	82	116
1966-1968	87	96	91	57	92	97	93	139
1969-1971	80	106	82	173	81	85	83	64
1972-1974	82	104	83	149	71	69	86	66
1975-1977	82	94	81	104	88	86	104	101
1978-1980	85	102	84	140	92	89	91	73
1981-1983	82	101	84	170	80	88	80	65
1984-1986	79	104	81	154	93	117	84	71
1987-1989	83	96	85	97	84	86	93	101

BILN = rapport des volumes ; *CMCR* = rapport de cumuls de crues ; *CMET* = rapport de cumuls d'étiages ; *CRU* = rapport des crues annuelles moyennes ; *CRUM* = rapport des crues-maxima-maximorum ; *DRC* = rapport des durées des crues; *DRET* = rapport des durées d'étiage.

Ces écarts peuvent avoir des origines structurales dans le modèle, comme cela semble être le cas pour les crues (critères de *CRU* et *CRUM* - tableau 4.5). Ce sujet a déjà été traité dans le chapitre 3. Par contre, ils peuvent aussi être vraisemblablement dus au choix de la fonction critère. Le critère de *NASH* utilisé ici aura forcement une tendance à bien reproduire les débits moyens de la période complète et à produire des erreurs plus importantes pour les valeurs extrêmes, ce qui explique les différences entre *BILAN*, *CMCR* et *CMET*. Le fait que *CMET* soit plus grand que *CMCR* est aussi à attribuer, au moins en partie, au critère de calage, car les écarts quadratiques entre les valeurs mesurées et calculées dans les périodes de crues ont un poids plus grand dans le critère que ceux constatés en période estivale.

Il est bien clair que quand on parle d'un écart de 70% sur les étiages ($Q_{obs} < M/4$), cela peut représenter des volumes de lame d'eau écoulée finalement relativement petits par rapport aux volumes annuels (autour de 5%). Cependant, si ce sont justement les faibles débits qui nous intéressent, alors il sera nécessaire d'utiliser une autre fonction critère, capable de donner un poids plus important aux étiages, entraînant probablement un préjudice pour la représentation des crues. Ce sujet sera l'objet d'une réflexion plus approfondie dans le chapitre 5.

Intéressons-nous maintenant à l'évolution des paramètres du modèle au cours du temps, en fonction de la période de calage. La figure 4.4 montre la valeur de chaque paramètre obtenu par calage, ainsi que les écarts-types associés à chacun d'eux, obtenus de façon approchée par l'analyse de sensibilité décrite dans le chapitre 2, paragraphe 2.5.

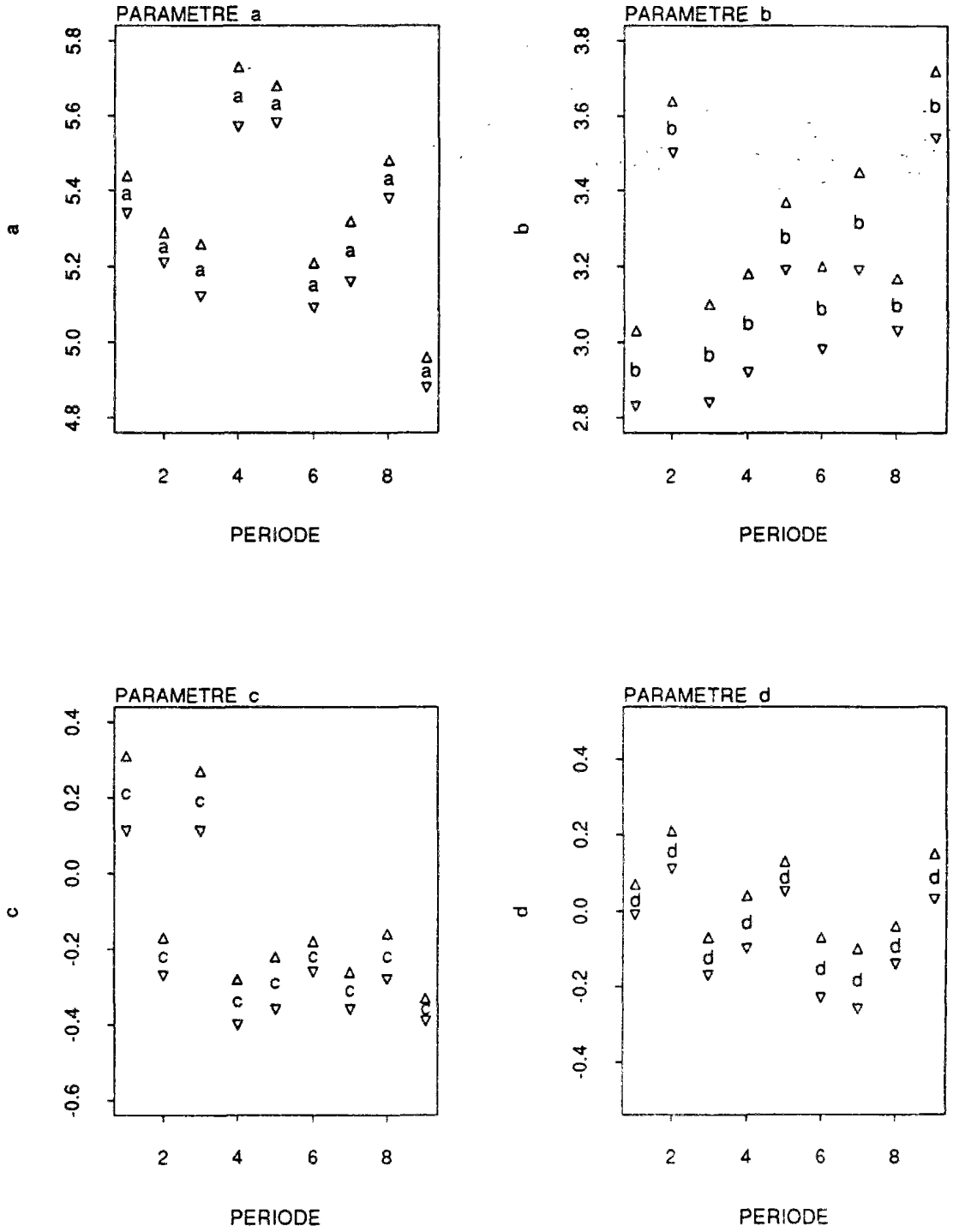
On observe une grande variabilité de leurs valeurs au cours du temps, bien au delà des intervalles définis par les écarts-types approchées de ces mêmes paramètres quand ils sont calés pour la période des 27 années (tableau 4.6).

Tableau 4.6 - Bassin versant de l'Orgeval
Résultats de calage sur la série de 27 ans et par période de 3 ans - paramètres

périodes	paramètres							
années	a	s_a	b	s_b	c	s_c	d	s_d
1963-1989	5,25	0,02	3,37	0,04	-0,26	0,02	-0,04	0,02
1963-1965	5,39	0,05	2,93	0,10	0,21	0,10	0,03	0,04
1966-1968	5,25	0,04	3,57	0,07	-0,22	0,05	0,16	0,05
1969-1971	5,19	0,07	2,97	0,13	0,19	0,08	-0,12	0,05
1972-1974	5,65	0,08	3,05	0,13	-0,34	0,06	-0,03	0,07
1975-1977	5,63	0,05	3,28	0,09	-0,29	0,07	0,09	0,04
1978-1980	5,15	0,06	3,09	0,11	-0,22	0,04	-0,15	0,08
1981-1983	5,24	0,08	3,32	0,13	-0,31	0,05	-0,18	0,08
1984-1986	5,43	0,05	3,10	0,07	-0,22	0,06	-0,09	0,05
1987-1989	4,92	0,04	3,63	0,09	-0,36	0,03	0,09	0,06

paramètres exprimés en ln(.) ; s. = écart-type des paramètres ; c = ln(C-0,5).

Le paramètre c reste le plus stationnaire, malgré deux valeurs beaucoup plus élevées que l'ensemble (1963-1965 et 1969-1971), probablement dues au changement de la façon d'enregistrer les précipitations et les débits. Le paramètre d oscille autour de zéro, parfois conduisant à une perte d'eau, parfois à une entrée d'eau dans le réservoir R. Le paramètre a présente une tendance à la diminution entre 1963 et 1971 et à l'augmentation entre 1978 et 1986. Ce paramètre prend des valeurs élevées pour les années sèches et plus faibles pour les années humides. A part pour le cas du paramètre a, il est difficile, pour l'instant, d'associer les données des tableaux 4.3 et 4.4 aux fluctuations observées des valeurs des paramètres.



légende des périodes :

1 : 1963-1965	2 : 1966-1968	3 : 1969-1971	4 : 1972-1974	5 : 1975-1977
6 : 1978-1980	7 : 1981-1983	8 : 1984-1986	9 : 1987-1989	

Fig. 4.4 - Bassin versant de l'Orgeval - paramètres *a*, *b*, *c* et *d* calage de la série 1963-1989 par période de 3 ans

Pour essayer de comprendre les raisons d'une telle variabilité des valeurs des paramètres, nous avons pris en compte et analysé un certain nombre d'hypothèses. Ces hypothèses concernent essentiellement soit un possible effet d'échantillonnage, lié à la qualité et la quantité de l'information contenue dans la série de longue durée et dans les 9 sous-séries de courte durée issues de la première, soit le modèle lui-même et les processus de calage et d'analyse d'incertitudes utilisés. Une analyse de ces questions est présentée dans les paragraphes qui suivent.

4.6 - L'EFFET D'ECHANTILLONNAGE

On a d'abord calé le modèle pour une période de 27 années et, ensuite, on l'a calé pour des sous-échantillons successifs de 3 ans chacun. Il est bien clair que, par cette procédure, une certaine variabilité des valeurs des paramètres est attendue, car la taille des sous-échantillons est beaucoup plus petite et ils ne contiennent pas exactement les mêmes informations que l'échantillon de 27 années.

Prendre en compte l'effet d'échantillonnage signifie, donc, remettre en cause le découpage de la série en périodes de 3 années. Dans ce sens, deux points de vue peuvent être considérés :

a *Hypothèse 1* : Les fluctuations des paramètres peuvent être dues aux incertitudes typiques de la modélisation en hydrologie : incertitudes sur les données mesurées, sur le processus de calage ou introduites par le modèle, en raison d'une représentation incomplète ou maladroite des processus hydrologiques.

b *Hypothèse 2* : On peut postuler que les sous-séries de données utilisées pour le calage longues de trois années ou moins, constituent un échantillon trop court et en conséquence fréquemment trop spécifique (périodes particulièrement sèches ou excessivement humides), pouvant ainsi conduire à une estimation biaisée des paramètres.

Il faut dire que ce que l'on observe dans le cas présent ne semble pas à première vue pouvoir être considéré comme une simple variabilité d'échantillonnage. En effet, les valeurs prises par les paramètres calés pour chaque sous-échantillon dépassent de beaucoup les intervalles définis par les écarts-types de ces mêmes paramètres quand ils sont calés pour la période de 27 années. Et même, entre les 9 sous-échantillons, les paramètres calés n'évoluent pas dans un même intervalle.

En plus, la vraisemblance des hypothèses 1 et 2 exige qu'un certain nombre d'autres hypothèses sous-jacentes, concernant les incertitudes dues au modèle, aux données de mesure et au processus de calage, ainsi que des hypothèses concernant la stationnarité des processus hydrologiques dans le bassin versant soient validées. Or, comme on le verra ci-dessous, tel n'est pas toujours le cas.

Néanmoins, il peut toujours être utile de prendre en compte les conjectures concernant l'effet d'échantillonnage et de réaliser un certain nombre d'expériences en vue de les tester. Ce faisant, on aura certainement l'occasion d'apprendre un peu plus sur le modèle et sur le processus hydrologique se déroulant dans le bassin versant, sans exclure la possibilité de les valider.

4.6.1 - La convergence des valeurs de paramètres

Considérons le cas d'un processus linéaire, décrit par une série de données assez longue dont les erreurs de mesure sont aléatoires, indépendantes et distribuées selon la loi $N(0,\sigma^2)$. Ce processus est reproduit par un modèle linéaire à p_i paramètres calé en utilisant la série que nous venons de spécifier.

Maintenant, la série des données complète est découpée en n sous-séries et le modèle est calé sur chacune de ces sous-séries, générant n jeux de paramètres $p_{i,n}$. Il semble raisonnable d'admettre que les moyennes des $p_{i,n}$ valeurs des p_i paramètres sur n, pris individuellement, doivent en principe toujours converger vers les valeurs des p_i obtenues par le calage sur la série complète.

Le cas de figure que nous venons de décrire est une des conditions sous-jacentes à l'hypothèse 1. Or, dans notre cas, le modèle GR4J n'est pas linéaire, et les processus hydrologiques ne le sont pas non plus. D'ailleurs, comme nous l'avons mentionné dans le chapitre 1, il n'est pas certain et il est même peu vraisemblable que les erreurs de mesure en Hydrologie soient indépendantes et distribuées selon $N(0,\sigma^2)$. A titre d'exemple, les données de pluies peuvent être biaisées par une mauvaise représentation spatiale des mesures ou par une dépendance vis à vis de l'intensité de la pluie (*e.g.*: TROUTMAN, 1982). D'un autre coté, les forts débits sont souvent estimés avec des incertitudes plus élevées que les faibles débits (*e.g.*: SOROOSHIAN et DRACUP, 1980).

Néanmoins, essayons quand même de réaliser une expérimentation avec GR4J, concernant cette question. Le tableau 4.7 liste les valeurs moyennes des paramètres du modèle GR4J, calés sur des sous-séries de différentes longueurs, échantillonnées sur la série complète des données de l'Orgeval. Ces statistiques ont ensuite été comparées aux valeurs des paramètres obtenus par un calage unique sur la série complète.

Tableau 4.7 - Bassin versant de l'Orgeval - valeurs moyennes des paramètres
Résultats de calage sur la série de 27 ans et sur des sous-séries de différentes longueurs

découpage	paramètres							
en n années	a	s_a	b	s_b	c	s_c	d	s_d
27	5,25	0,02	3,37	0,04	-0,26	0,02	-0,04	0,02
1	5,26	0,32	3,32	0,32	-0,19	0,23	0,11	0,16
2	5,24	0,19	3,28	0,26	-0,24	0,17	0,03	0,10
3	5,28	0,23	3,26	0,25	-0,25	0,14	0,01	0,11
4*	5,28	0,10	3,29	0,10	-0,24	0,10	-0,02	0,08
9	5,25	0,12	3,37	0,18	-0,26	0,08	-0,03	0,03

paramètres exprimés en $ln(.)$; $s.$ = écart-type des paramètres ; $c = ln(C-0,5)$; * pour n = 4 années, l'année 1990 a été inclue.

On considère ici que la valeur moyenne d'un paramètre calé par période de n années converge vers le même paramètre calé sur 27 années, si elle se trouve dans l'intervalle défini par l'écart-type du paramètre calé sur 27 années. Les valeurs soulignées sont celles qui ne se trouvent pas dans cet intervalle.

Les résultats affichés varient en fonction du paramètre analysé. Le paramètre *b* est le plus sensible au découpage de la série et, selon notre critère, ne converge que pour $n = 9$. Le paramètre *c* est stationnaire à partir de $n = 2$, une condition que le paramètre *d* atteint à partir de $n > 3$.

On dirait que *a* converge même si la série est découpée en périodes de 1 année, mais ce paramètre ne remplit pas le critère de convergence quand *n* vaut 3 ou 4. Cela peut indiquer que ce paramètre est sensible à certaines caractéristiques persistantes de la relation pluie-débit ayant une durée de 4 ou 5 années. Ce point sera considéré dans le prochain paragraphe.

Il est clair que les constats sur la convergence des paramètres est dépendant du critère adopté pour juger de cette convergence. Si l'on élargit ce critère à 2 écarts-types, on trouvera que les paramètres convergent pour à peu près tous les découpages, exception faite du paramètre *b*.

Par contre, l'indication la plus fertile de cet essai concerne les écarts-types sur la moyenne des paramètres calés par période. On peut observer qu'ils prennent des valeurs plus élevées pour tous les découpages inférieurs à 4 années, indiquant que même s'il y a convergence, les fluctuations à l'intérieur de l'échantillon peuvent être importantes. Si leurs valeurs sont plus petites quand on utilise des découpages égaux ou supérieurs à 4 années, elles restent encore largement supérieures aux écarts-types obtenus au travers de l'analyse de sensibilité du calage sur 27 années ou même à l'intérieur du calage par périodes courtes (fig. 4.4 et tableau 4.6).

Une autre approche utilisée dans l'analyse de l'hypothèse 1 est constituée par des calages successifs, en augmentant d'une année à chaque fois la longueur de la série de données, à partir de 1963 (fig. 4.5)

A travers l'analyse de sensibilité on constate que le nombre d'années nécessaire à l'identification de chaque paramètre est variable. Au delà de 2 années de calage, l'écart-type de *a* diminue relativement peu, par rapport à la diminution de cette statistique observée entre 1 et 2 années de calage. Le paramètre *b* a besoin d'au moins 4 années pour devenir plus facilement identifiable, 1 année étant suffisante pour *d*, qui d'ailleurs oscille toujours autour de 0 pour l'Orgeval.

L'effet du changement de la procédure d'enregistrement des pluies et débits mesurés sur le calage du paramètre *c* est évident. Pour ce paramètre, on peut seulement constater qu'au delà de 4 années il est identifiable avec la même facilité ou presque.

On observe encore d'autres ruptures dans la séquence des valeurs des paramètres, lorsque l'on ajoute une année de plus à une série de calage déjà longue de plusieurs années. Ce résultat ne renforce pas l'hypothèse 1. Ces ruptures n'arrivent pas au même moment pour tous les paramètres, ce qui semble vouloir dire que l'année supplémentaire porte une information sur une particularité de la relation pluie-débit à laquelle un seul paramètre est sensible, démontrant un niveau d'indépendance entre eux déjà souligné auparavant.

Le paramètre *a* est stationnaire entre 1964 et 1974. L'introduction de l'année 1975 produit une augmentation de *a* qui s'aggrave avec l'année 1976, conséquence possible de l'aggravation de la sécheresse dans la période, qui semble perdurer au delà de l'ajout des années humides subséquentes.

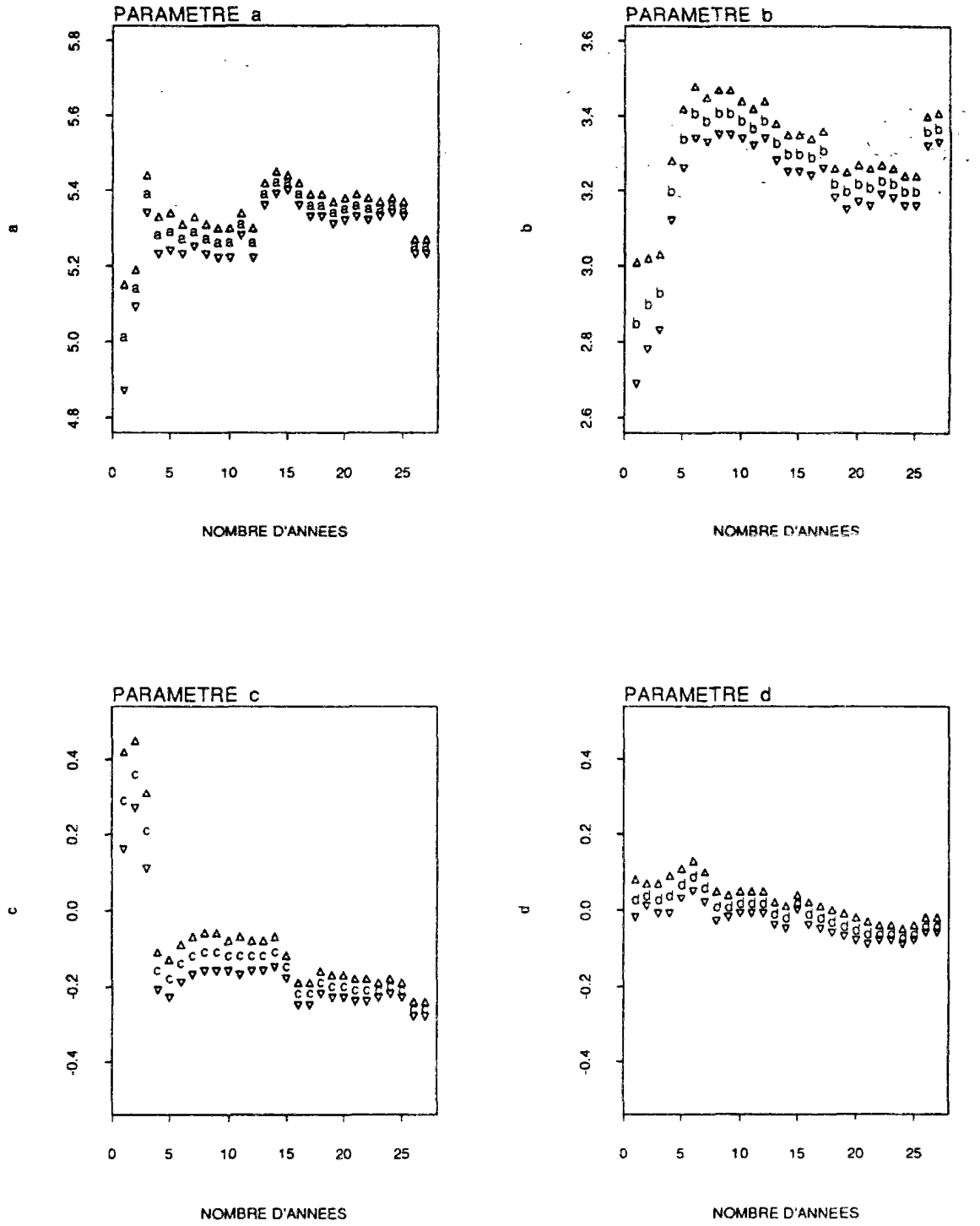


Fig. 4.5 - Bassin versant de l'Orgeval - paramètres *a*, *b*, *c* et *d*
calage par périodes de longueur $\sum_{t=0}^{t=26} t+1$

La valeur de *b* augmente considérablement entre 1963 et 1968. Elle reste relativement stationnaire jusqu'à l'inclusion de l'année 1975, en conformité avec l'évolution du paramètre *a*. Une nouvelle situation apparaît entre 1975 et 1979 pour changer à nouveau entre 1980 et 1987 et à partir de 1988. Est-ce que le changement de la procédure d'enregistrement des pluies et débits mesurés a aussi eu un effet sur le calage du paramètre *b*[8] ?

Le résultats obtenus jusqu'à présent, concernant l'hypothèse 1 nous conduisent plutôt à la rejeter. Cependant, avant de dresser un bilan complet sur sa validité, essayons de regarder quelques expériences concernant l'hypothèse 2.

4.6.2 - L'évolution dans le temps des variables hydrologiques simulées

Dans ce paragraphe nous nous intéressons à l'impact sur l'évolution des critères de qualité du modèle GR4J dans le temps, de la longueur et des caractéristiques hydrologiques de la série utilisée pour le calage et le contrôle du modèle. Par caractéristiques hydrologiques nous comprenons ici un ensemble de variables hydrologiques utilisées par les hydrologues pour décrire les débits issus du bassin versant.

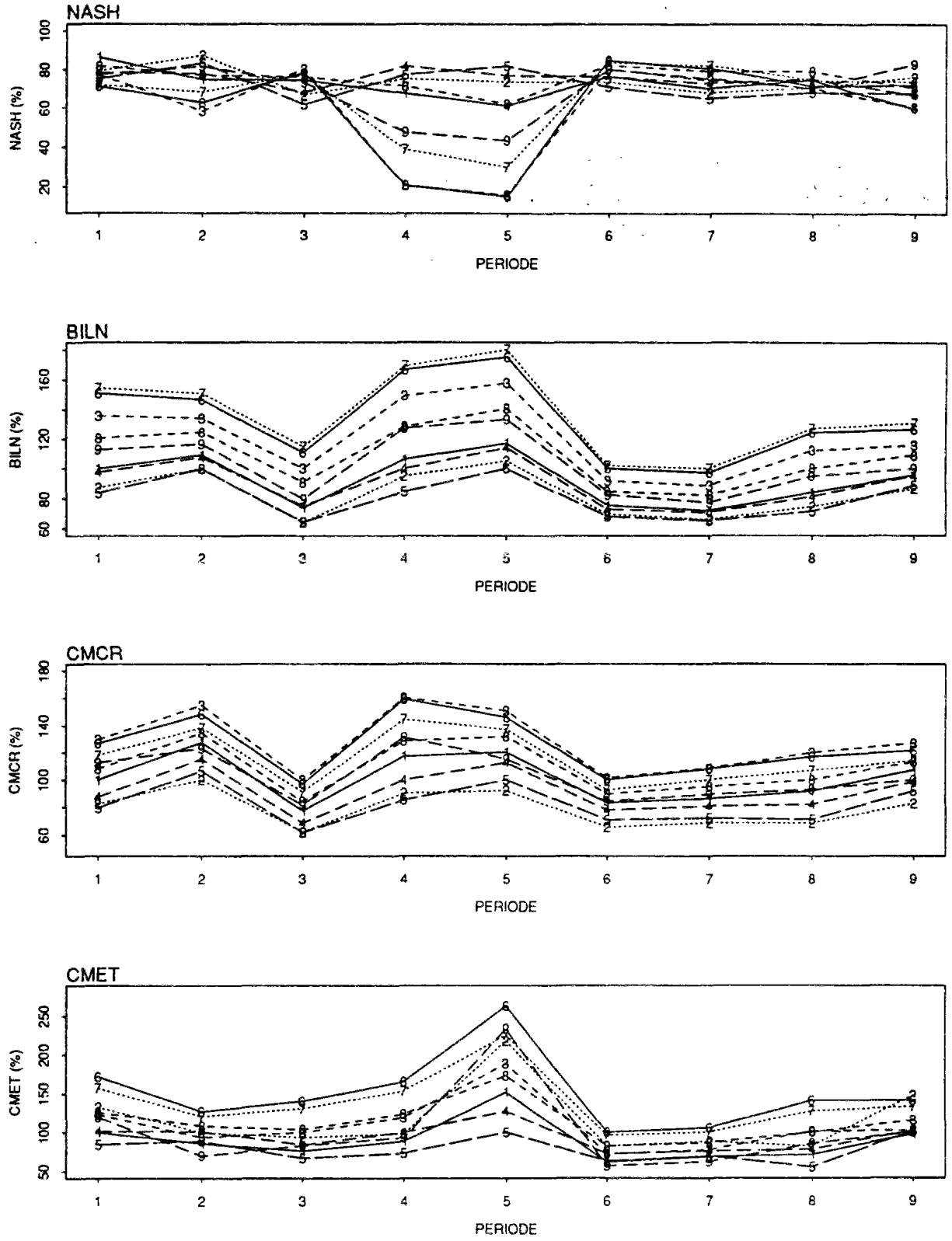
En d'autres termes, nous essayons de répondre à la question : est-ce que les non-stationnarités dans le temps des valeurs des paramètres observées au travers du calage en sous-séries échantillonnées sur une série de longue durée se traduisent par des non-stationnarités de ces variables hydrologiques dans le temps ?

Pour ce faire, nous avons essentiellement adopté les procédures et l'ensemble des critères de qualité[9] décrits dans le paragraphe 4.3. On trouve, dans la figure 4.6 les résultats de l'application de cette méthodologie quand on utilise GR4J en contrôle sur des sous-séries de longueur égale à 3 ans, avec les 9 jeux de paramètres obtenus par calage sur ces mêmes 9 sous-séries.

Pour chaque critère, chacune des 9 courbes construites correspond au contrôle des 9 sous-périodes par un jeu de paramètres calé sur une période spécifique. A l'exception du critère de *NASH*, les courbes représentent le rapport entre le critère de qualité obtenu en contrôle sur une période *j*, et le critère de qualité obtenu en calage sur la période *i*. Ainsi, les critères de qualité obtenus en calage sont une référence d'un certain état du bassin versant caractéristique de la période étudiée.

[8] Les matrices de corrélations des paramètres , pour les calages entre 1963 et 1966 montrent un lien parfois assez fort entre *b* et *c* (-0,58 pour les calages en 1964 et en 1965 ; -0,82 pour le calage dans la période 1963-1964). Un effet de compensation peut donc exister entre les deux paramètres. Le coefficient de corrélation entre eux, pour les autres périodes dans les différents essais que l'on a fait varie entre 0,04 et 0,60.

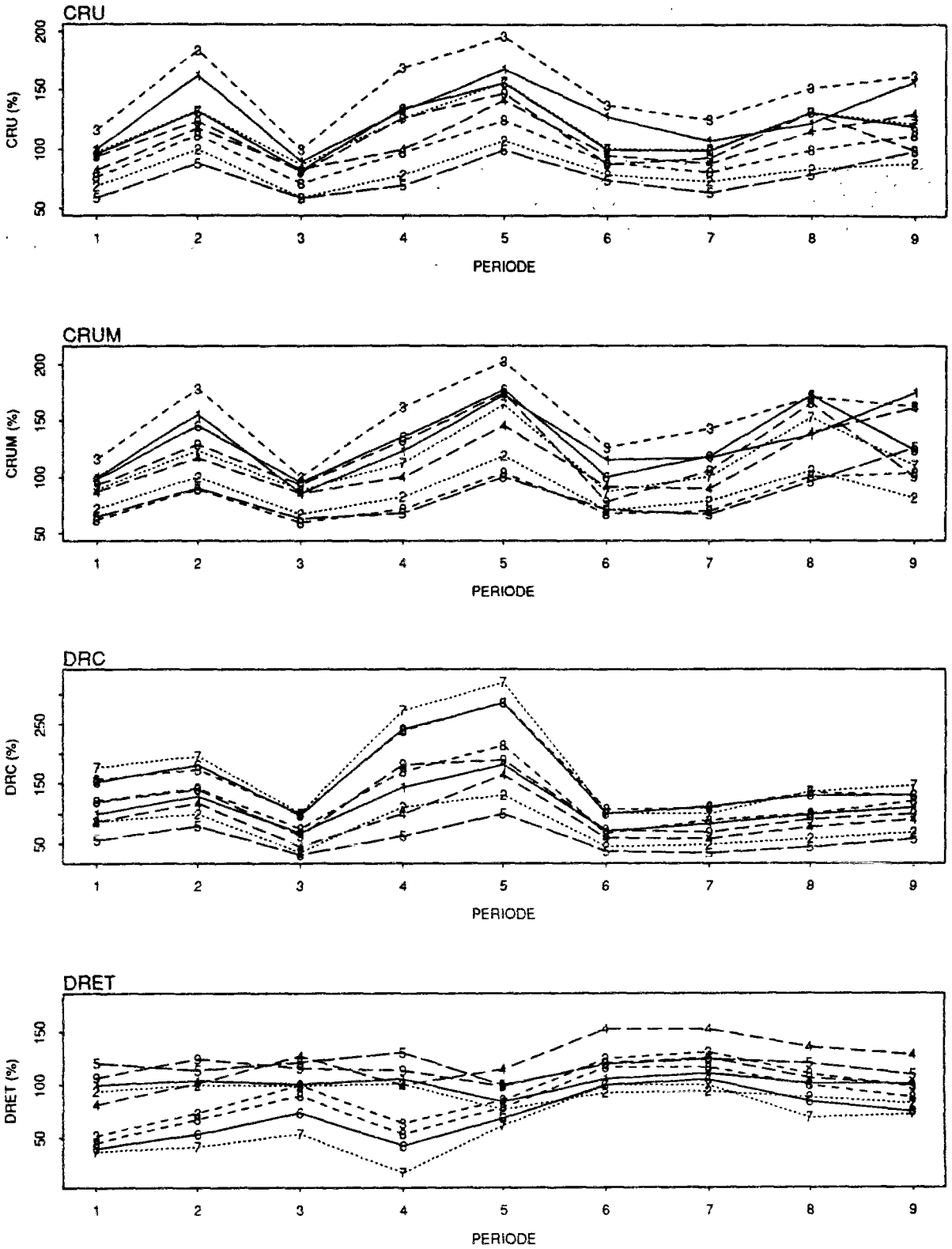
[9] Comme nous l'avons déjà précisé auparavant, les critères de qualité de GR4J sont des indicateurs de telles variables hydrologiques.



légende des périodes :

1 : 1963-1965	2 : 1966-1968	3 : 1969-1971	4 : 1972-1974	5 : 1975-1977
6 : 1978-1980	7 : 1981-1983	8 : 1984-1986	9 : 1987-1989	

Fig. 4.6



NASH = critère de NASH | *BILN* = rapport de bilan | *CMCR* = r. des cumuls des crues | *CMET* = r. des cumuls d'étiages
CRU = r. des crues annuelles moy. | *CRUM* = r. crues m.-maximorum | *DRC* = rapport des durées de crue | *DRET* = r. des durées d'étiage

Fig. 4.6 - Bassin Versant de l'Orgeval - Evolution dans le temps des critères de qualité de GR4J pour des contrôles successifs

Tout d'abord, on constate une forte variabilité des critères de qualité du modèle, en période de contrôle, quand on utilise un échantillonnage en sous-séries de 3 ans. Ces fluctuations, sont à un ordre de grandeur de 40 à 80%, dans les deux sens.

Pour l'ensemble des critères, deux périodes présentent de fortes déviations. Il s'agit de 1969-1971 (période 4) et de 1972-1974 (période 5), soit des deux périodes les plus sèches à l'Orgeval entre 1963 et 1989, d'après les tableaux 4.3 et 4.4. Grosso modo, les déviations se manifestent en sens opposés, c'est à dire que les paramètres provenant de ces deux périodes sous-estiment les crues, les volumes écoulés et les durées caractéristiques des périodes plus humides et que les paramètres obtenus dans les périodes plus humides surestiment les mêmes variables hydrologiques dans ces deux périodes sèches. C'est un résultat qui n'est pas du tout surprenant, si l'on accepte l'hypothèse 2.

De la même façon, deux périodes se démarquent par une plus grande stationnarité en situation de contrôle. Il s'agit des deux périodes particulièrement humides de la série complète, à savoir 1978-1980 (période 6) et 1981-1983 (période 7). Cependant, la vraie particularité de ces 6 années est de présenter des $P\text{-}Q_{obs}$ bien inférieurs à ceux des autres périodes (tableau 4.3). Les plus grands volumes écoulés en crues et en étiage y sont présents, ainsi que la crue maximale de la série complète (tableau 4.4). Les jeux des paramètres provenant des calages dans les autres périodes sous-estiment les volumes écoulés et les durées de crues de ces deux périodes, mais les déviations y sont relativement faibles, de l'ordre de 20%. Avec quelques exceptions, les mêmes types de déviations sont présentes pour les autres variables hydrologiques. Par contre, les jeux de paramètres provenant des périodes 6 et 7 provoquent de grandes déviations sur les critères des autres périodes. En général, ils conduisent à des surestimations des variables hydrologiques en contrôle.

On trouve, en plus, des non-stationnarités significatives mais plus difficiles à comprendre au travers des informations disponibles sur les variables hydrologiques mesurées. Tel est le cas, par exemple, des périodes 1 (1963-1965) et 3 (1969-1971) qui se détachent par la surestimation des crues dans les autres périodes. Cela est d'autant plus remarquable quand on voit que la période 1 demeure bien stationnaire en ce qui concerne les autres critères.

Finalement, on note que par rapport aux fluctuations observées au niveau des variables hydrologiques, le critère de NASH reste dans une fourchette bien plus étroite, avec des déviations de l'ordre de 10 à 20% sur sa valeur en calage, exception faite des périodes 4 et 5, où les paramètres originaires des périodes plus humides produisent des déviations importantes de ce critère. Le soupçon déjà énoncé demeure selon lequel un critère de calage basé sur la minimisation des écarts quadratiques peut se révéler un choix moins convenable quand on s'intéresse à la reproduction d'une caractéristique spécifique de la relation pluie-débit, telle que les volumes écoulés, les crues ou les faibles débits.

Les commentaires listés ci-dessus, parce qu'ils montrent la possibilité d'établir un rapport entre les caractéristiques hydrologiques des périodes de calage et les conséquences sur ces mêmes caractéristiques en situation de contrôle, renforcent plutôt l'hypothèse 2[10].

[10] Des études approfondies sur la relation entre les valeurs des paramètres du modèle GR4J et différentes variables hydrologiques ont été développées par MAKHLOUF (1994). Les conclusions des ces études seront utiles dans l'interprétation des résultats que nous venons d'obtenir sur les fluctuations des valeurs des paramètres du modèle. Nous y reviendrons dans le chapitre 6.

Donnant donc suite à cet effort de vérification de l'hypothèse 2, nous avons encore réalisé les expériences suivantes :

a Calage de GR4J sur deux séries particulièrement typées, à savoir : 1976, l'année la plus sèche de la série complète, et la période 1979-1983 qui en plus d'être très humide possède les plus faibles valeurs de $P\text{-}Q_{obs}$ de la série complète. Les jeux des paramètres ainsi obtenus ont été ensuite utilisés pour le contrôle sur la série complète (1963-1987), les déviations sur les critères de qualité par rapport à la série complète ont été calculées.

b Calage de GR4J sur deux séries plus longues que celles mentionnées ci-dessus, mais qui les contiennent, à savoir : 1974-1978 et 1978-1987. L'objectif de cet essai étant de vérifier si un caractère très typé d'une série de calage peut être nuancé par l'ajout d'années moins typées. Comme dans le cas précédant, des contrôles ont été faits sur la série complète.

c Finalement, les paramètres provenant de deux séries longues de 10 ans et relativement homogènes en termes de la relation pluie-débit : 1963-1972 (plutôt sèche, avec $P\text{-}Q_{obs}$ élevé) et 1978-1987 (plutôt humide, avec $P\text{-}Q_{obs}$ faible) ainsi que la série complète (27 années) ont été utilisés en contrôle sur 9 sous-séries longues de 3 ans. L'objectif étant ici de comparer les déviations observées sur les critères quand on fait le contrôle en utilisant les paramètres calés sur 3 ans (fig. 4.6) avec les déviations sur les mêmes critères produites par les paramètres calés sur des séries plus longues.

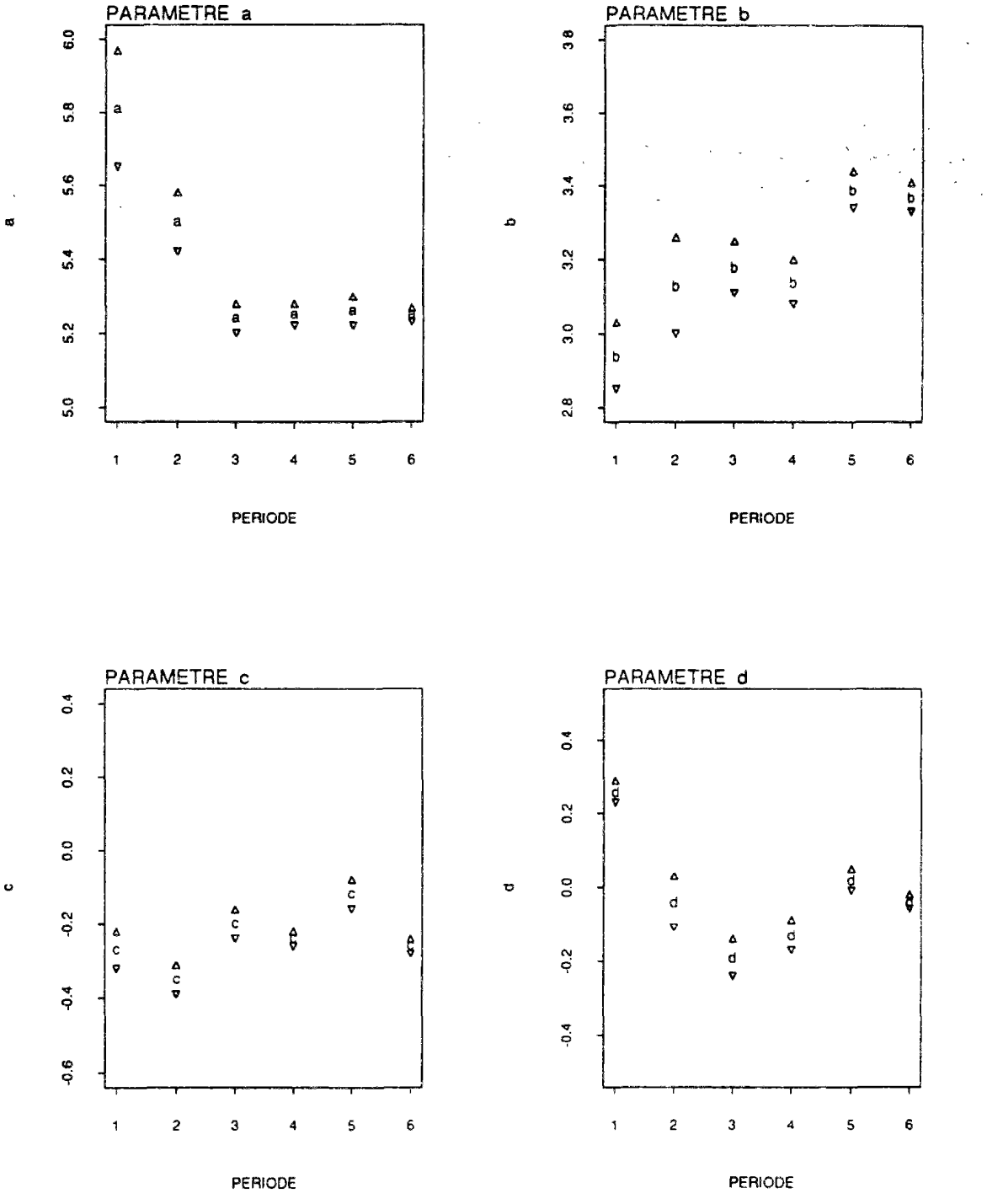
Avant de regarder l'évolution des variables hydrologiques, il semble intéressant de voir les valeurs prises par les paramètres calés sur ces nouveaux découpages de la série complète (fig. 4.7).

Dans cet essai, le paramètre a n'est sensible qu'aux périodes particulièrement sèches, où l'année 1976 a été inclue. Il est stationnaire dans les autres cas. De même, le paramètre d y prend des valeurs positives, conduisant à une perte d'eau au niveau du réservoir-eau-gravitaire. Cependant, l'ajout des années plutôt humides autour de 1976 lui font déjà reprendre des valeurs négatives. Il demeure plus sensible que le paramètre a à la période de calage.

Le paramètre b prend sa plus petite valeur pour l'année 1976. L'ajout des 4 années humides à 1976, le ramène aux valeurs prises pour les périodes 1979-1983 et 1978-1987, mais avec un écart-type plus important, effet probable de l'hétérogénéité dans la relation pluie-débit à l'intérieur de la période.

A la petite exception près du paramètre c, les paramètres calés en 1963-1972 sont proches des paramètres calés sur la série complète. Le paramètre c y est un peu plus grand, cependant il s'agit du paramètre le plus stable pour l'ensemble des autres essais développés.

Ainsi, les déviations des critères de qualité de GR4J par rapport à la série complète , quand celle-ci est contrôlée en utilisant les jeux de paramètres obtenus par calage des sous-séries décrites ci-dessus (fig. 4.8) semblent être imputables plus aux variations des paramètres b, c et d qu'à celles de a, à l'exception des périodes incluants 1976.



légende des périodes de calage :

1 : 1976-1976 2 : 1974-1978 3 : 1979-1983 4 : 1978-1987 5 : 1963-1972
6 : 1963-1989

Fig. 4.7 - Bassin Versant de l'Orgeval - Evolution dans le temps des paramètres *a*, *b*, *c* et *d*, calés sur des séries de durées variables

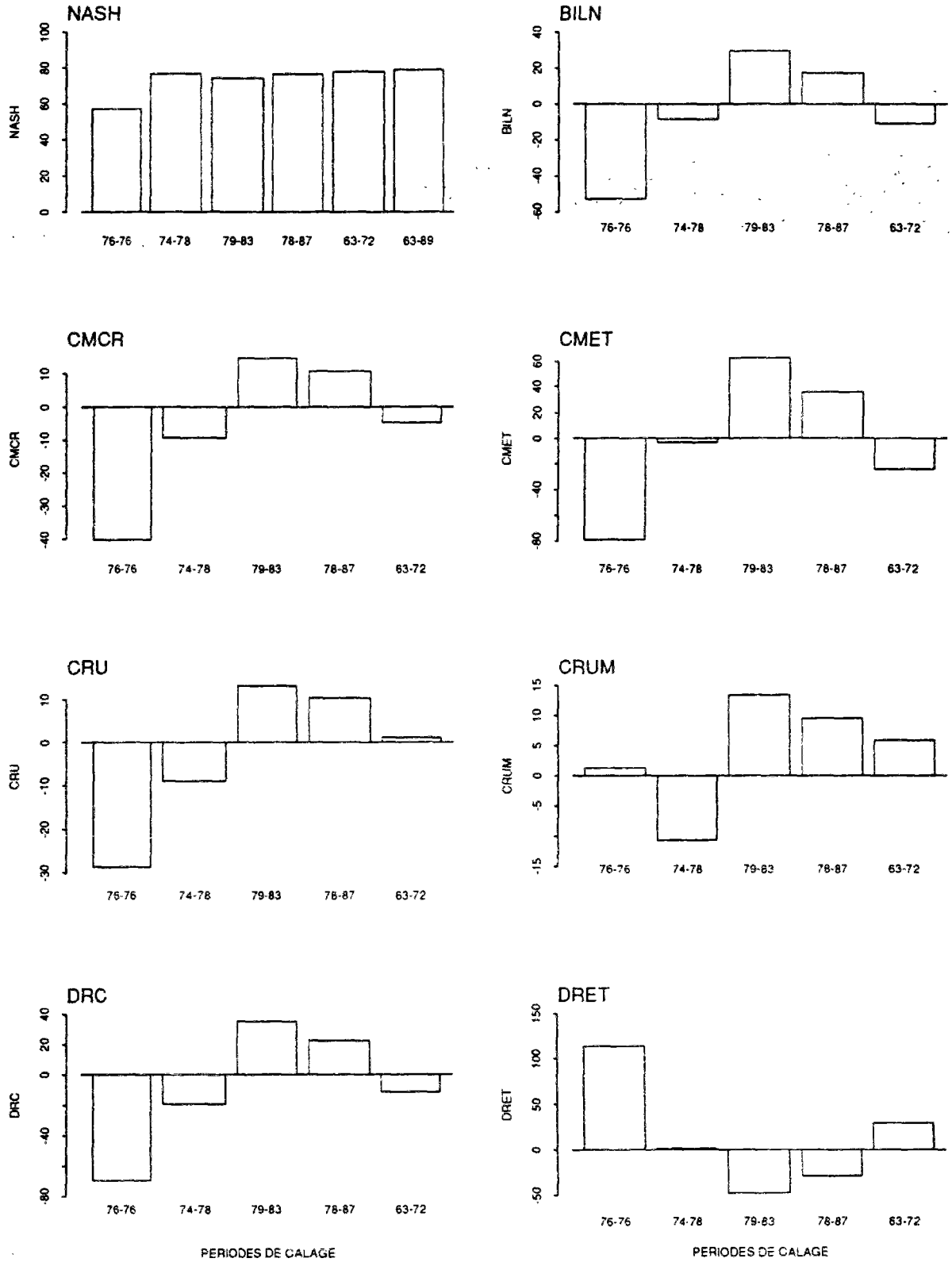


Fig. 4.8 - Bassin Versant de l'Orgeval - Déviation par rapport au calage sur la période 1963-1989 des contrôles en utilisant des paramètres calés sur des séries de longueurs variables

Le critère de NASH, comme nous avons déjà eu l'occasion de le remarquer, varie marginalement en fonction du jeu de paramètre utilisé en contrôle, sauf pour le calage en 1976, une année remarquablement singulière.

L'ensemble des déviations sur les autres critères confirment nos commentaires précédents concernant les conséquences du calage en période sèche ou humide sur les critères de qualité en contrôle.

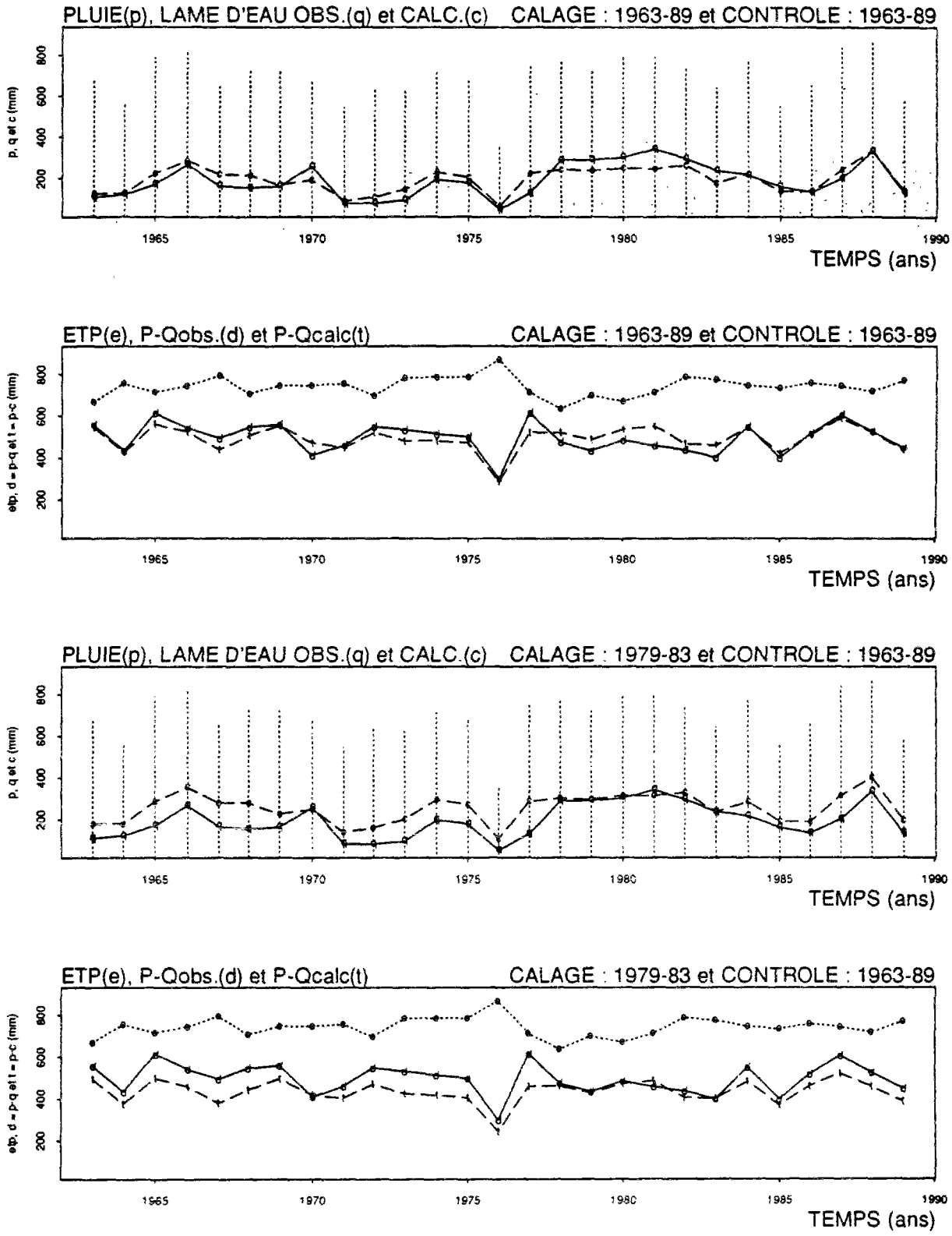
Quand, à une période particulièrement typée, on ajoute des années aux caractéristiques moyennes ou opposées, on arrive à diminuer le biais introduit par cette période sur le paramètres qui y sont calés et, en conséquence, sur le contrôle. Cette diminution se fait sentir d'une façon plus remarquable pour l'ensemble 1976 et 1974-1978 que pour l'ensemble 1979-1983 et 1978-1987. Donc, le fait d'utiliser pour le calage 10 années de donnée (1978-1987) à la place de 5 (1974-1978) n'assure pas forcément des déviations moins importantes en situation de contrôle, comme le suggèrent SOROOSHIAN, GUPTA et FULTON (1983)[11].

D'autre part, quand on regarde les valeurs annuelles des précipitations, des débits mesurés et calculés, des évapotranspirations potentielles et des $P\text{-}Q_{obs}$ et $P\text{-}Q_{calc}$ (fig. 4.9) on peut confirmer le soupçon que la relation pluie-débit dans la période 1979-1983 est considérablement différente de celle observée pour l'ensemble des autres années. Le calage sur la série complète montre une sous-estimation persistante des débits annuels dans cette période.

Quand, par contre, on fait le calage en 1979-1983 et le contrôle sur la série complète, le bon ajustement des valeurs annuelles dans la période de calage conduit à des surestimations généralisées des débits dans les autres années. Le fait de rajouter 5 ans à la série utilisée en calage ne change pas cette tendance.

Le calage sur une année unique très singulière par rapport à l'ensemble des données disponibles, comme c'est le cas de 1976, conduit à une sous-estimation généralisée des débits annuels. $P\text{-}Q_{calc}$, pour certaines périodes arrive même au niveau de l'ETP. Cependant, l'ajout de quelques années humides autour de 1976, pour construire une nouvelle série de calage, ramène les résultats au même niveau en contrôle sur la série complète. Cela signifie que l'exception de 1976 n'arrive pas à constituer une tendance persistante.

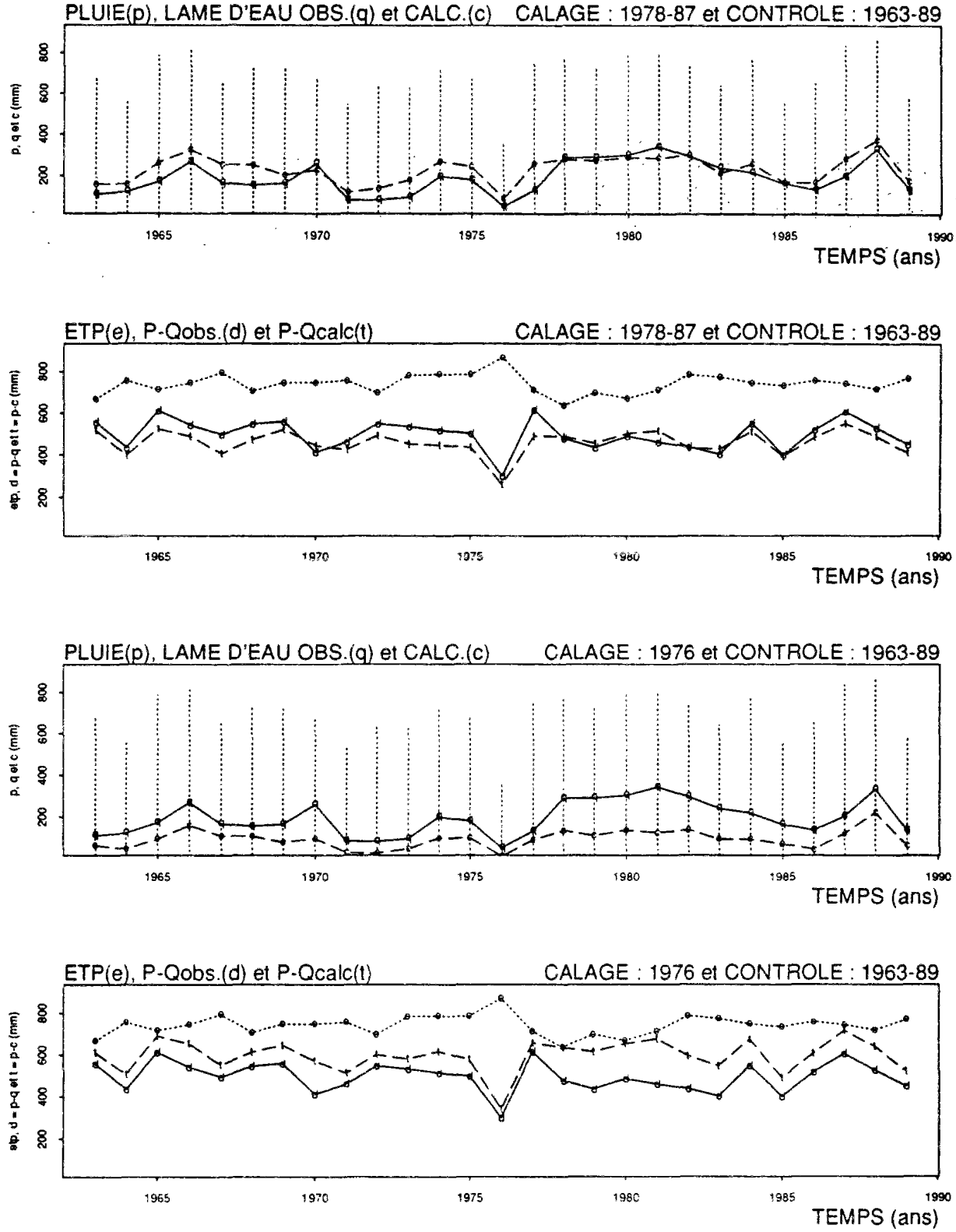
[11] Ainsi, on pourrais être amener à conclure que les séries contenant à la fois des périodes humides et sèches, comme 1974-1978 ou 1963-1972 sont plus adéquates au calage que les séries plutôt humides, telles que 1978-1987. Il s'agit là d'une conclusion un peu simpliste. D'abord, bien évidement parce que basée sur un unique cas étudié, le bassin de l'Orgeval. En plus, parce que pour l'instant, elle ne discute pas en détail les raisons d'un tel résultat. On y reviendra.



--e--e-- évapotranspiration
--q--q-- lame d'eau observée
--c--c-- lame d'eau calculée

__p_p__ hauteur de pluie
__d_d__ pertes par rapport à l'écoulement obs.
__t_t__ pertes par rapport à l'écoulement calc.

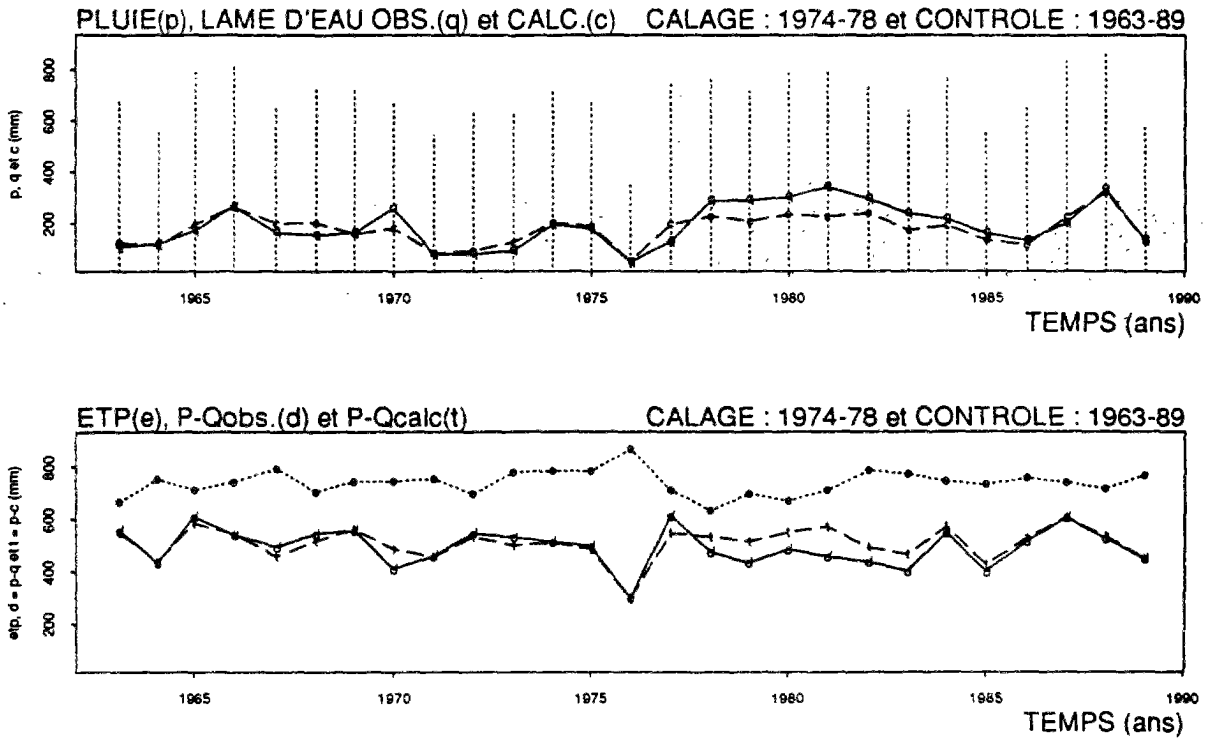
Fig. 4.9



--e--e-- évapotranspiration
--q--q-- lame d'eau observée
--c--c-- lame d'eau calculée

__p_p__ hauteur de pluie
__d_d__ pertes par rapport à l'écoulement obs.
__t_t__ pertes par rapport à l'écoulement calc.

Fig. 4.9 - (suite)



--e--e-- évapotranspiration
--q--q-- lame d'eau observée
--c--c-- lame d'eau calculée

__p_p__ hauteur de pluie
__d_d__ pertes par rapport à l'écoulement obs.
__t_t__ pertes par rapport à l'écoulement calc.

Fig. 4.9 - Bassin Versant de l'Orgeval - Précipitations, *ETP*, débits observés et calculés et pertes observées et calculées - Paramètres calés sur des séries de longueurs variables.

Finalement, nous avons réalisé le contrôle sur la série complète, par période de 3 années, en utilisant des jeux de paramètres calés sur deux séries de longueur égale à dix ans (1963-1972 et 1978-1989), ainsi que sur la série complète. Les résultats en terme d'évolution des critères de qualité, sont affichés dans la figure 4.10. On constate des déviations des critères de qualité de même nature que celles obtenues avec le calage par période de 3 ans (fig. 4.6). Bien que moins importantes, ces déviations demeurent sensibles, néanmoins.

Il faut noter que si l'on considère l'évolution des critères en situation de calage, la stationnarité de ces critères est obtenue à partir de séries de données assez courtes pour l'ensemble des critères, à l'exception des critères liés à la représentation des étiages et de la crue maximale (fig. 4.11).

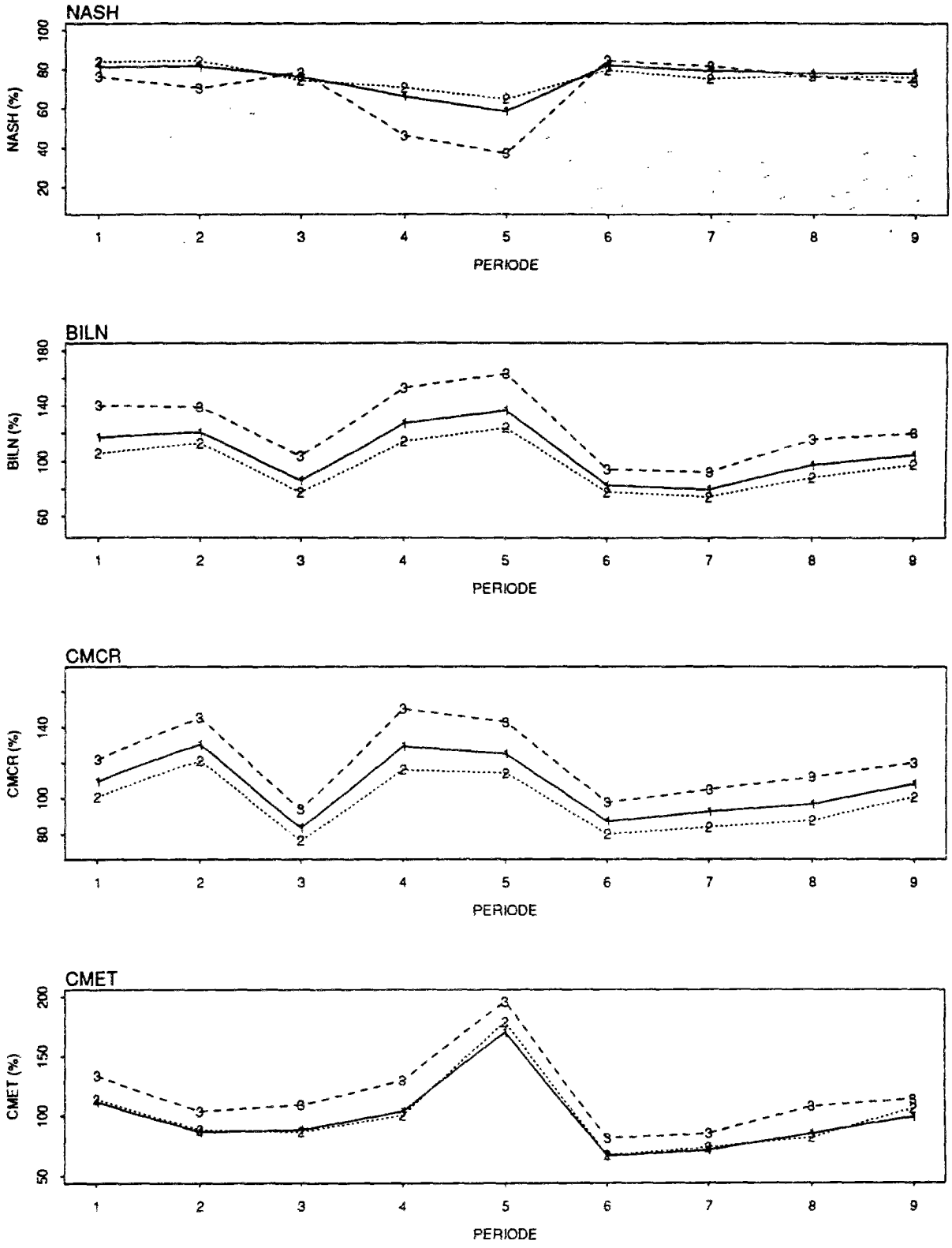
4.6.3 - La vraisemblance des hypothèses 1 et 2

A l'occasion des discussions concernant les méthodologies pour l'identification des effets d'actions anthropiques sur la relation pluie-débit au travers des modèles hydrologiques (paragraphes 4.1 à 4.4), nous avons insisté sur une condition préalable de robustesse de ce type de modèle aux variations du climat. Les idées sous-jacentes sont déjà classiques en modélisation, dans le domaine de l'Hydrologie. Elles présupposent, tout d'abord que les processus hydrologiques à l'échelle du bassin versant sont relativement stationnaires, au long du temps, en l'absence de changements dans l'occupation du sol.

Bien entendu, il y a des variations saisonnières dans l'année et des périodes plus sèches ou plus humides au fil des ans. Ces fluctuations climatiques jouent sur l'état d'humidité du sol, sur la couverture végétal, sur la porosité du sol et sur d'autres facteurs capables d'influencer l'hydrologie du bassin. Néanmoins, on postule que des observations assez longues des processus hydrologiques peuvent traduire un comportement moyen du bassin à ce sujet, qui est d'autant plus représentatif qu'il est supposé stationnaire.

De plus, quand il s'agit de modélisation pluie-débit par des modèles paramétriques (ME, MC et MFP), il est tout à fait raisonnable de faire l'hypothèse que les paramètres de ces modèles présentent des liens avec les processus dans le bassin, même quand le modèle est un ME. Par contre, ces paramètres doivent être relativement indépendants des variables de forçage, en particulier si la série des données de calage est représentative d'un processus admis comme stationnaire. Telle est la logique sous-jacente à toute notre démarche jusqu'à présent. Or, le calage de GR4J par sous-séries de 3 années montre des fluctuations importantes des valeurs des paramètres en fonction de la sous-série de calage utilisée (paragraphe 4.5).

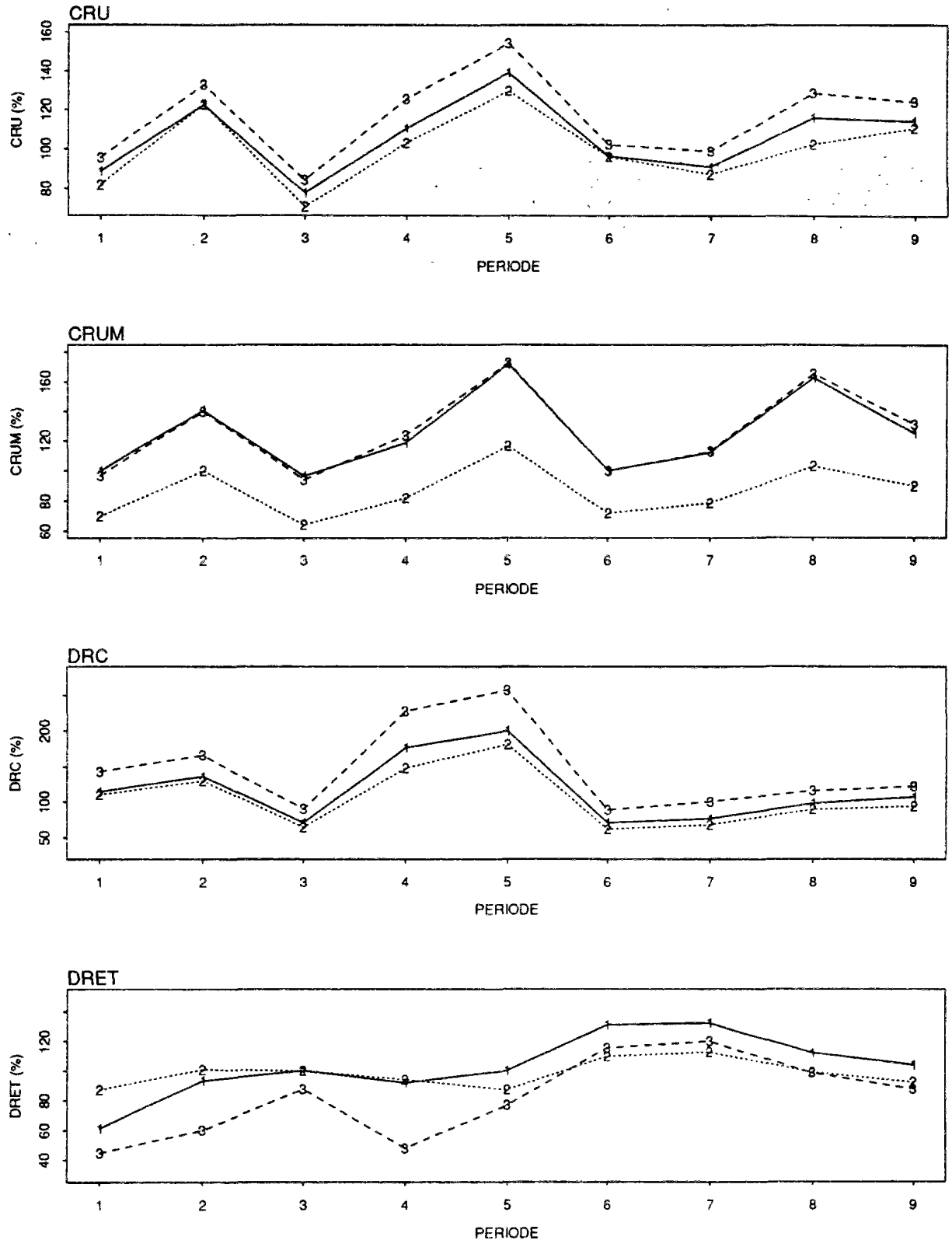
Les essais visant à vérifier la convergence des paramètres semblent invalider l'hypothèse 1, du seul fait des incertitudes sur les données et sur la modélisation. Il faut dire que la convergence des valeurs des paramètres telle qu'on l'a décrite, est une condition nécessaire mais non suffisante pour vérifier l'hypothèse 1. Cette convergence peut être obtenue même si les fluctuations des paramètres sont plutôt dues aux caractéristiques hydrologiques spécifiques de chaque période (hypothèse 2). Il suffit pour cela que la fonction critère utilisée pour le calage soit capable de moyenner les biais introduits par les sous-séries ou que la non-linéarité du processus ou du modèle s'en charge. Dans ce cas, la convergence ou non des paramètres sera plutôt fonction de la longueur de chaque sous-série et de la possibilité que le biais introduit par une sous-série soit compensé par un autre biais, en sens opposé, introduit par une autre sous-série.



légende des périodes de calage :

1 : 1963-1989 2 : 1963-1972 3 : 1978-1987

Fig. 4.10



NASH = critère de NASH | *BILN* = rapport de bilan | *CMCR* = r. des cumuls des crues | *CMET* = r. des cumuls d'étiages
CRU = r. des crues annuelles moy. | *CRUM* = r. crues m.-maximorum | *DRC* = rapport des durées de crue | *DRET* = r. des durées d'étiage

Fig. 4.10 - Bassin Versant de l'Orgeval - Evolution dans le temps des critères de qualité de GR4J pour des contrôles successifs - calage sur des séries de longue durée

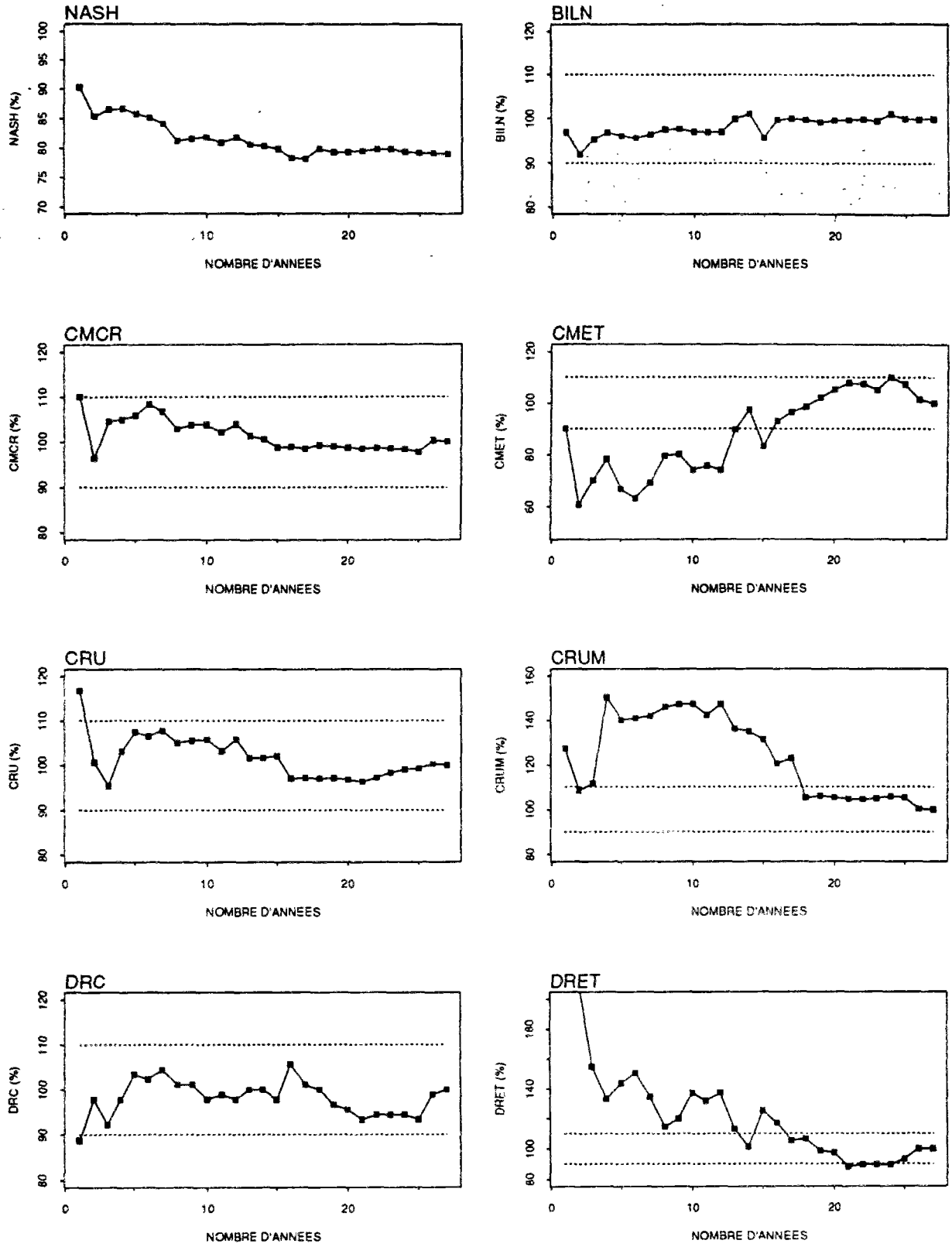


Fig. 4.11 - Bassin Versant de l'Orgeval - Evolution dans le temps des critères de qualité de GR4J en calage - paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - calés sur des périodes de longueur $\sum_{t=0}^{t=26} t+1$

Cette observation semble mieux rendre compte du fait qu'un paramètre calé sur plusieurs sous-séries converge parfois vers la valeur du même paramètre calé sur la série complète et d'autres fois ne le fait pas, en fonction du découpage utilisé de la série complète.

D'autre part, les essais concernant l'hypothèse 2 indiquent que les valeurs prises par les paramètres traduisent des reproductions assez différentes de comportements hydrologiques du bassin versant. Les écarts sur les variables hydrologiques, en fonction du jeu de paramètres utilisé en contrôle peuvent être importants. De plus, il est possible d'établir un rapport entre les caractéristiques hydrologiques d'une période de calage et le type de biais que le jeu de paramètres obtenu sur cette période introduit sur les périodes ayant des caractéristiques hydrologiques opposées.

Il faut noter que le fait d'augmenter le nombre d'années utilisées pour le calage n'arrive pas toujours à rendre stationnaire la reproduction de la relation pluie-débit par le modèle. Dans ce cas, l'acceptation de l'hypothèse 2 ne constitue pas en soi une validation de l'explication des fluctuations des paramètres par un effet d'échantillonnage.

Si l'hypothèse 2 est celle qui explique le mieux les fluctuations des valeurs des paramètres il nous resterait encore un certain nombre de questions à traiter. Par exemple, est-ce que ce lien entre les paramètres et les sous-séries utilisées pour le calage traduirait un changement effectif ayant eu lieu dans la relation pluie-débit, à l'échelle du bassin versant ? Où est-ce qu'il indiquerait tout simplement une trop grande sensibilité du modèle aux fluctuations climatiques, en raison d'une représentation incomplète du phénomène modélisé qui le rendrait, par exemple, dépendant des variables de forçage ? N'y aurait-il pas cependant un certain effet des incertitudes associées aux données de mesure combiné à l'effet dû aux caractéristiques hydrologiques de la série utilisée dans le calage ? Ces questions doivent guider nos prochaines réflexions.

4.7 - LE CALAGE ET LES RESIDUS DU MODELE

4.7.1 - Les résidus et les hypothèses statistiques les concernant

Dans le chapitre 1 nous avons eu l'occasion de discuter de certaines procédures usuellement employées dans le calage des modèles hydrologiques, en particulier les procédures dites automatiques, et des méthodes pour l'analyse des incertitudes sur le calage et le contrôle de ce type de modèle.

Dans le chapitre 2 nous avons décrit les processus de calage et d'analyse des incertitudes utilisés avec le modèle GR4J, à savoir, le calage par la méthode des moindres carrés et l'estimation des incertitudes par une méthode fondée sur l'analyse du premier ordre telle qu'on la fait dans le cas des modèles linéaires, au sens statistique.

Quand on applique les méthodes ci-dessus, il faut tenir compte d'un certain nombre d'hypothèses, souhaitables à divers degrés, relatives aux résidus du modèle (ε_t). Encore dans le chapitre 1 nous avons eu l'occasion de les lister et nous les rappelons ci-dessous :

a les résidus doivent avoir pour moyenne zéro et une variance σ_ε^2 constante, c'est à dire, $E(\varepsilon_t)=0$ et $E(\varepsilon_t^2)=\sigma_\varepsilon^2$;

b les résidus ne doivent pas être autocorrélés, c'est à dire que $E(\varepsilon_t \varepsilon_{t-k}) = 0$, pour tous les $k \neq 0$[12] ;

c ε_t doit être distribué selon une loi normale, pour permettre l'application des tests de significativité.

Pour l'analyse des résidus de GR4J, nous avons utilisé les formulations suivantes, qui sont des estimateurs statistiques de certaines des variables que l'on vient de mentionner :

a $\{\varepsilon_t\}$, par $e_j = Q_{j,obs} - Q_{j,calc}$
le résidu journalier au jour j ;

b $\{E(\varepsilon_t)\}$, par $\overline{e} = n^{-1} \sum_{j=1}^{n} e_j$
le résidu journalier moyen pluriannuel ;

c $\{E(\varepsilon_t^2)\}$, par $s^2 = n^{-1} \sum_{j=1}^{n} (e_j - \overline{e})^2$
la variance estimée du résidu journalier ;

d le résidu absolu journalier moyen pluriannuel $\overline{e}_{abs} = n^{-1} \sum_{j=1}^{n} |e_j|$

e $\{E(\varepsilon_t \varepsilon_{t-1})\}$, par $r_{j-1} = (n-1)^{-1} \sum_{j=1}^{n-1} (e_j e_{j+1}) s^{-2}$
le coefficient d'autocorrélation du premier ordre.

Le calage de GR4J sur la série complète (1963-1989) fourni comme statistiques sur les résidus les valeurs montrées dans le tableau 4.8.

Tableau 4.8 - Bassin versant de l'Orgeval - modèle GR4J
Résultats de calage sur la série de 27 ans - statistiques sur les résidus

Statistiques	Résultats
$\overline{e}$	-0,01 mm/j
s^2	0,19 (mm/j)^2
$\overline{e}_{abs}$	0,19 mm/j
r_{j-1}	0,53

WALTER et PRONZATO (1994) proposent la statistique suivante pour vérifier l'hypothèse de $E(\varepsilon_t) = 0$:

si e_j suit une loi normale $N(\overline{e}, s^2)$, $\overline{e}$ suit une loi $N(\overline{e}, s^2/n)$ et au niveau $\alpha = 0,05$ l'hypothèse de $E(\varepsilon_t) = 0$ est rejetée si $|\overline{e}| > 2\sqrt{s^2/n}$.

[12]Dans le cas de GR4J, on peut l'exprimer par tous les $k > k_{min}$, avec probablement $k_{min} > 2.C$

Donc, dans le cas présent on accepte l'hypothèse $E(\varepsilon_i)=0$. Cependant, si l'on peut admettre qu'en raison du théorème de la limite centrale, $\bar{e}$ suit approximativement la loi $N(\bar{e},s^2/n)$, même quand e_j n'est pas distribué selon la loi $N(\bar{e},s^2)$, les hypothèses de stationnarité de la variance et d'indépendance des résidus sont essentielles, selon WALTER et PRONZATO (1994), pour l'interprétation adéquate de cette vérification. Pour l'instant, donc, on ne peut que constater la faible valeur de $\bar{e}$[13].

La figure 4.12 montre l'évolution des résidus journaliers pluriannuels, moyennés par mois, ainsi que les valeurs moyennes mensuelles des précipitations, des *ETP*, des lames d'eau observées et calculées, et du rapport np/nn, c'est à dire entre le nombre de $e_j > 0$ et le nombre de $e_j < 0$.

[13] D'une façon générale, dans l'étude des hypothèses concernant les résidus du modèle, nous avons adopté plutôt des analyses exploratoires, comme celles proposées par TUKEY (1977). Cette démarche n'est pas incompatible avec l'application de tests statistiques recommandés dans la littérature (*e.g.*: HOLDER, 1985 ; WALTER et PRONZATO, 1994), bien au contraire. Cependant, l'analyse exploratoire nous semble suffisante dans le cas présent, car elle est ici surtout une confirmation de résultats déjà classiques dans la modélisation pluie-débit (*e.g.* : TROUTMAN, 1985-2 et KUCZERA, 1983).

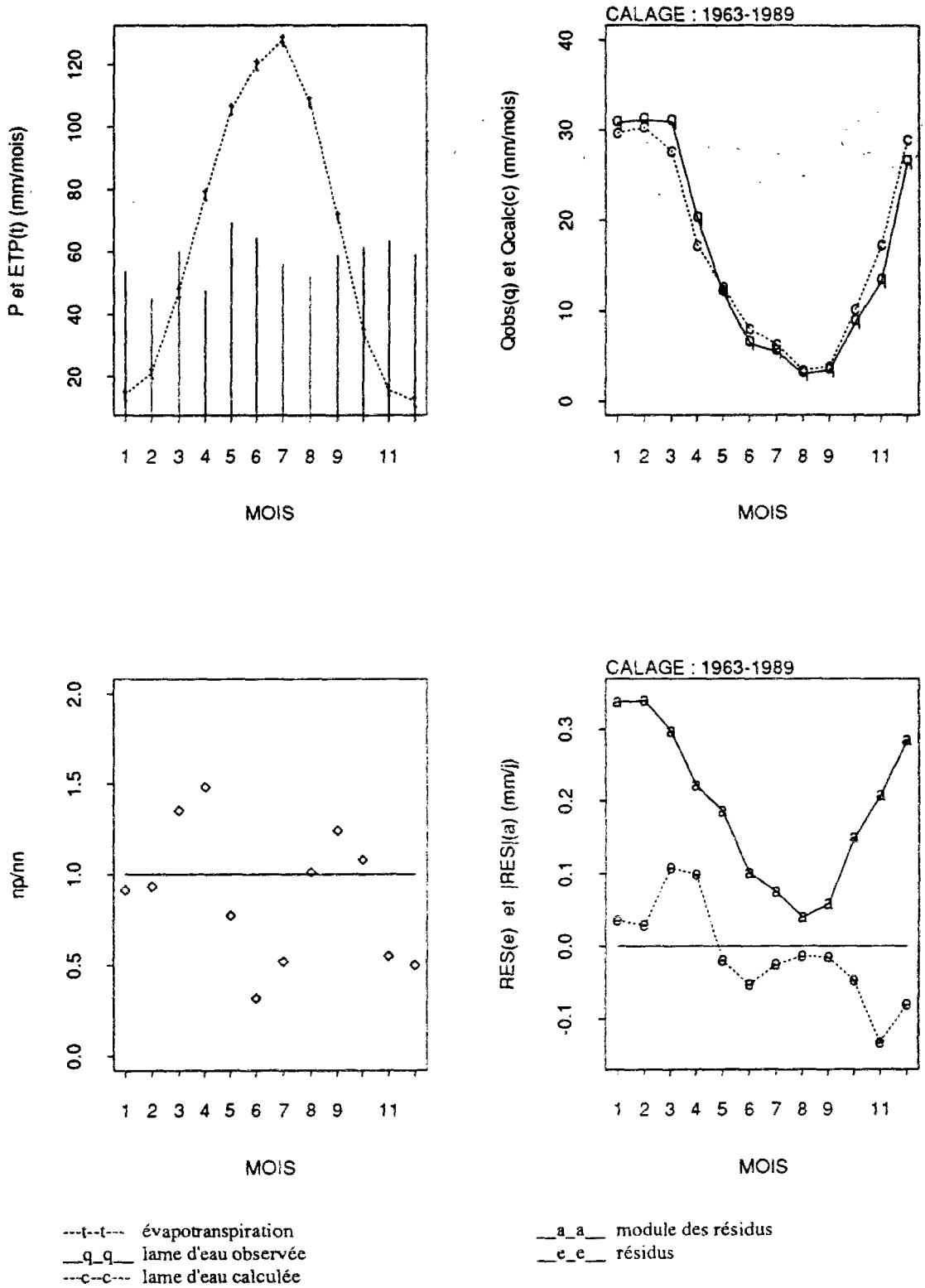


Fig. 4.12 - Bassin versant de l'Orgeval - calage du modèle GR4J moyennes mensuelles (pluriannuelles) des P, ETP, Q_{obs}, Q_{calc}, et valeurs journalières des résidus pluriannuels, moyennées sur les mois

Malgré la faible valeur de $\overline{e}$ pluriannuel, les résidus peuvent varier considérablement au cours de l'année. L'évolution de $\overline{e}_{abs}$, mensuel montre que les erreurs sont plus importantes en période humide. D'après $\overline{e}$ mensuel, ils sont plutôt négatifs du début de la période sèche au début de la période humide et plutôt positifs au long de cette dernière période. Ces tendances sont en gros confirmées par le rapport np/nn ainsi que par l'évolution de e_j au long du temps (fig. 4.13).

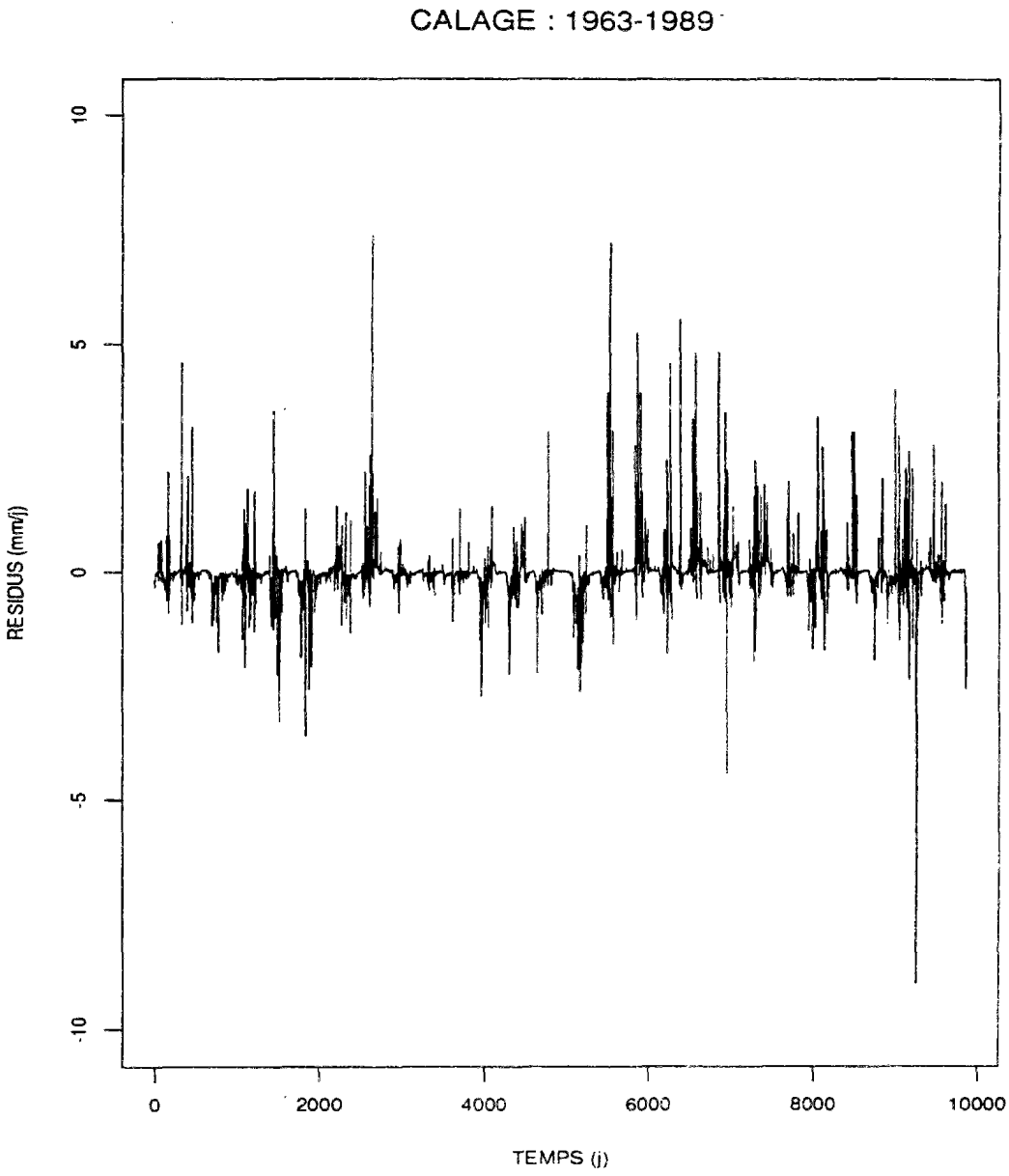


Fig. 4.13 - Bassin versant de l'Orgeval - calage du modèle GR4J
résidus journaliers en fonction du temps

D'une part, le fait que la variance n'est pas stationnaire peut aussi être constaté au travers de la figure 4.14, où il est aisé de voir que les résidus sont progressivement plus importants avec l'augmentation des Q_{calc}. D'autre part, la tendance à sous-estimer les forts débits, déjà discutée dans le chapitre 3, et qui explique les valeurs positives de $\overline{e}$ mensuel dans la période humide (fig. 4.12) ainsi que l'évolution de e_j (fig. 4.13) dans le temps peut être confirmée par le graphique des Q_{calc} versus Q_{obs}.

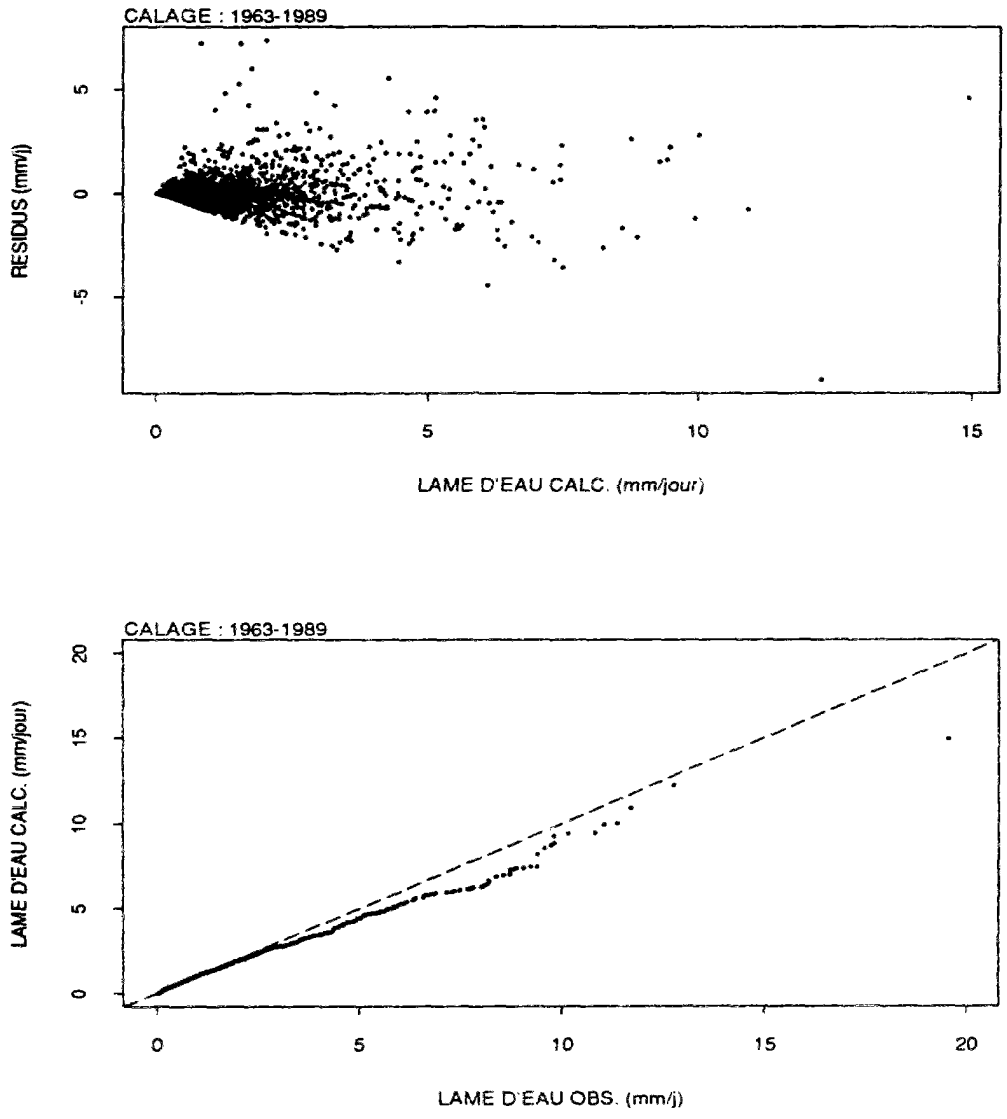


Fig. 4.14 - Bassin versant de l'Orgeval - calage du modèle GR4J résidus journaliers versus Q_{calc} et Q_{calc} versus Q_{obs}.

L'histogramme des résidus journaliers et le graphique d'ajustement des résidus journaliers à la loi normale, nous permettent de conclure que ces résidus ne suivent pas une loi normale (fig. 4.15).

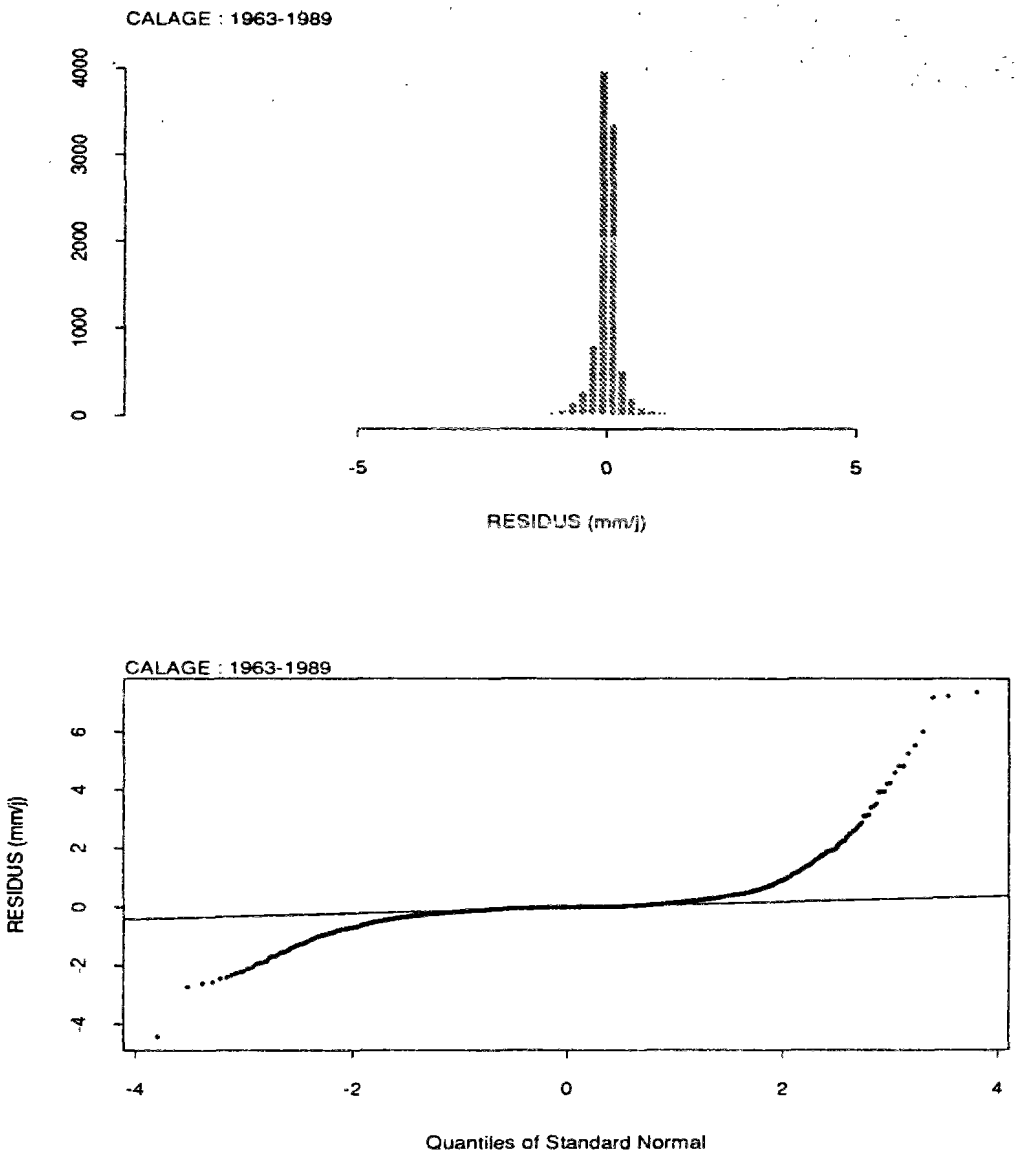


Fig. 4.15 - Bassin versant de l'Orgeval - calage du modèle GR4J
histogramme et ajustement des résidus à la lois normale

Finalement, l'existence d'une certaine autocorrélation entre les résidus journaliers est confirmée à l'examen de la fig. 4.16.

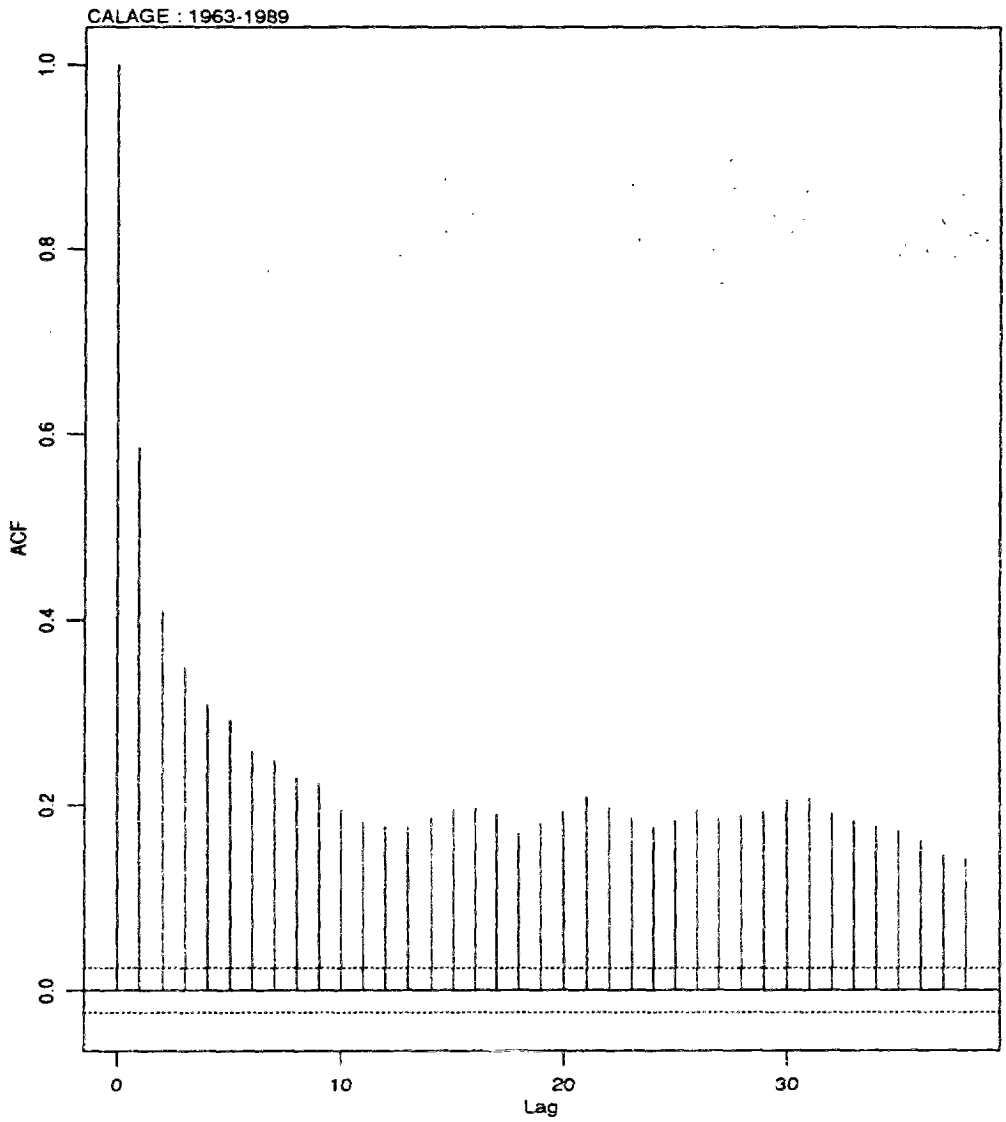


Fig. 4.16 - Bassin versant de l'Orgeval - calage du modèle GR4J
autocorrélogramme des résidus journaliers

4.7.2 - Les résidus et leurs origines

Dans la figure 4.13, nous avons sélectionné quelques exemples de valeurs élevées de résidus journaliers et ensuite nous avons construit un certain nombre de hyétogrammes et d'hydrogrammes pour essayer de déterminer l'origine de ces erreurs.

Comme l'a déjà souligné KAUARK-LEITE (1990), entre autres, l'une des principales causes de ces résidus semble être liée à un problème structural des modèles à réservoir. Il s'agit de la reprise des écoulements après des périodes sans pluie relativement longues, comme en automne. Le modèle, qui fait une reproduction correcte des faibles débits, a du mal à

répondre de façon adéquate au forçage des pluies fortes qui peuvent éventuellement avoir lieu en début de cette saison (fig. 4.17).

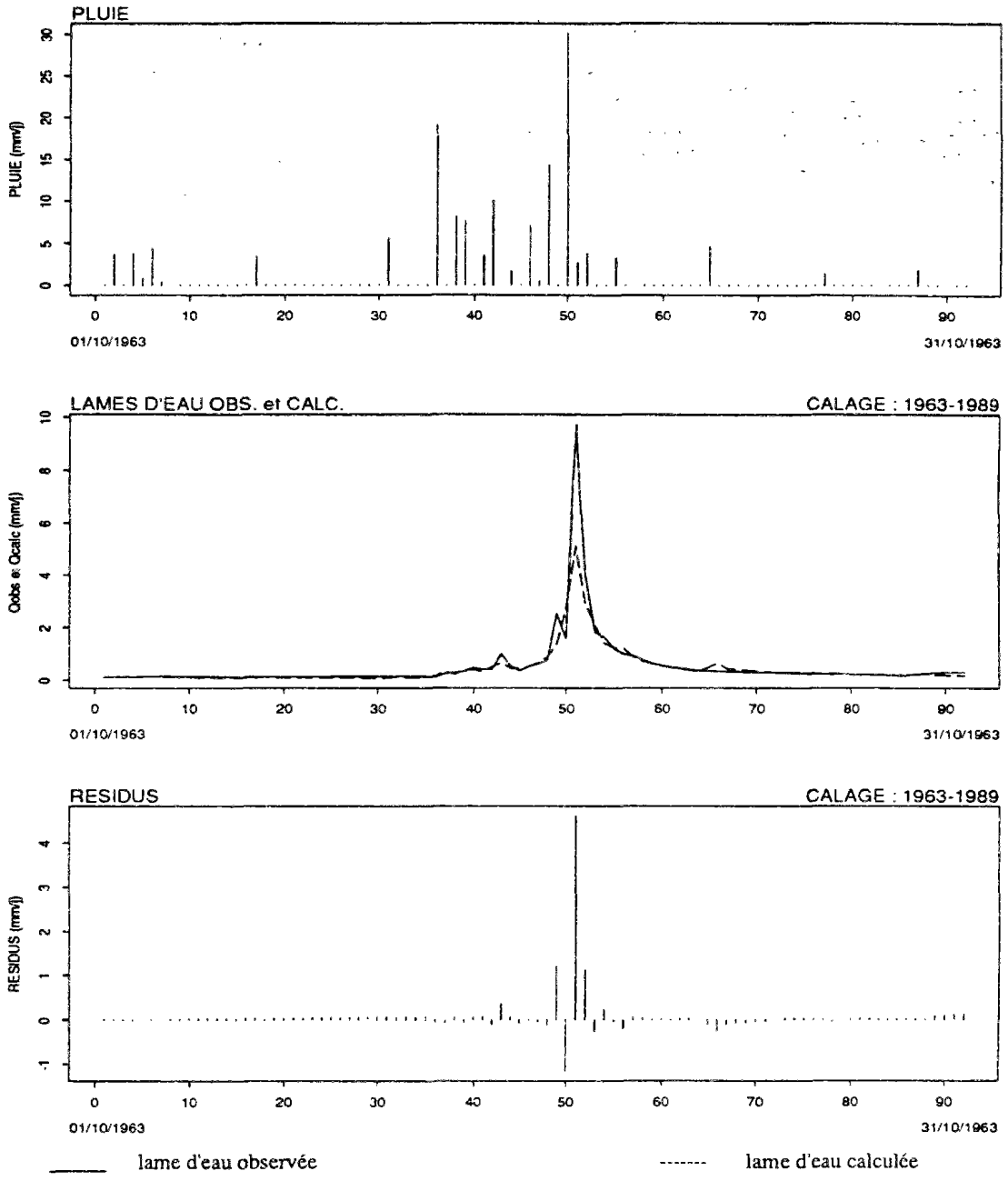


Fig. 4.17 - Bassin versant de l'Orgeval - calage du modèle GR4J
P, Q_{obs}, Q_{calc} et e_j en octobre 1963

Le réservoir qui représente l'eau emmagasinée dans le bassin peut se trouver presque vide à cette époque, tandis que la réaction du bassin à la forte pluie peut être contrôlée par des phénomènes non prévus dans le modèle, tels que la formation de ruissellement superficiel généralisé, une fois que l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'infiltration, même si les réserves d'eau dans le bassin sont faibles.

Cela n'empêche pas que des réponses opposées du modèle se produisent en plein milieu de périodes humides, comme c'est le cas pour le résidu négatif le plus important du présent calage de GR4J (fig. 4.18). Ici, les mois de janvier à mars 1988 on été bien arrosés par des pluies faibles mais fréquentes. Pendant le moi d'avril et le début mai on observe très peu de jours pluvieux et les débits redescendent à des valeurs faibles. GR4J reproduit correctement les débits observés dans l'ensemble de ces mois. Les erreurs les plus importantes de la période se trouvent sur les pointes de certaines crues. Le 9 mai, une forte pluie (pour la région) a lieu, d'une hauteur de 60 mm en un jour. Le modèle reproduit la réaction d'un bassin en période humide et génère une crue dont le maximum est dans les environs de 12 mm, tandis que le pic de la crue mesurée est à 3 mm.

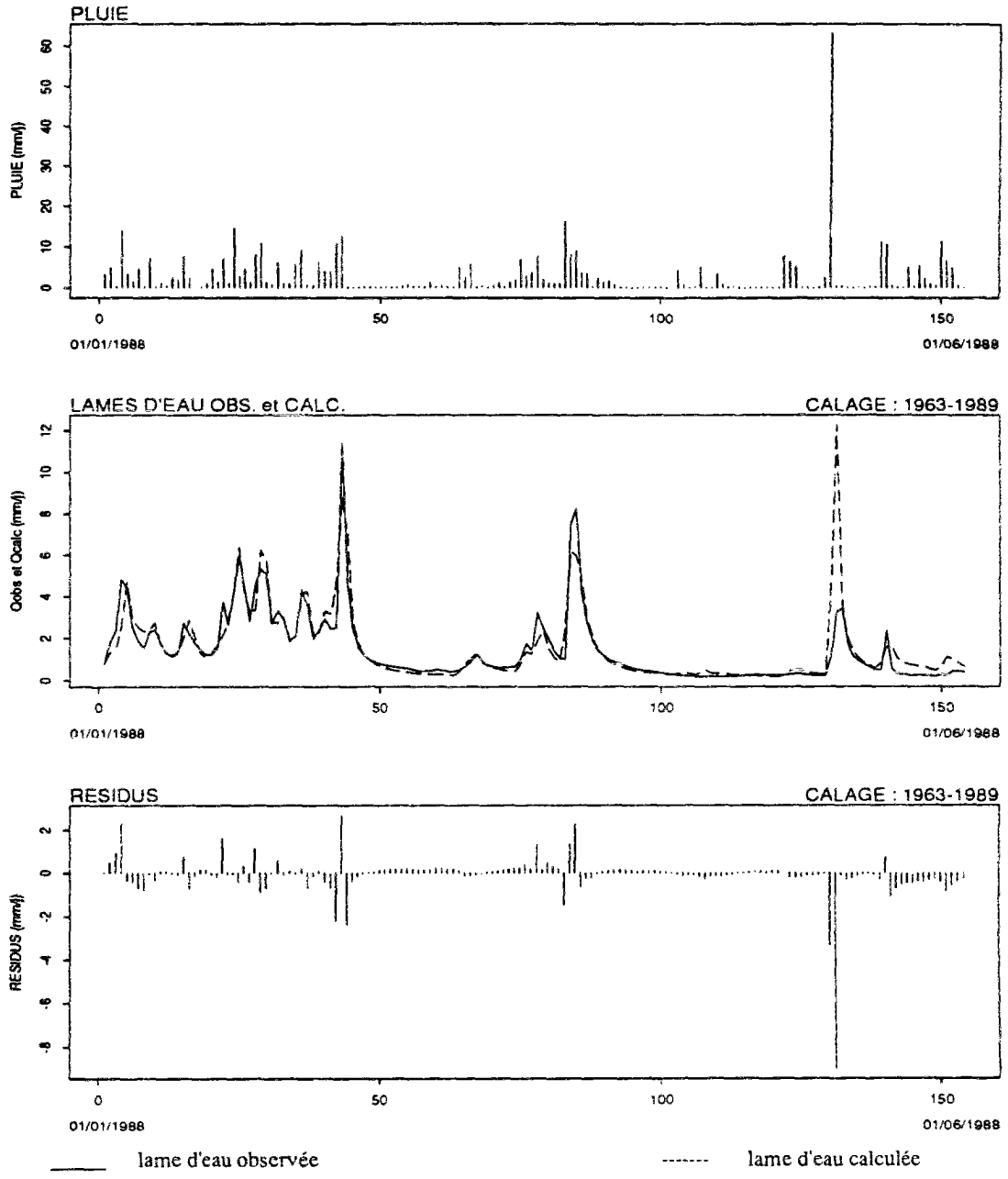


Fig. 4.18 - Bassin versant de l'Orgeval - calage du modèle GR4J
P, Q_{obs}, Q_{calc} et e_j en hiver et au printemps 1988

D'autre part, l'erreur de décalage dans le temps peut conduire à des erreurs importantes en valeur absolue, même si la reproduction des débits observés par le modèle est assez correcte. Dans l'exemple montré à la figure 4.19, l'une des plus fortes erreurs des 2000 premiers jours de simulation provient de ce fait. Nous pouvons aussi voir comment l'autocorrélation des résidus est générée par exemple en raison d'une surestimation persistante des débits par le modèle. On fait ici référence aux 60 premiers jours de la simulation affichée.

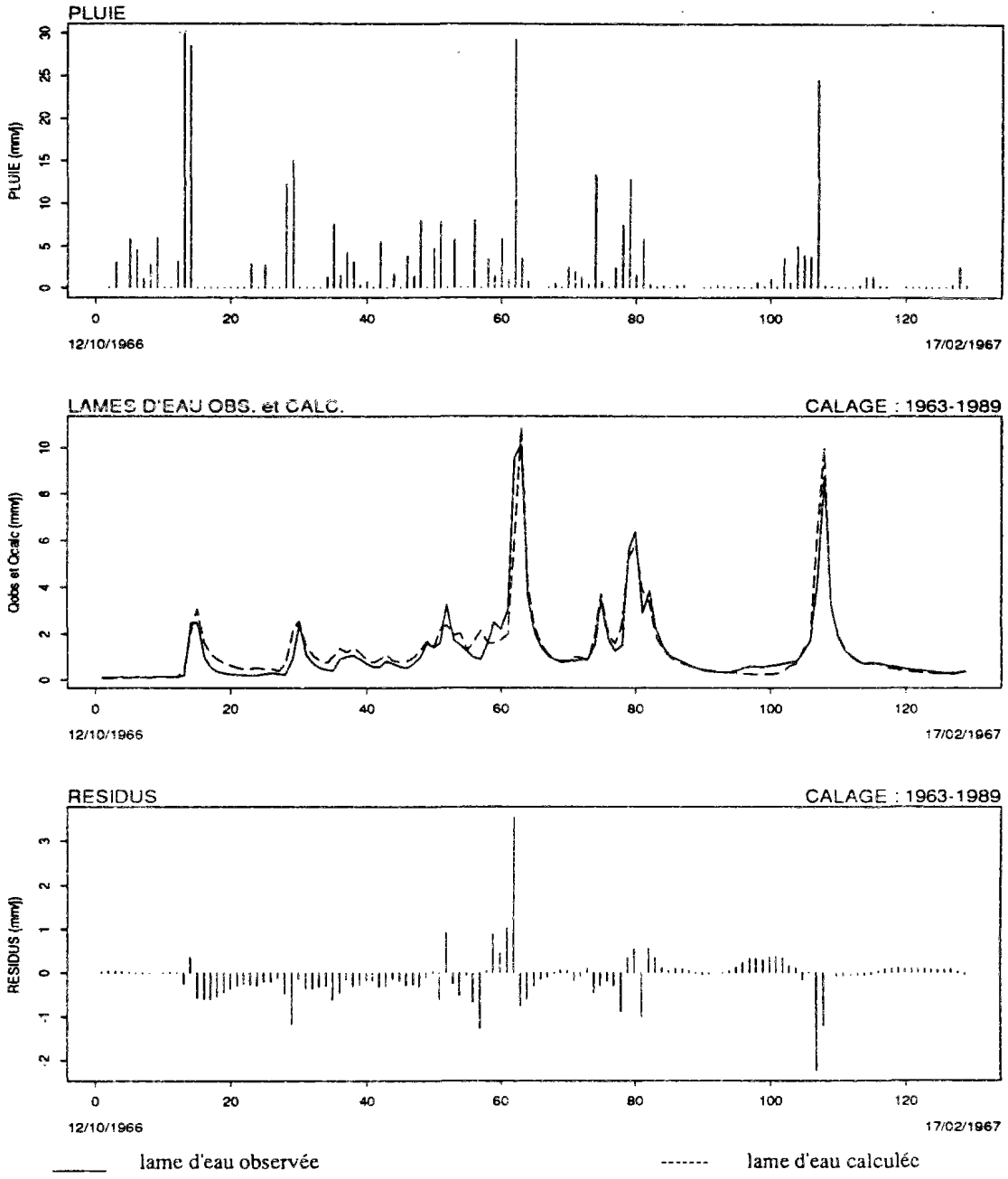


Fig. 4.19 - Bassin versant de l'Orgeval - calage du modèle GR4J
P, Q_{obs}, Q_{calc} et e_j en automne 1966 et en hiver 1967

Finalement, on peut parfois soupçonner l'existence d'éventuelles erreurs de mesure, comme dans le cas de la crue qui se produit dans le bassin entre le 10 et le 17 mars 1970 (fig. 4.20). Il s'agit ici d'une lame écoulée qui semble un peu excessive par rapport aux pluies des jours précédents ainsi que par rapport aux réponses du bassin concernant les 50 premiers jours de simulation.

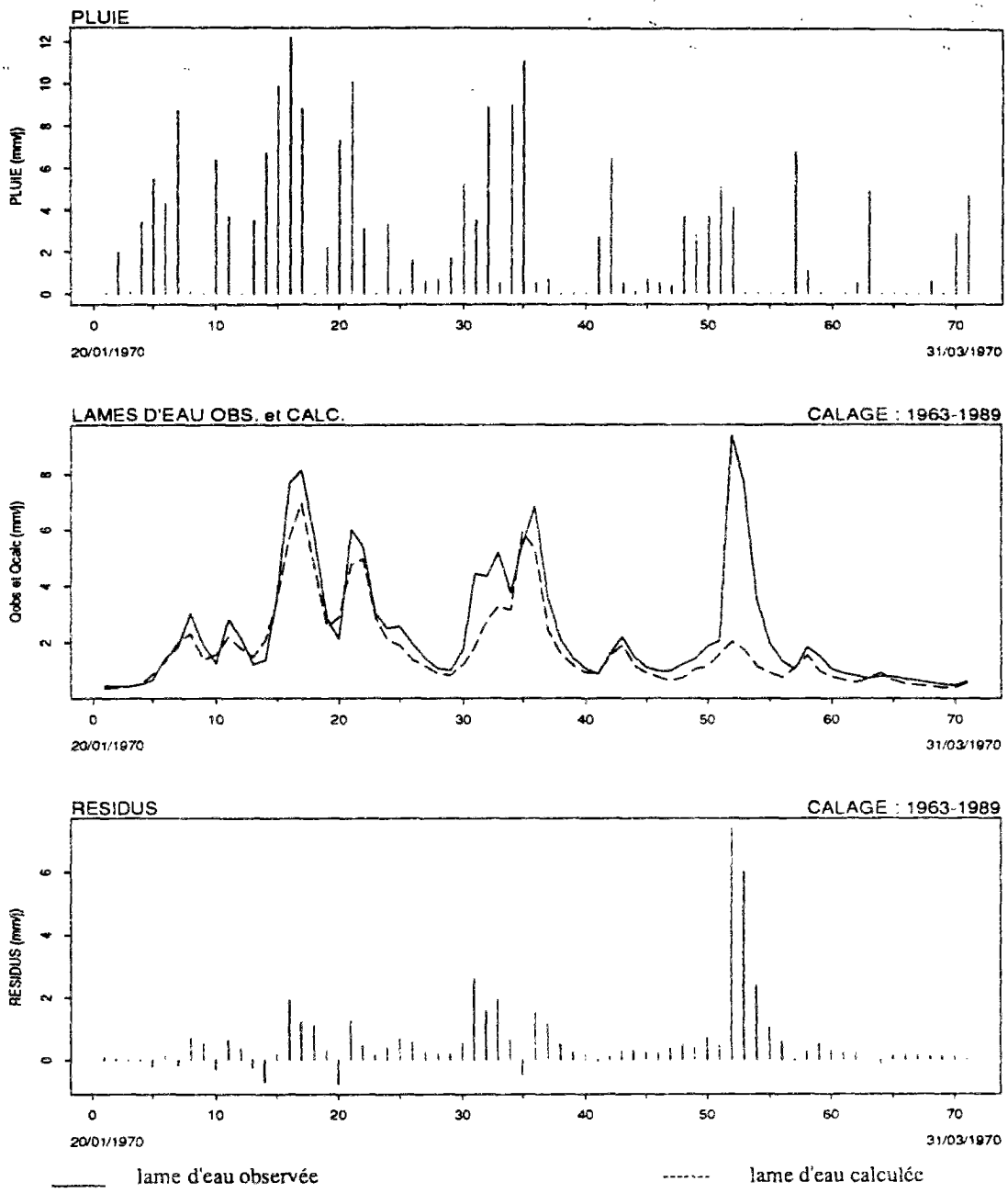


Fig. 4.20 - Bassin versant de l'Orgeval - calage du modèle GR4J
P, Q_{obs}, Q_{calc} et e_j en hiver et au printemps 1970

Il s'agit, cependant, d'un phénomène possible. De plus, dans notre démarche nous faisons en général le choix de respecter les données de mesure à moins d'aberrations évidentes, car il ne nous semble pas justifié de remplacer une donnée peut-être douteuse par une autre donnée aussi douteuse dans le but d'améliorer les critères de qualité du modèle. Une des caractéristiques propres à la modélisation en Hydrologie est que le modélisateur en général n'a pas le contrôle des observations de terrain.

Il est encore intéressant de remarquer que les caractéristiques d'hétéroscedasticité et d'autocorrélation des résidus du modèle ne sont pas surprenantes, étant donné le phénomène modélisé et la procédure de modélisation.

L'autocorrélation des résidus est pour ainsi dire une conséquence "mécanique" du fait que l'on a affaire à un processus continu lissé. Le lissage découle d'une part du propre processus de ruissellement et de routage dans le bassin et d'autre part du processus de calcul des données de débit journaliers à partir des valeurs instantanées des limnigraphes. Donc, il est bien clair que si les débits calculés par le modèle décrochent un peu des débits observés, les résidus seront forcément autocorrélés.

D'autre part, d'après ce qu'on a vu ci-dessus, l'hétéroscédasticité peut avoir son origine dans le temps de réponse du modèle, qui peut être différent de celui du bassin, dans l'alternance des séquences sèches-humides au cours du temps. En tout cas, les erreurs ne sont susceptibles de changer qu'au rythme des impulsions importantes d'entrée des pluies.

Ainsi, il nous faut considérer la structure des résidus que l'on vient de décrire comme propre à la modélisation en Hydrologie, cela étant valable pour n'importe quelle stratégie de modélisation (ME, MC ou MFP). Bien entendu, ce qui est en cause ce n'est pas la dite structure mais l'adéquation des méthodes statistiques qu'on utilise pour l'analyse des résultats de calage et de l'incertitude des modèles ; on reviendra sur les méthodes proposées dans la littérature pour traiter le problème.

Cependant, nous considérons important de souligner l'origine des erreurs dans la modélisation en Hydrologie, car on peut éventuellement à force de vouloir faire correspondre les résidus aux hypothèses statistiques s'éloigner excessivement du raisonnement sur le phénomène modélisé.

4.7.3 - Les conséquences des caractéristiques statistiques des résidus pour le calage et l'analyse des incertitudes de GR4J

On s'accorde dans la littérature pour affirmer que, lorsque les résidus du modèle présentent des caractéristiques de non indépendance dans le temps, d'hétérocédasticité et de non ajustement à la loi normale, comme c'est le cas ici, l'adoption du calage par les moindres carrés peut conduire à une augmentation du risque de maxima locaux, ainsi qu'à des analyses de sensibilité et d'incertitude des paramètres fallacieuses (*e.g.* SOROOSHIAN et DRACUP, 1980 ; KUCZERA, 1982 ; KUCZERA, 1983a ; DUAN, SOROOSHIAN et GUPTA, 1992).

En conséquence, on doit prendre en compte soit l'hypothèse d'une non-stationnarité des paramètres (fig. 4.4) due au fait que quelquefois on se trouve sur un maximum local soit l'hypothèse d'une sous-estimation des écarts-types des paramètres qui nous conduit à interpréter comme non-stationnarité ce qui, en réalité, ne l'est pas.

Pour essayer de répondre à ces deux questions, on a envisagé d'entamer trois types d'études. Dans la première, on évalue la procédure de calage du modèle et la stationnarité des paramètres, en utilisant d'autres fonctions critères, supposées mieux adaptées au type de résidus du modèle. Il s'agit là de transformations du type BOX et COX (BOX et COX, 1964 cité par KOTTEGODA, 1980) pour essayer de faire face à l'hétéroscédasticité et de la modélisation des résidus par des modèles du type ARMA, pour les rendre non autocorrélés (*e.g.* SOROOSHIAN et DRACUP, 1980 ; SOROOSHIAN, GUPTA et FULTON, 1983; KUCZERA, 1983a, entre autres). Ce sujet sera traité dans le chapitre 5.

La deuxième étude est consacrée à l'évaluation du risque de se trouver sur un maximum local de l'hypersurface définie par la fonction critère, variable avec le type de fonction critère employée. Cette étude est aussi réalisée dans le chapitre 5, dans lequel on utilise d'autres méthodes de calage, dites de calage global, capables de permettre une visualisation, encore qu'incomplète de l'hypersurface de calage.

Finalement, dans le chapitre 6, on cherche à étudier les réponses du modèle et en particulier celles de la procédure de calage utilisée, à l'introduction artificielle d'erreurs aléatoires et de tendances et de sauts sur une série synthétique de données hydrologiques, construite par le modèle GR4J, lui même.

4.7.4 - La vraisemblance de l'explication de la non-stationnarité sur les paramètres calés à travers l'analyse des résidus du modèle

Sans nier la pertinence des observations développées ci-dessus en ce qui concerne l'analyse des résidus du modèle GR4J par rapport à l'orthodoxie statistique, il nous semble peu probable que l'on puisse expliquer intégralement la non-stationnarité sur les paramètres calés à partir de l'hypothèse des maxima secondaires.

Pour l'instant, nous fondons ce doute tout simplement sur notre expérience d'utilisation du modèle. Il faut remarquer que les paramètres obtenus dans l'ensemble des calages réalisés ne sont pas aberrants, dans le sens où ils prennent des valeurs compatibles avec celles observées dans plusieurs autres bassins en France. A titre d'exemple, en aucun cas on n'obtient des capacités de réservoirs extrêmement grandes ou petites, et il en est de même pour les autres paramètres.

De plus, un certain niveau de cohérence semble exister entre les valeurs prises par les paramètres et les caractéristiques hydrologiques de la série utilisée dans le calage. Pour l'instant, nous n'avons pas pu établir des explications bien consistantes à ce sujet, mais l'hypothèse demeure tout à fait plausible.

Par contre, il faut admettre que la méthode d'estimation des écarts-types des paramètres peut conduire à une sous-estimation de cette statistique. Nous avons essayé de réduire l'impact de l'autocorrélation des résidus sur ce calcul, en ne prenant qu'une valeur de lame écoulée sur 5 pas de temps au moment de les estimer. Néanmoins, d'autres hypothèses telles que par exemple la prise du modèle comme étant linéaire au voisinage de l'optimum peuvent ne pas être valables et biaiser l'estimation des écarts-types.

C'est en vue d'une vérifications de ces conjectures que nous trouvons utiles de développer les expériences listées dans le paragraphe précédant.

4.8 - CONCLUSION

La conclusion qui s'impose est que les paramètres du modèle présentent une dépendance vis-à-vis de la période de calage choisie. Cette dépendance ne semble pas pouvoir être imputée au seul effet d'échantillonnage, tel qu'on l'a énoncé dans le paragraphe 4.5.

De plus, l'analyse de la convergence des paramètres et celle des fluctuations d'un certain nombre de variables hydrologiques caractérisant la relation pluie-débit, nous incline à dire que la non-stationnarité observée sur les valeurs des paramètres reflet des fluctuations dans le processus hydrologique à l'échelle du bassin. Ces conclusions méritent, néanmoins, des vérifications supplémentaires, car il n'est pas à exclure que les incertitudes sur les données, le modèle lui même et le processus de calage introduisent des biais sur les paramètres calés, et qu'elles nous conduisent à interpréter comme changement du phénomène modélisé ce qui n'est qu'incertitude due à la modélisation.

Ces dernières hypothèses nous paraissent moins vraisemblables, néanmoins il faut reconnaître qu'une recherche plus approfondie à ce sujet est nécessaire. Il découle de cette remarque la nécessité d'entreprendre les études suivantes :

a Une investigation de l'efficacité du processus de calage du modèle GR4J. En particulier, on s'intéressera à l'estimation du risque de se trouver sur un maximum local à la fin du calage.

b Une recherche sur le processus d'analyse des incertitudes du modèle GR4J. En particulier, on s'intéressera à l'hypothèse d'une sous-évaluation des écarts-types des paramètres.

c Une recherche sur les liens entre les valeurs prises par les paramètres et celles des variables hydrologiques simulées. On s'intéressera de plus à l'effet de compensation qui peut avoir lieu entre les paramètres du modèle, étant donné le niveau certain de dépendance qui existe entre eux.

d Une investigation de l'impact des erreurs associées aux données utilisées pour le calage sur l'identification des paramètres. Cela doit se faire au travers d'essais en utilisant des séries synthétiques sans erreurs, sur lesquelles sont introduits des bruits aléatoires ainsi que des tendances et des sauts, aux caractéristiques statistiques connues.

Il s'agit là des sujets traités dans les chapitres suivants.

Par contre, en ce qui concerne l'utilisation de l'*ETP* datée, étant donné les résultats déjà obtenus dans le présent chapitre (voir l'annexe 4.1), nous retenons l'*ETP* moyenne comme donnée d'entrée. Cela a été fait le plus souvent, jusqu'à présent, avec le modèle GR4J.

Chapitre 5

CHAPITRE 5

Le Processus de Calage de GR4J : une évaluation

5.1 - INTRODUCTION

Dans un travail fondateur sur le calage des modèles pluie-débit (MC, en particulier), JOHNSTON et PILGRIM (1976) listent les principales difficultés présentes dans les procédures de calage automatique par recherche locale[1]. Il est question, entre autres :

a de l'interdépendance entre les paramètres du modèle, pouvant faire que différents jeux de paramètres conduisent à des valeurs de la fonction critère assez proches et, ainsi, empêcher ou rendre difficile le progrès de l'algorithme de calage ;

b de l'indifférence de la fonction objectif par rapport à certains paramètres, dans les cas où ces paramètres sont redondants ou demeurent non-activés au long d'un calage ;

c de discontinuités éventuellement présentes dans l'hypersurface de la fonction critère, fréquemment générées par des effets de seuil inscrits dans la structure du modèle ;

d des maxima locaux, c'est à dire, des points sur l'hypersurface de la fonction critère, pour lesquels la fonction critère prend des valeurs supérieures aux valeurs prises sur des points adjacents, mais qui restent plus petites que des valeurs prises par cette même fonction critère sur d'autres régions de l'hypersurface.

Ces difficultés sont confirmées par des travaux plus récents, notamment celui de DUAN, SOROOSHIAN et GUPTA (1992). On les attribue généralement à l'inadéquation de la procédure de calage automatique fondée sur la minimisation des écarts quadratiques entre les débits observés et les débits calculés (*e.g.* : SOROOSHIAN et GUPTA, 1993 ; KUCZERA, 1983a, entre autres), fréquemment utilisée dans le calage des MC et ME. Comme nous avons eu l'occasion de le voir dans le chapitre précédant, l'analyse des résidus des modèles témoigne de cette inadéquation théorique.

D'autre part, BEVEN et BINLEY (1993) affirment qu'il n'y a pas de raison d'espérer qu'un jeu de paramètres donné obtenu par n'importe quelle procédure de calage corresponde au vrai jeu de paramètres, car les modèles contiennent des erreurs structurales et les données utilisées pour le calage contiennent des erreurs de mesure. La question devient donc celle de pouvoir choisir, parmi différents jeux des paramètres possibles, celui acceptable pour simuler le système.

[1] Par procédure de calage par recherche locale, nous entendons les méthodes qui n'exploitent qu'une région relativement petite de l'hypersurface de la fonction critère. Généralement, on part d'un jeu de paramètres initial et on se déplace sur l'hypersurface de la fonction critère selon la ligne de plus forte pente, ou le long d'un axe matérialisé par un paramètre, en changeant le jeu des paramètres jusqu'à trouver un minimum ou un maximum selon l'expression de la fonction critère.

Dans le cas du modèle GR4J, on adopte une procédure de calage assez simple par rapport à d'autres procédures par recherche locale (voir le chapitre 2 et aussi MICHEL, 1989). L'expérience de l'usage du modèle pour des séries de données ayant pour origine un grand nombre de bassins versants, localisés en différentes régions en France et à l'étranger, rassure quant à sa robustesse. Il est généralement possible d'identifier le jeu acceptable des paramètres *a*, *b*, *c* et *d*, vraisemblablement le maximum maximorum de la fonction objectif et cela avec un faible nombre de pas de calcul[2].

Néanmoins, le fait d'affirmer que l'on se trouve au vrai maximum de la fonction objectif ne peut qu'être compris comme une interprétation empirique. En effet, on ne voit pas la forme de la fonction critère, étant donné que la recherche de ce maximum se fait approximativement le long d'une courbe de $\Re^4$. Ce sont l'examen des valeurs des paramètres après calage, la comparaison des ces valeurs avec celles obtenues pour un grand nombre de bassins versants, ainsi que l'examen des valeurs des autres critères de contrôle de qualité du calage, en plus de la fonction objectif, qui permettent de le supposer fortement.

Il nous a donc semblé intéressant de mener une étude un peu plus détaillée, à ce sujet, en vue d'acquérir des connaissances supplémentaires à la fois sur le comportement de la procédure de calage et sur celui du modèle, lui même. En particulier, elle doit nous permettre de vérifier si dans le cas du modèle GR4J les difficultés de calage rapportées par JOHNSTON et PILGRIM (1976) sont significatives au point de mettre en question la procédure employée.

Pour ce faire, nous adoptons, en partie, les méthodes proposées par DUAN, SOROOSHIAN et GUPTA(1992) dans l'article cité ci-dessus, où il est question d'analyser les difficultés de calage de modèles conceptuels, d'évaluer la précision et la rapidité d'un certain nombre de procédures globales de calage et de proposer une nouvelle méthode.

Tout d'abord, nous nous concentrons sur l'évaluation comparative de la procédure de calage utilisée par GR4J avec des méthodes globales de calage. Trois de ces méthodes sont employées : l'URS, l'EG et la multidépart. Elles n'ont pas été choisies en fonction de leurs performances, mais plutôt en fonction de ce qu'elles peuvent apporter en termes de connaissance sur la procédure de calage de GR4J par recherche locale.

Ensuite nous essayons à nouveau la méthode de calage par recherche locale, cette fois-ci en adoptant des transformations des débits telles que celles proposées par BOX et COX (cité par KOTTEGODA, 1980) et utilisées dans plusieurs recherches sur le calage des modèles pluie-débit, comme nous l'avons mentionné dans le chapitre précédent.

[2] En effet, cela est plutôt à attribuer à l'adéquation de la procédure de calage au modèle GR4J. Donc, la robustesse de la méthode de calage est principalement due au faible nombre de paramètres de GR4J et à leur faible interdépendance.

5.2 - LA METHODE URS

L'abréviation URS vient de l'anglais *uniform random sampling*. Cette méthode consiste, essentiellement, à établir un grand nombre de jeux de paramètres du modèle en utilisant une loi de probabilité uniforme. Ensuite, à faire tourner le modèle en utilisant chaque jeu ainsi établi et calculer la valeur de la fonction objectif, le critère de NASH, dans le cas présent. Le vecteur des paramètres qui conduit à la plus grande valeur du critère de NASH contient donc les valeurs des paramètres calés du modèle.

L'utilisation de la loi uniforme de probabilité présuppose que l'unique information disponible, *a priori*, est l'intervalle d'échantillonnage de chaque paramètre, établi à partir d'une certaine "réalité physique" que l'on attribue en fonction du rôle du paramètre dans la structure du modèle.

L'avantage apparent de la méthode URS est lié au fait qu'elle n'avance pas d'hypothèses sur la forme de l'hypersurface de la fonction objectif, ni sur la linéarité du modèle ou sur les propriétés des résidus. Sa faiblesse est due au fait que, comme l'information acquise sur un point de l'hypersurface n'est pas prise en compte dans la recherche du maximum, cette recherche n'est pas guidée, ce qui exige un grand nombre de pas de calcul pour essayer de cibler le maximum. Dans cette étude, on a adopté 5.000 vecteurs des paramètres, dans une analyse exploratoire puis 10.000 vecteurs des paramètres, dans une analyse plus détaillée, donc au moins 5.000 pas de calcul. Or, en général la méthode de recherche directe utilisée dans le modèle n'a besoin que de 30 à 80 pas de calcul[3] pour converger vers un maximum.

La vraie utilité de cette méthode, dans le cas présent, n'est pas simplement de nous permettre de comparer ses résultats, c'est-à-dire, le critère de NASH accompagné d'un jeu de paramètres, avec ceux obtenus par recherche directe, mais aussi de nous donner des indications sur l'hypersurface de calage où cette dernière méthode doit chercher le maximum. Pour le faire, deux types de traitement graphique sont utilisés :

a le graphique paramètre - fonction objectif et

b le graphique distance réduite (par rapport à l'intervalle d'échantillonnage de chaque paramètre) d'un jeu de paramètres au jeu correspondant au maximum.

Pour permettre une meilleure appréciation de la méthode URS, nous décrivons, ci-dessous, deux exemples simples tirés de DUAN, SOROOSHIAN et GUPTA(1992).

5.2.1 - La méthode URS - exemples

DUAN, SOROOSHIAN et GUPTA (1992) ont d'abord appliqué la méthode URS à la détermination des minima de la fonction bidimensionnelle non convexe d'Hosaki :

$$f(X_1, X_2) = \left(1 - 8X_1 + 7X_1^2 - \frac{7}{3}X_1^3 + \frac{1}{4}X_1^4\right) X_2^2 e^{-X_2} \qquad \text{(Eq. 5.1)}$$

[3]Chaque pas de calcul comprend 7 évaluations de la fonction critère, une évaluation dans chaque direction de déplacement possible, qui correspond à chacun des paramètres du modèle.

Cette fonction possède un minimum global pour $X_1 = 4{,}0$ et $X_2 = 2{,}0$ et un minimum local pour $X_1 = 1{,}0$ et $X_2 = 2{,}0$. La figure 5.1 montre à la fois les courbes d'isocritère ; le graphique des distances réduites et les graphiques des variables X_1 et X_2 par rapport à la fonction objectif. En regardant ces graphiques l'existence de deux minima est évidente.

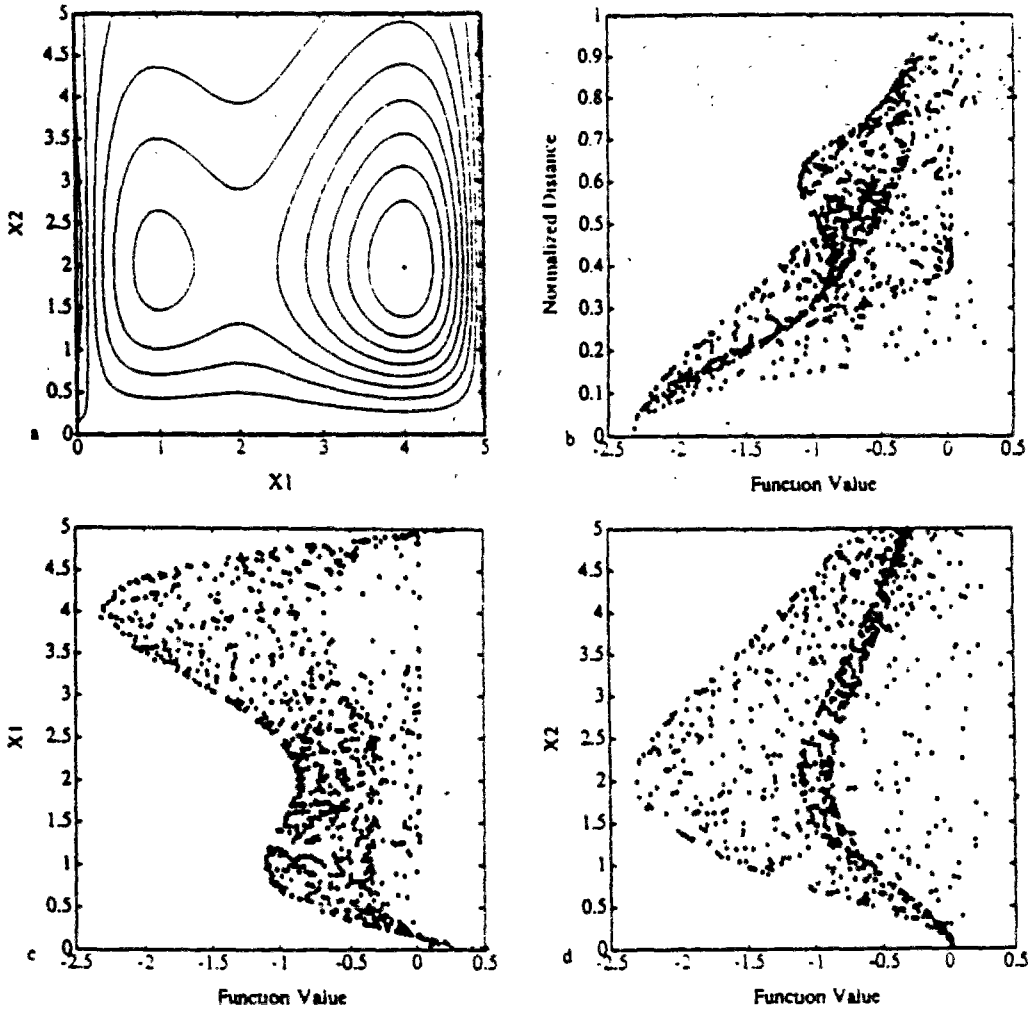


Fig. 5.1 - Méthode URS appliquée à la fonction d'Hosaki
(a) courbes d'isocritères ; (b) distances réduites - fonction d'Hosaki ;
(c) paramètre X_1 - fonction d'Hosaki ; (d) paramètre X_2 - fonction d'Hosaki.
(d'après DUAN, SOROOSHIAN et GUPTA, 1992)

DUAN, SOROOSHIAN et GUPTA (1992) ont aussi appliqué cette méthode pour le calage du modèle SIXPAR, un modèle pluie-débit conceptuel, à six paramètres, basé sur le modèle SAC-SMA du *National Weather Service River Forecast System*, des Etats Unis d'Amérique. Le modèle SIXPAR (fig. 5.2) ne possède pas de fonction de rendement. Des débits synthétiques sans erreurs ont été générés par simulation, en utilisant un jeu de paramètres établi auparavant ($UM = 10$; $BM = 20$; $UK = 0{,}5$; $BK = 0{,}2$; $A = 0{,}31$; $X = 3$) et une séquence de pluies synthétiques, d'une durée de 200 jours, capable d'activer toutes les fonctions du modèle. Ensuite, la méthode URS a été appliquée, en utilisant 10.000 jeux des paramètres. Les résultats graphiques sont montrés dans les figures 5.3 et 5.4.

DUAN, SOROOSHIAN et GUPTA (1992) considèrent ces résultats à la fois intéressants et troublants, car la sensibilité de la fonction objectif (moindres carrés) à la variation des valeurs des paramètres est presque inexistante sur l'ensemble de l'espace des valeurs des paramètres. Parmi les deux meilleurs résultats identifiés, l'un était considérablement éloigné des vraies valeurs (UM = 30 ; BM = 0,23 ; UK = 0,23 ; BK = 0,75 ; A = 0,76 ; X = 9,3), les deux ayant pratiquement les mêmes valeurs de fonction critère.

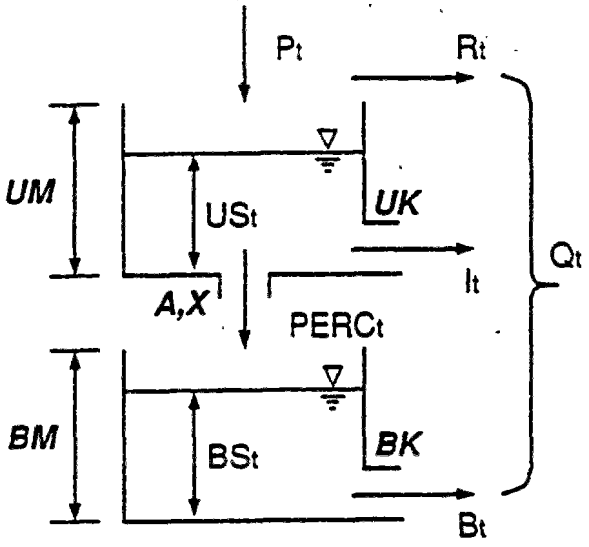


Fig. 5.2 - Le modèle SIXPAR
(d'après DUAN, SOROOSHIAN et GUPTA, 1992)

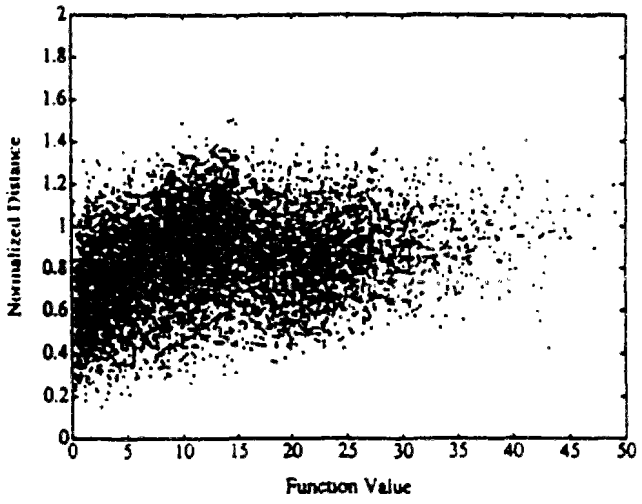


Fig. 5.3 - Méthode URS appliquée au modèle SIXPAR
distances réduites - fonction critère (moindres carrés)
(d'après DUAN, SOROOSHIAN et GUPTA, 1992)

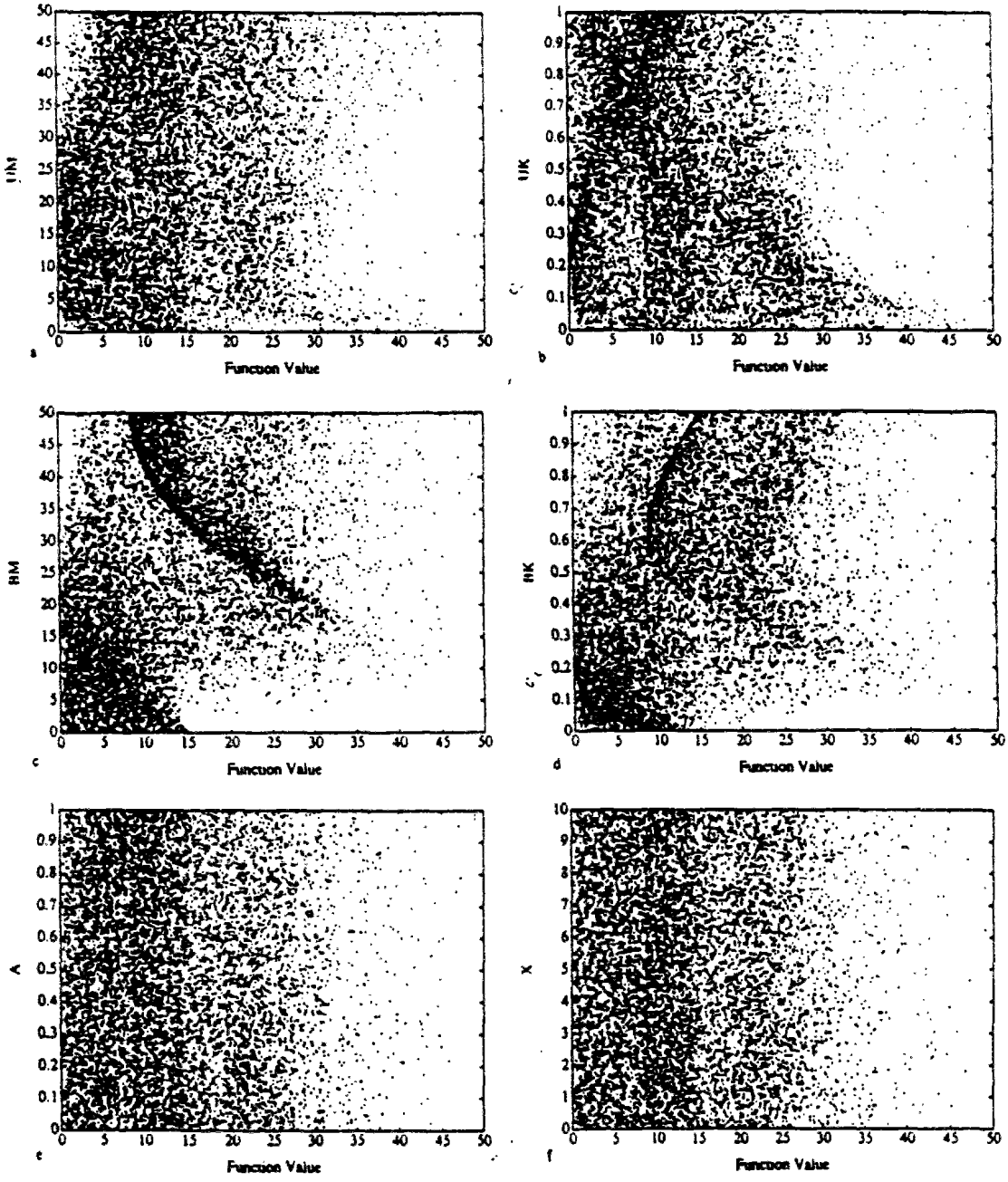


Fig. 5.4 - Méthode URS appliquée au modèle SIXPAR
paramètres de SIXPAR - fonction critère (moindres carrés)
(d'après DUAN, SOROOSHIAN et GUPTA, 1992)

5.2.2 - La méthode URS appliquée dans le calage de GR4J - une analyse exploratoire

La méthode ci-dessus est utilisée dans le calage du modèle GR4J sur la série des données de l'Orgeval de 1963-1989 et sur les 9 sous-séries de 3 années.

Nous réalisons d'abord une analyse exploratoire de l'hypersurface de la fonction objectif, en utilisant 5.000 jeux de paramètres définis dans des intervalles assez étendus. Ensuite, nous utilisons les résultats de l'analyse exploratoire pour resserrer ces intervalles de validité des paramètres. La méthode est appliquée à nouveau, mais en utilisant cette fois ci 10.000 jeux de paramètres. Dans le premier cas, on essaye de détecter des régions pouvant contenir un maximum de la fonction objectif. Dans le deuxième cas, on essaye d'identifier le maximum maximorum et d'avoir une idée de la sensibilité de la fonction objectif par rapport aux paramètres autour du maximum.

Nous réalisons aussi une autre analyse exploratoire en utilisant une version de la méthode URS, en échantillonnant les vecteurs de paramètres au travers d'une loi de probabilité normale, une sorte de méthode NRS (*normal random sampling*). Cela présuppose que l'on a une connaissance *a priori* des 2 paramètres de la distribution normale concernant chacun des 4 paramètres du modèle.

Nous disposons des résultats de calage de GR4J, par recherche locale, de 121 bassins versants, en France. Nous avons utilisé à deux reprises cette information, comme étant une connaissance *a priori* sur les valeurs des paramètres du modèle. D'abord, les valeurs extrêmes des paramètres qui ressortent du calage des 121 bassins versants nous ont guidés dans la fixation de l'intervalle d'échantillonnage de chaque paramètre pour l'application de la méthode URS. Après, comme les moyennes et les écarts-types des paramètres sont aussi calculés pour les 121 bassins, on les a utilisés comme estimations des paramètres de la loi normale dans l'échantillonnage de chaque paramètre du modèle, dans le cas de l'application de la méthode NRS.

Les statistiques concernant les paramètres de GR4J calés sur les 121 bassins versants sont présentées dans le tableau 5.1.

Tableau 5.1 - Statistiques sur les paramètres de GR4J calés sur l'échantillon de 121 bassins versants

statistiques sur les paramètres	paramètres			
	a	*b*	*c*	*d*
maximum	7,53	8,80	1,43	1,72
minimum	3,06	0,51	-0,66	-1,03
moyenne sur 121 b. v.	5,67	4,28	0,17	0,03
écart-type sur 121 b. v.	0,65	1,03	0,45	0,41

En cherchant à mieux connaître l'hypersurface de la fonction critère nous avons préféré élargir un peu les intervalles d'échantillonnage par rapport aux valeurs listées dans le tableau 5.1, dans le cas de la méthode URS. Nous avons donc défini les intervalles suivants :

a : [1,00 ; 9,00]

b : [1,00 ; 9,00]

c : [−1,50 ; 1,50]

d : [−1,50 ; 1,50]

Les résultats numériques obtenus avec les deux méthodes, ainsi qu'avec la méthode de recherche locale de GR4J, dorénavant appelée RL-GR4J, se trouvent dans le tableau 5.2. Les résultats graphiques se trouvent dans les figures 5.5 et 5.6. L'ensemble de ces résultats concerne la série des données de 1963 à 1989 provenant de l'Orgeval.

Tableau 5.2 - Bassin versant de l'Orgeval - Résultats du calage de GR4J sur la période 1963-1989 - Méthodes RL-GR4J et URS

méthode	paramètres				critères	
	a	*b*	*c*	*d*	*NASH*	*BILN*
RL-GR4J	5,25	3,37	-0,26	-0,04	79,0	101,9
s	0,02	0,04	0,02	0,02		
URS	5,27	2,81	0,21	0,10	71,4	79,3
NRS	5,30	3,49	-0,17	-0,07	78,4	105,1

Obs.: s= écarts-types des paramètres

Les résultats du tableau 5.2 montrent que la méthode RL-GR4J a pu trouver, parmi les 3 procédures testées, le jeu des paramètres de GR4J le plus adéquat à la représentation de la relation pluie-débit à l'Orgeval dans la période. Le fait d'avoir une connaissance *a priori* plus importante sur les valeurs prises par les paramètres de GR4J, en France, à permis apparemment à la méthode NRS de bien s'approcher des valeurs obtenues par RL-GR4J.

Par contre, les résultats graphiques sont un peu plus inquiétants en ce qui concerne la sensibilité de la fonction objective à la variation des valeurs des paramètres, en particulier dans le cas de la méthode URS (fig. 5.5). Néanmoins, il faut considérer le fait que les intervalles de variation des paramètres sont assez étendus et qu'un certain nombre de jeux des paramètres ont généré des valeurs très négatives du critère de NASH, particulièrement les jeux dont les paramètres prennent des petites valeurs. Bien évidemment, cela empêche une bonne visualisation de la réponse de la fonction critère. L'unique exception est celle du paramètre d pour lequel les valeurs négatives produisent des résultats nettement inférieurs en termes de critère que les valeurs positives.

Le même type d'effet est présent sur les graphiques de la méthode NRS, encore que dans ce cas il est possible d'identifier, pour chaque paramètre, une région unique de la fonction critère plus propice à contenir des jeux de paramètres qui la maximisent.

Nous avons reconstruit les graphiques de la figure 5.5 en ne prenant en compte que les valeurs positives de la fonction critère (fig. 5.7). Dans ce cas il est bien plus aisé d'identifier pour chaque paramètre une région pouvant contenir le maximum maximorum. On peut confirmer qu'une seule région est identifiable sur tout le domaine de variation des valeurs des paramètres, même si dans le cas du paramètre c un tel constat n'est pas aussi clair.

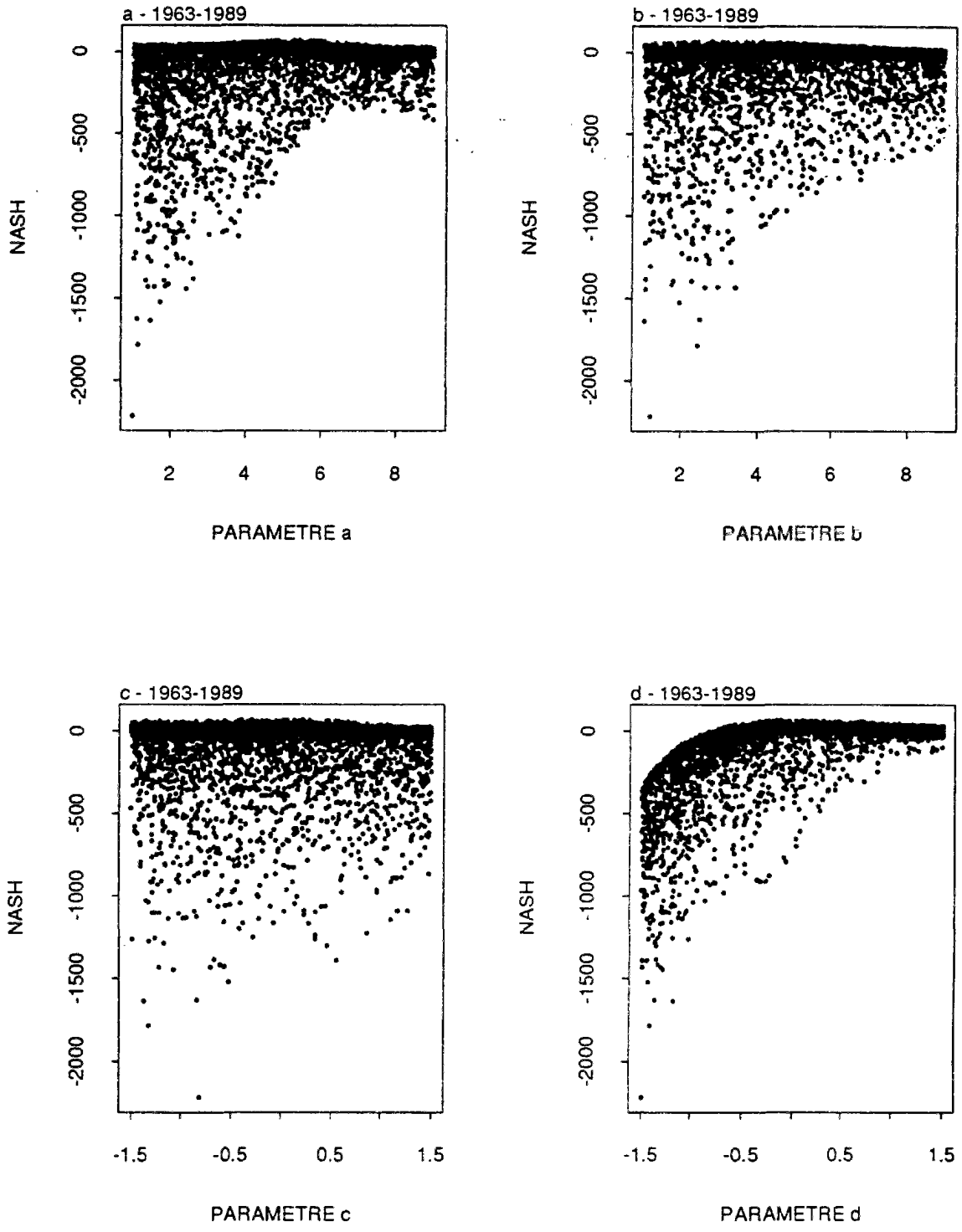


Fig. 5.5 - Méthode URS appliquée au modèle GR4J
paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - fonction critère (critère de NASH)
Bassin versant de l'Orgeval - période 1963/1989

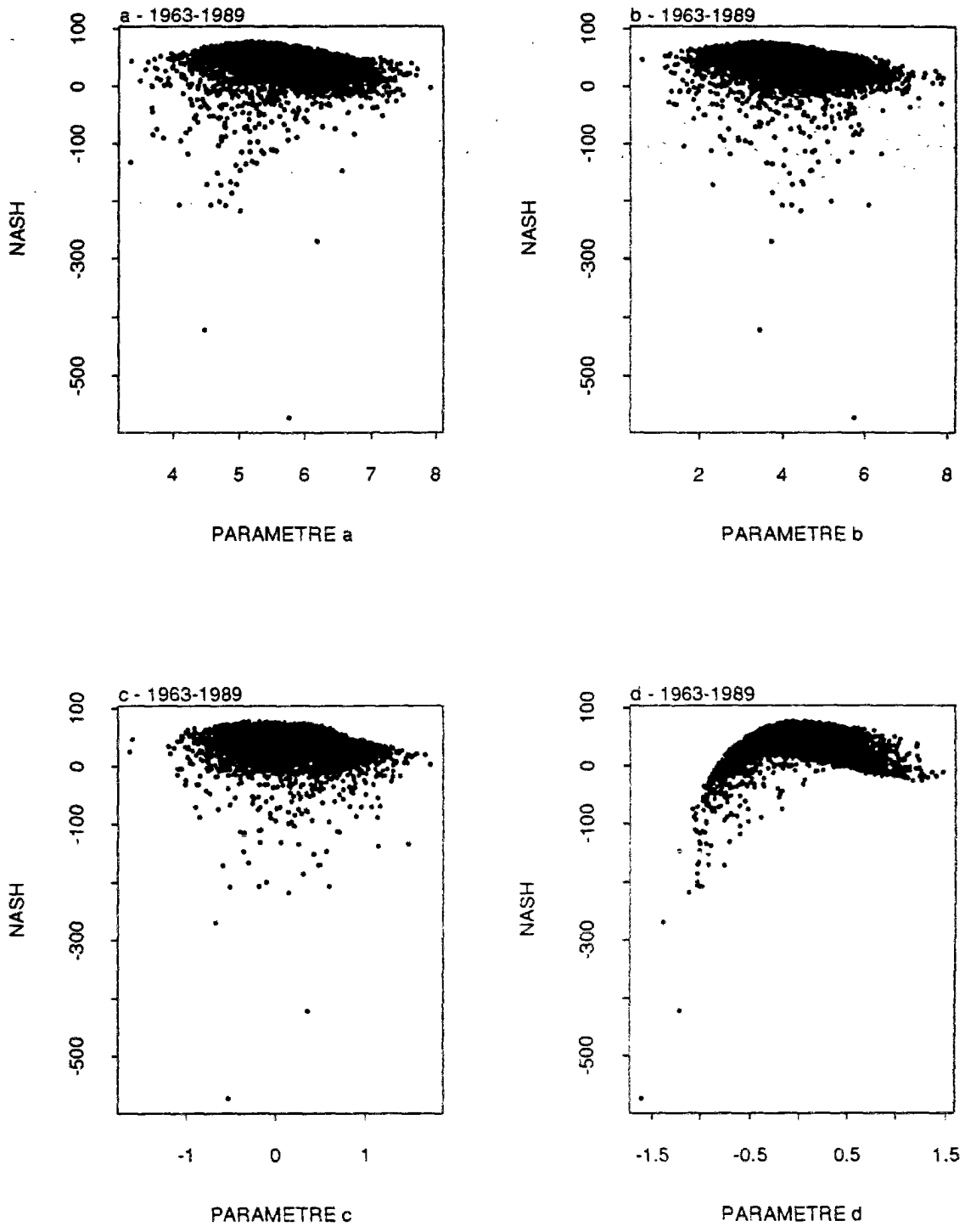


Fig. 5.6 - Méthode NRS appliquée au modèle GR4J
paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - fonction critère (critère de NASH)
Bassin versant de l'Orgeval - période 1963/1989

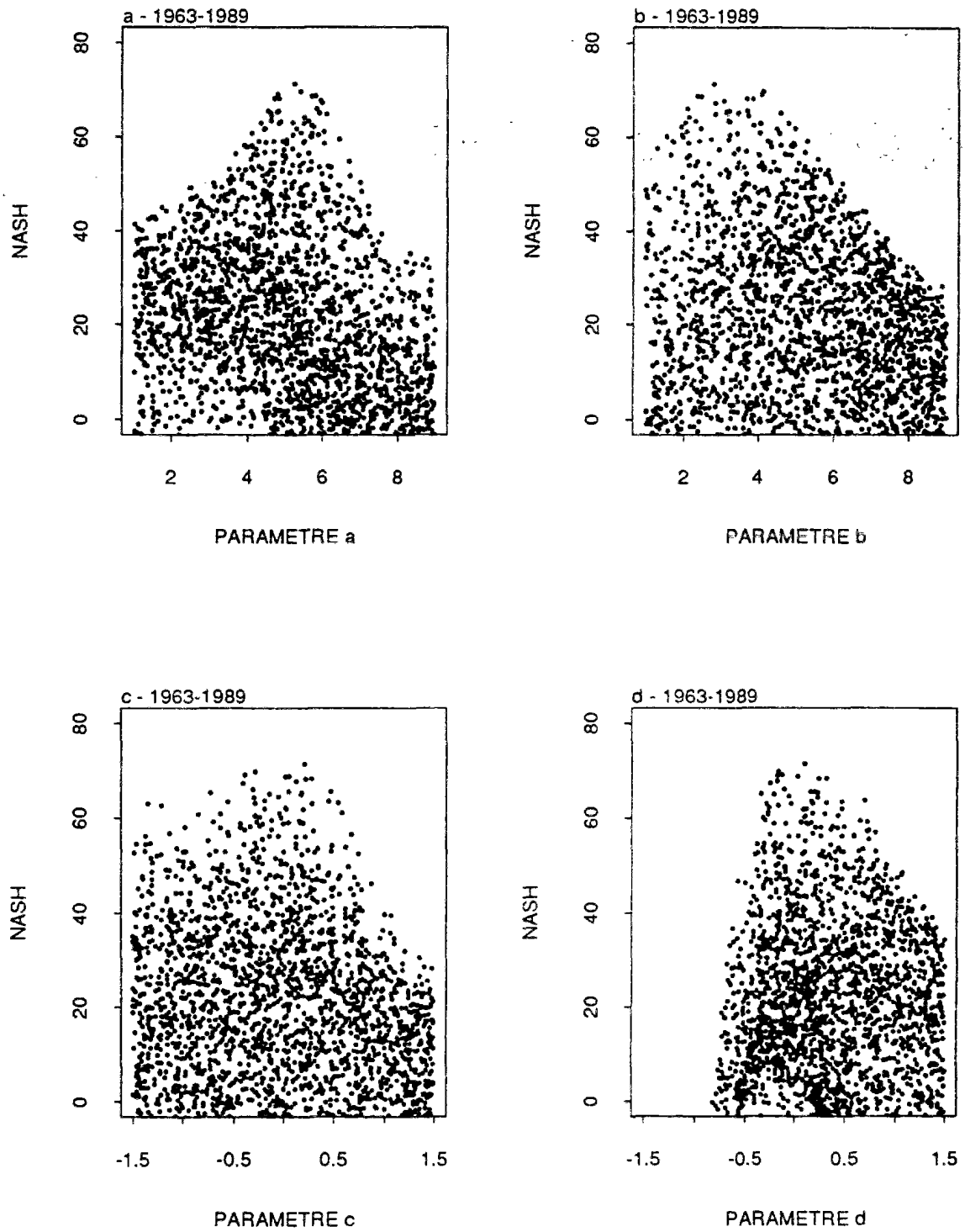


Fig. 5.7 - Méthode URS appliquée au modèle GR4J
paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - fonction critère (pour *NASH* > 0)
Bassin versant de l'Orgeval - période 1963/1989

La démarche exploratoire a été répétée pour les sous-séries de 3 années, en utilisant la méthode URS. Les résultats graphiques de ces essais se trouvent dans l'annexe 5.1. A partir de ces résultats, il a été possible de définir des intervalles plus étroits d'échantillonnage, en vue de l'analyse détaillée décrite ci-après.

Nous n'avons pas donné suite à l'application de la méthode NRS. Malgré les meilleurs résultats obtenus, en absolu ou en termes de proximité par rapport à ceux de RL-GR4J, nous considérons que la méthode URS constitue un test plus informatif sur la procédure de calage de GR4J.

5.2.2 - La méthode URS appliquée dans le calage de GR4J - une analyse détaillée

Dans cette étude, nous avons réduit les intervalles d'échantillonnage des paramètres *a* et *b* à une amplitude de 3,0 et ceux des paramètres *c* et *d* à une amplitude de 1,0. Les valeurs limites dans chaque intervalle ont été fixées en utilisant les résultats de l'analyse exploratoire ci-dessus, de façon à privilégier, pour chaque paramètre, la région qui donne les valeurs plus élevées de la fonction objectif.

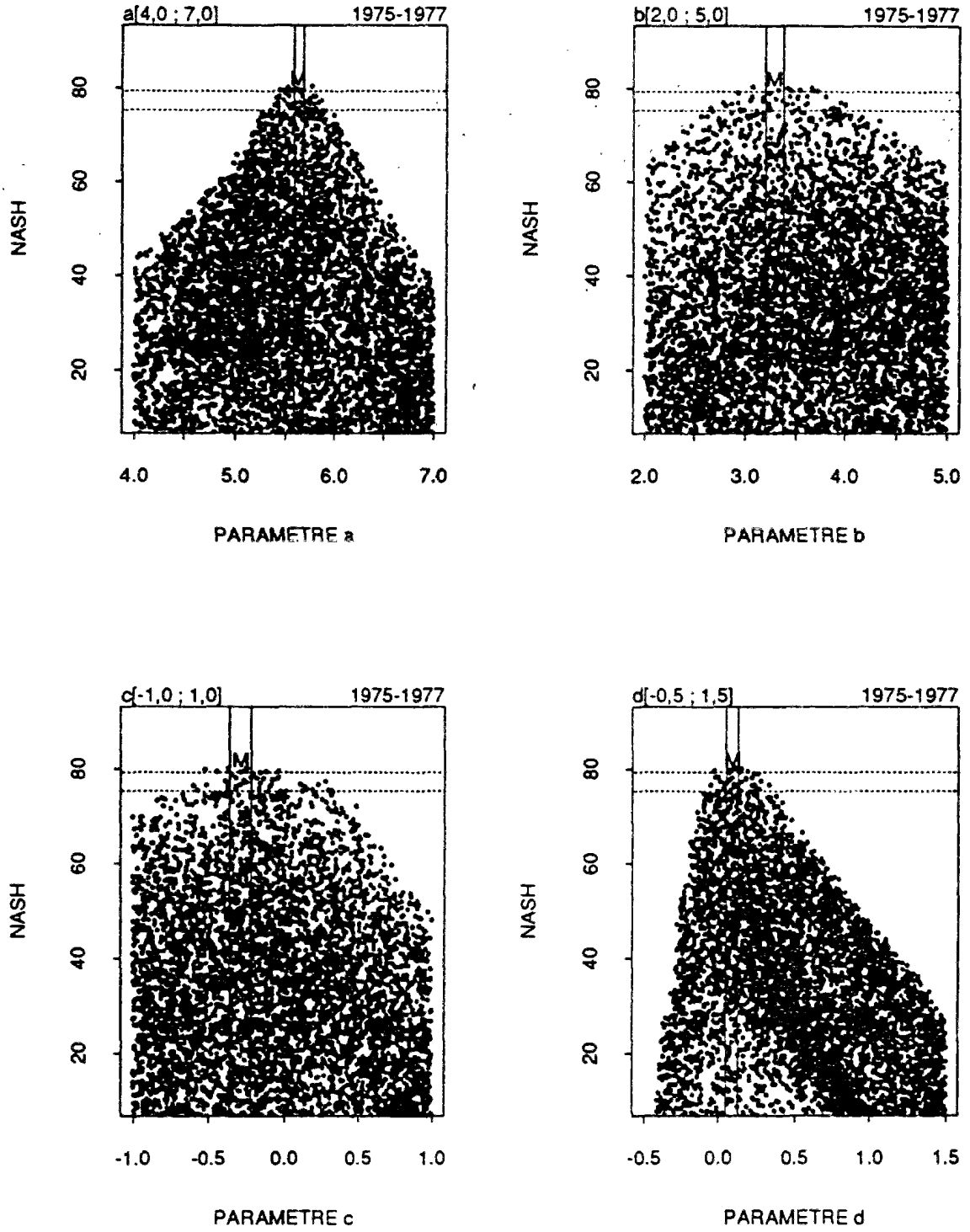
Le nombre des vecteurs des paramètres est cette fois-ci de 10.000. On applique la méthode pour les 9 sous-séries de données, en utilisant à chaque fois un échantillonnage nouveau des paramètres. Quelques jeux de paramètres génèrent encore des valeurs négatives de la fonction objectif, mais cela n'intervient que pour 10% à 20% des cas.

Deux exemples de résultats graphiques se trouvent dans la figure 5.8, pour des valeurs positives de la fonction critère. La période 1975-1977 est une période sèche et la période 1987-1989 est plutôt humide. L'annexe 5.2 contient les résultats graphiques de cette expérimentation relatifs aux 7 autres périodes.

Les graphiques contiennent aussi le maximum obtenu par le calage en utilisant la procédure RL-GR4J, indiqué par un "M", ainsi que l'écart-type de chaque paramètre, indiqué par deux barres verticales. Il s'agit des écarts-types estimés selon la méthode courante adoptée dans GR4J.

Les deux lignes horizontales en pointillé correspondent respectivement à -1% et à -5% de déviation sur la valeur du maximum du critère, obtenu par la méthode URS. Ces limites permettent de visualiser le nombre de jeux des paramètres capables de donner des valeurs du critère assez proches du maximum.

Les valeurs des paramètres correspondant au maximum sont, en général, bien identifiables sur les graphiques du type paramètre - fonction objectif, en particulier les paramètres *a* et *d*. Ces résultats sont confirmés par la proximité entre les valeurs optimales obtenues par les deux méthodes de calage. Dans tous ces essais on a pu trouver un maximum maximorum bien défini, ce qui est confirmé par les graphiques des distances réduites des paramètres au maximum (fig. 5.9).



M = maximum-maximorum obtenu par la méthode RL-GR4J

| | = écarts-types des paramètres —— fonction critère - 1% ou -5%

Fig. 5.8

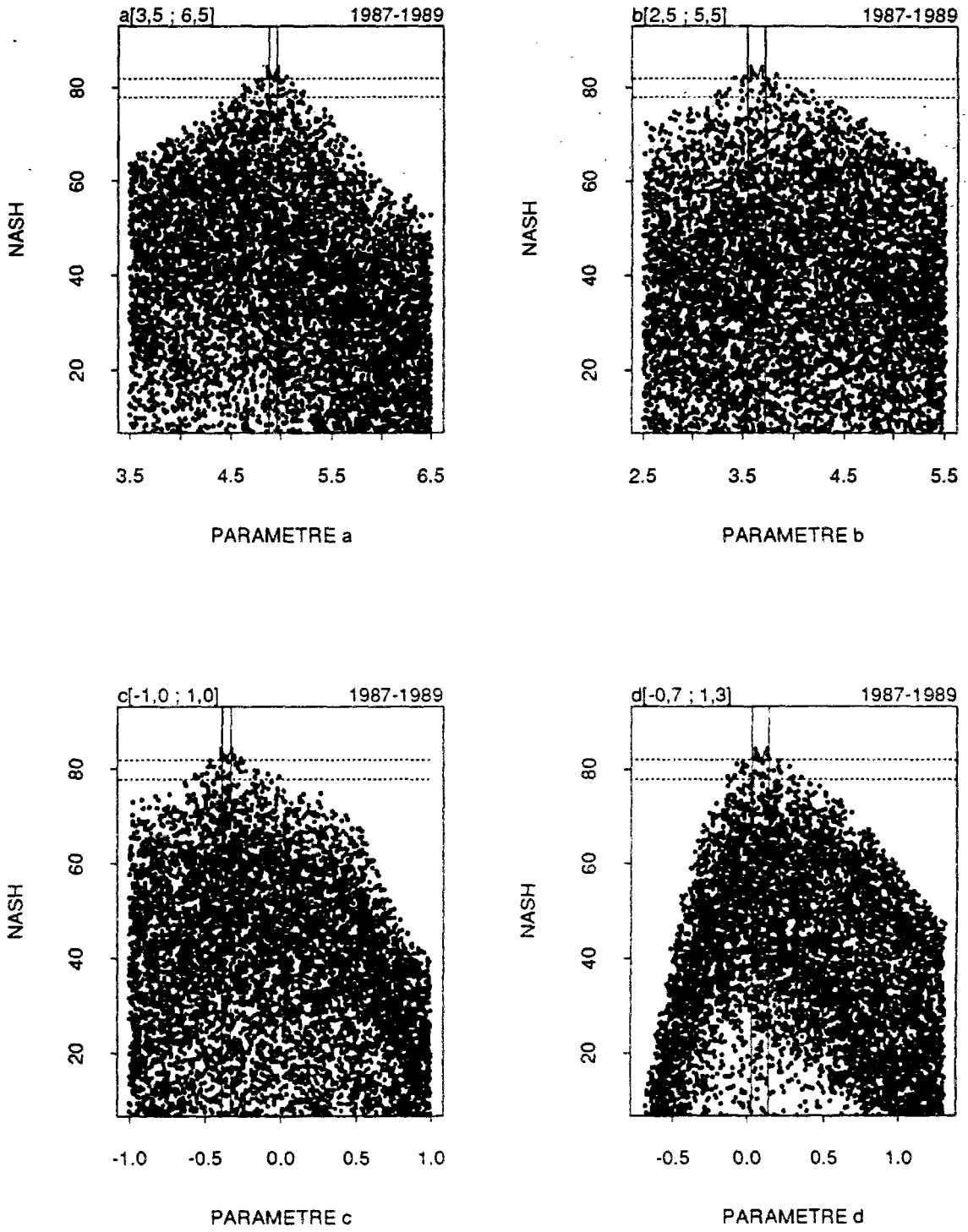


Fig. 5.8 - Méthode URS appliquée au modèle GR4J
paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - fonction critère (pour *NASH* > 0)
Bassin versant de l'Orgeval - périodes 1975-1977 et 1987-1989

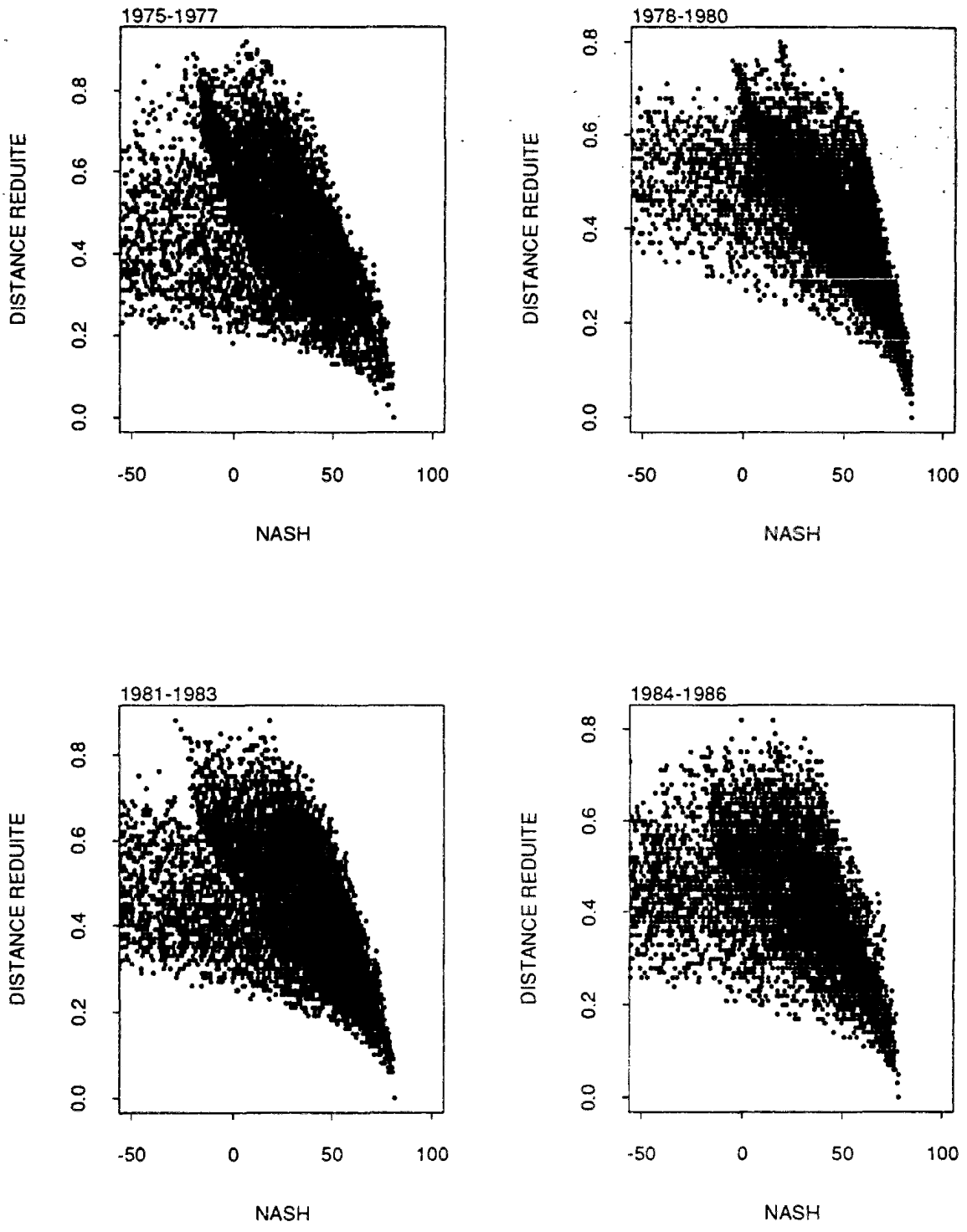


Fig. 5.9 - Méthode URS appliquée au modèle GR4J
distance réduite des paramètres au maximum - fonction critère (critère de NASH)
Bassin versant de l'Orgeval - sous-séries de 3 années, de 1963 à 1989

Néanmoins, plusieurs jeux des paramètres produisent des valeurs assez proches du maximum maximorum, comme on peut le constater dans les figures 5.8 et 5.9, en particulier pour les périodes 1975-1977 et 1978-1980. Nous avons là le signe d'une probable sous-estimation des écarts-types des paramètres par la méthode courante employée dans GR4J, comme déjà suggéré à la fin du chapitre 4.

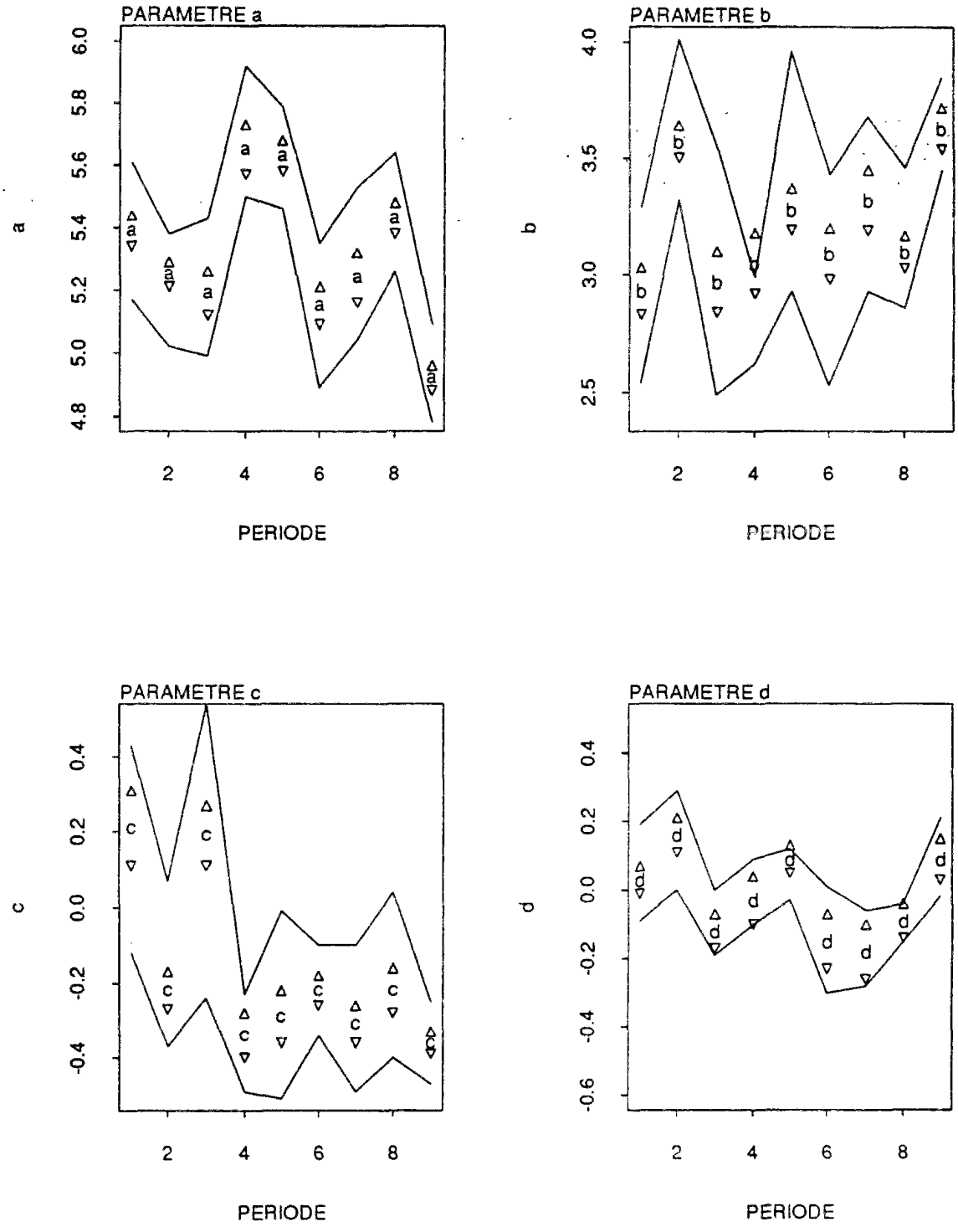
Avec l'objectif de vérifier cette éventualité d'une façon plus systématique, nous avons obtenu sur les graphiques du type paramètre-fonction critère (*e.g.* : fig. 5.8), les limites des valeurs des paramètres pour lesquelles le critère de NASH est supérieur ou égal à son maximum moins 1%. La déviation de -1% est proportionnelle à celle obtenue sur le critère, quand on fait des contrôles de GR4J en utilisant des jeux des paramètres composés par les valeurs des paramètres plus au moins un écart-type, quand cet écart-type est estimé par la méthode courante employée dans le modèle.

La figure 5.10 permet de comparer les écarts-types des paramètres estimés par la méthode courante avec les limites des valeurs des paramètres obtenues par la procédure décrite ci-dessus.

Nous pouvons constater une même évolution des paramètres dans le temps, quelle que soit la méthode de calage employée. Nous observons, ensuite, un comportement non-stationnaire des paramètres, équivalent à celui noté dans le chapitre précédant. Cela est particulièrement vrai dans le cas des paramètres *a* et *d*, auxquels la fonction objectif est plus sensible, selon les résultats provenants de la méthode URS.

On observe, de plus, que la sensibilité du critère aux variations des valeurs des paramètres peut changer de façon significative, selon la période utilisée pour le calage, notamment dans les cas des paramètres *b* et *c*. Nous n'arrivons pas à expliquer ce comportement de la fonction objectif en utilisant les caractéristiques hydrologiques de chaque période (tableaux 4.3 et 4.4) ou l'ensemble des critères de qualité employés avec GR4J pour le calage ou pour le contrôle (fig. 4.6). La méthode courante d'analyse de sensibilité de GR4J ne s'aperçoit pas de ces fluctuations.

Donc, la possibilité que la méthode courante d'analyse de sensibilité de GR4J sous-estime les écarts-types des paramètres ne change pas nos conclusions concernant la non-stationnarité observée sur l'évolution des paramètres au cours du temps.



_____ limites des valeurs des paramètres obtenues par la méthode URS (*NASH* - 1%)

Fig. 5.10 - Méthodes URS et RL-GR4J appliquées au modèle GR4J
Bassin versant de l'Orgeval - calage de la série 1963-1989 par périodes de 3 ans
écarts-types des paramètres et limites des valeurs des paramètres pour *NASH*-1%

5.3 - LA METHODE EG

L'abréviation EG vient de l'anglais *exhaustive gridding*. Il s'agit d'une méthode déterministe de calage, par laquelle on essaie de parcourir l'hypersurface de la fonction objectif d'une façon systématique, voire exhaustive, au travers de son découpage en mailles. En choisissant la dimension adéquate de ces mailles, la méthode EG doit permettre d'identifier le maximum maximorum et les maxima locaux éventuellement existants. De plus, on doit être capable d'y localiser des régions pour lesquelles une procédure de calage par recherche locale rencontrerait des difficultés, telles que celles citées par JOHNSTON et PILGRIM (1976).

L'implémentation de la procédure EG se fait par l'intermédiaire des étapes suivantes :

a fixer, pour chaque paramètre, un intervalle dans lequel il est défini ;

b fixer le nombre d'unités de discrétisation de l'hypersurface (le nombre de mailles) ;

c calculer la valeur de la fonction objectif dans chaque maille ;

d comparer la valeur de la fonction objectif de chaque maille, avec celles des mailles adjacentes ;

e les valeurs des fonctions objectif qui sont plus grandes ou égales à toutes celles adjacentes ainsi que les coordonnées de l'élément considéré, sont enregistrées comme correspondant à des optima locaux.

Comme dans le cas de la méthode URS, l'avantage de la méthode EG est de ne pas avancer d'hypothèses sur la forme de l'hypersurface de la fonction objectif, sur la linéarité du modèle ou sur les caractéristiques statistiques des résidus. Cependant, elle est encore plus lourde que la méthode antérieure en termes de nombre de pas de calcul et de temps de calcul.

Nous l'avons appliquée pour le calage du modèle GR4J, en utilisant la série de données provenant du bassin de l'Orgeval, pour la période 1963-1989, et pour 2 des 9 sous-séries utilisées dans l'étude de l'évolution au cours du temps des paramètres du modèle (chapitre 4).

5.3.1 - La méthode EG appliquée dans le calage de GR4J - série 1963-1989

Les intervalles de variation préétablis pour chaque paramètre ont été fixés comme suit :

a : [1,00 ; 9,00] $\qquad$ c : [−1,50 ; 1,50]

b : [1,00 ; 9,00] $\qquad$ d : [−1,50 ; 1,50]

Il s'agit là des mêmes intervalles que ceux utilisés dans l'application de la méthode URS pour l'analyse exploratoire. Le nombre d'unités de discrétisation de l'hypersurface est de 10.000. Ainsi, l'incrément de chaque paramètre est de 1/100 de son intervalle de variation. Comme dans les autres essais, on utilise le critère de NASH comme fonction objectif.

Les résultats graphiques de ces expérimentations, sous forme de perspectives de l'hypersurface de la fonction objectif et sous forme de courbes d'isocritère, par couples de

paramètres, sont montrés dans les figures de 5.11 à 5.13. Ces graphiques ne contiennent pas toutes les combinaisons possibles des paramètres, mais ils permettent d'avoir déjà une idée de quelques coupes de l'hypersurface de la fonction objectif pour chacun des paramètres en rapport avec le paramètre *a*. On trouve dans l'annexe 5.3 les graphiques correspondant aux sous-espaces de l'hypersurface pour tous les autres paramètres.

En ce que concerne la perspective montrée dans la figure 5.11, on observe tout d'abord une forte déclivité pour tous les couples des paramètres *a-b* avec *a* et *b* plus petits que 3,00. Les valeurs de la fonction critère sont fortement négatives dans la région ainsi délimitée, ce qui empêche de bien apprécier les détails de la surface pour des valeurs positives du critère.

Il est quand même possible d'identifier une région qui doit contenir le maximum maximorum, avec *a* autour de 5,00 et *b* autour de 4,00. Cela dit, cette région ne se détache pas de façon très nette, des régions environnantes. On a l'impression de regarder une surface assez plate. Il s'agit d'une fausse impression, car en observant les courbes d'isocritère, on constate que la fonction critère est sensible aux variations des paramètres pour l'ensemble ou presque de la région exploitée. Cela n'empêche pas que des régions peu sensibles et des maxima locaux existent, comme pour les couples *a-b* avec *a* supérieur à 8.00 et *b* entre 1.00 et 4.00.

De la simple observation des ces deux graphiques il n'est pas possible d'identifier précisément des éventuels maxima secondaires. On utilisera par la suite une méthode appropriée pour le faire.

Les courbes isocritères montrent encore une certaine corrélation entre les paramètres *a* et *b*, en particulier quand on s'approche de la région qui doit contenir le maximum maximorum. Cela est une information utile à l'analyse de l'évolution des paramètres dans le temps, car comme on l'a déjà mentionné, certains changements des valeurs d'un paramètre peuvent avoir lieu pour compenser des changements intervenus sur un autre paramètre. En effet, l'analyse de sensibilité développée dans le chapitre 3 avait déjà révélé l'existence d'un certain lien entre les paramètres de GR4J.

A première vue on ne constate pas de difficultés majeures pour qu'une procédure de calage telle que RL-GR4J arrive au maximum perçu sur la figure, pourvu qu'on démarre le calage dans un bon endroit. Il est bien clair que n'ayant pas connaissance *a priori* de l'hypersurface de la fonction critère, il peut s'avérer difficile de savoir quels sont les endroits à éviter pour initier le calage. L'expérience dans l'utilisation du modèle est certainement utile pour le faire. Par la suite, on verra que des méthodes systématiques peuvent aussi être envisagées à ce sujet.

Le sous-espace *a-c* montre une longue crête tout au long d'une région parallèle à l'axe *c*, limité par *a*:[5,00 ; 6,00] et *c*:[-0,50 ; 0,50] (voir fig. 5.12). Le profil de cette crête coïncide parfaitement avec le graphique *c*-fonction critère obtenu par la méthode URS (fig. 5.8). Les courbes montrent des régions d'insensibilité de la fonction objectif au paramètre *c*, bien qu'une zone de convergence vers le maximum soit identifiable.

Les changements de pente un peu brutaux pour de petites variations de *c* correspondent aux valeurs entières de *c*, c'est-à-dire aux valeurs qui ne conduisent pas à des lissages sur les pluies, par répartition des effets de ces dernières sur deux intervalles de temps différents. On doit aussi s'attendre à un grand nombre de maxima locaux pour tous les sous-espaces où le paramètre *c* intervient.

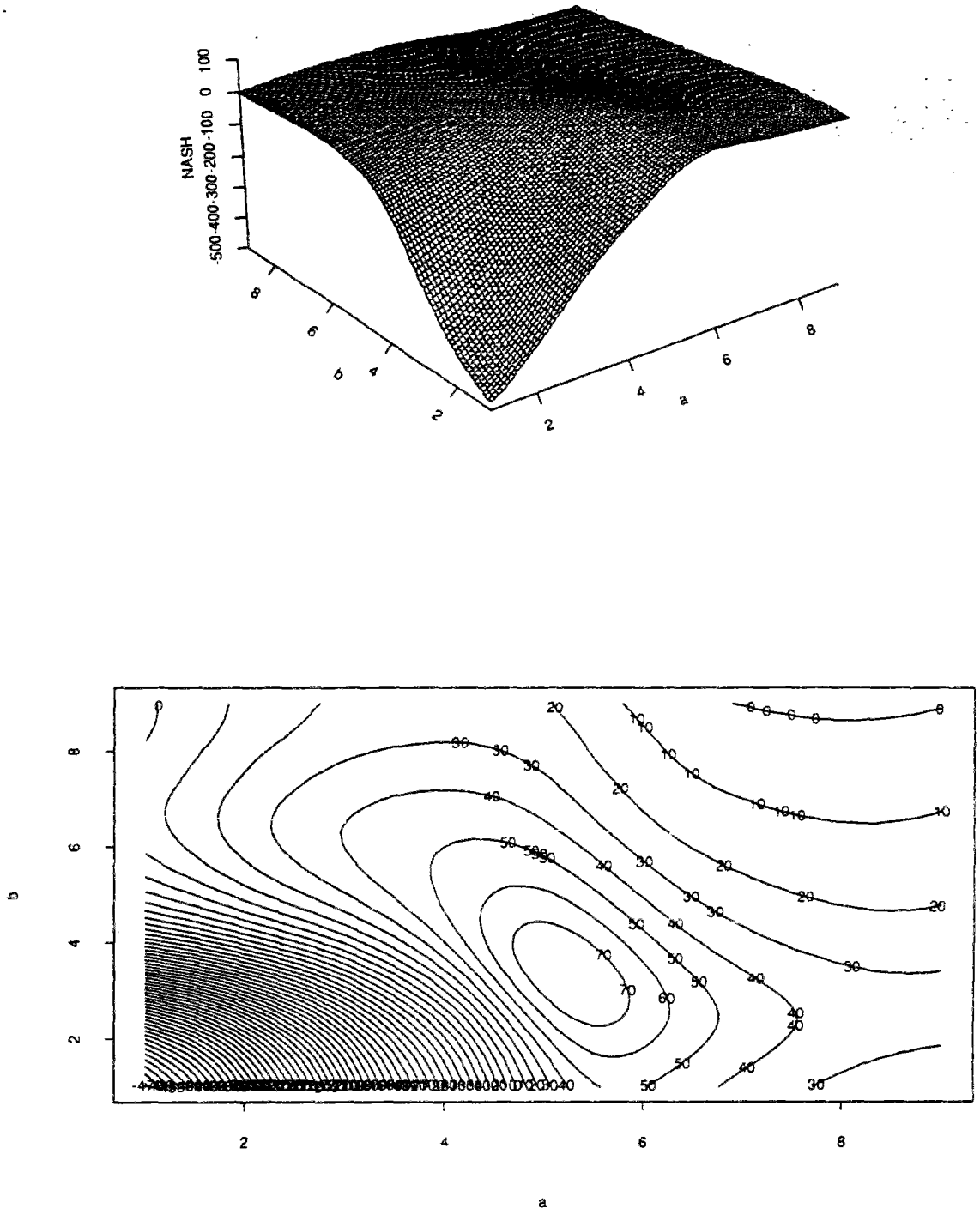


Fig. 5.11 - Méthode EG appliquée au modèle GR4J - perspective et isocritère paramètres *a-b* - fonction critère (critère de NASH)
Bassin versant de l'Orgeval pour la période 1963-1989

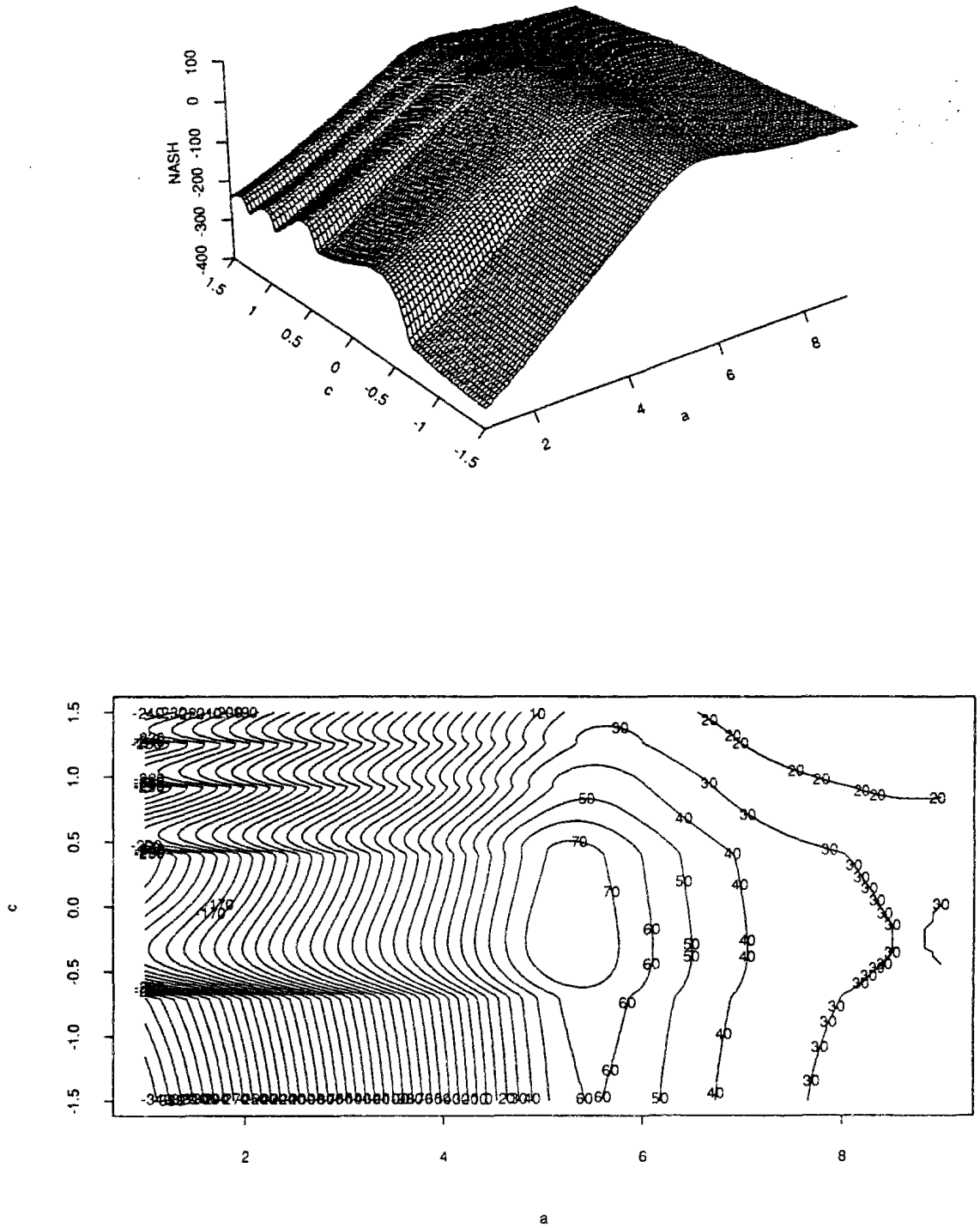


Fig. 5.12 - Méthode EG appliquée au modèle GR4J - perspective et isocritère paramètres *a-c* - fonction critère (critère de NASH)
Bassin versant de l'Orgeval pour la période 1963-1989

Concernant le couple *a-d*, la figure 5.13 permet de constater que des valeurs négatives de *d* produisent des critères extrêmement négatifs, particulièrement si le paramètre *a* prend des valeurs faibles. Comme dans le cas de la figure 5.11, cela masque l'observation des nuances du sous-espace pour des valeurs positives du critère. Les courbes isocritères montrent clairement une région pouvant contenir le maximum maximorum.

Néanmoins, comme dans les cas précédants, un mauvais démarrage de l'optimisation peut conduire à des régions peu sensibles du critère, en particulier pour *a* plus grand que 8,00, si *d* se situe entre -0,50 et 0,00. Il s'agit pour *a* d'une zone peu probable, voire *a priori* suspecte.

Conformément à ce qui est décrit ci-dessus, nous avons comparé la valeur de la fonction objectif de chaque élément de grille, avec celles des éléments adjacents. Les valeurs des fonctions objectif qui sont plus grandes ou égales à toutes celles adjacentes ainsi que les coordonnées de l'élément correspondant ont été enregistrées comme étant des optima locaux.

Nous employons cette démarche pour chaque sous-espace bidimensionnel formé par un jeu de deux paramètres. Le nombre de régions d'attraction (région de la surface de calage contenant au moins un maximum) et leur maxima ont été ainsi identifiés. Les résultats de l'étude se trouvent dans le tableau 5.3. Les résultats du calage sur la même série quand on utilise la méthode RL-GR4J y sont présentés, pour permettre une évaluation comparative.

Tableau 5.3 - Méthode EG appliquée au modèle GR4J
Bassin versant de l'Orgeval - période 1963-1989
Résultats du calage

sous-espace bidimensionnel	nombre de maxima locaux	localisation des régions d'attraction	*NASH* %
a-b	2	*a*:[5,20 ; 5,28] - *b*:[3,34 ; 3,42]	79
	4	*a*:[8,92 ; 9,00] - *b*:[2,54 ; 2,62]	34
a-c	3	*a*:[5,28] - *c*:[-0,29 ; -0,23]	79
	1	*a*:[5,61] - *c*:[1,29]	32
	34	*a*:[8,68 ; 9,00] - *c*:[-1,50 ; 0,20]	[26 ; 30]
a-d	2	*a*:[5,20 ; 5,28] - *d*:[-0,05 ; -0,02]	79
	2	*a*:[8,92 ; 9,00] - *d*:[-0,20]	33
b-c	6	*b*:[3,34 ; 3,42] - *c*:[-0,29 ; -0,23]	79
b-d	4	*b*:[3,34 ; 3,42] - *d*:[-0,05 ; -0,02]	79
c-d	6	*c*:[-0,29 ; -0,23] - *d*:[-0,05 ; -0,02]	79
	1	*c*:[1,29] - *d*:[-0,02]	29
Résultats de calage de GR4J avec la méthode RL-GR4J sur la série 1963-1989 : intervalles d'un écart-type		*a*:[5,23 ; 5,27] *b*:[3,33 ; 3,41] *c*:[-0,28 ; -0,24] *d*:[-0,06 ; -0,02]	79,0

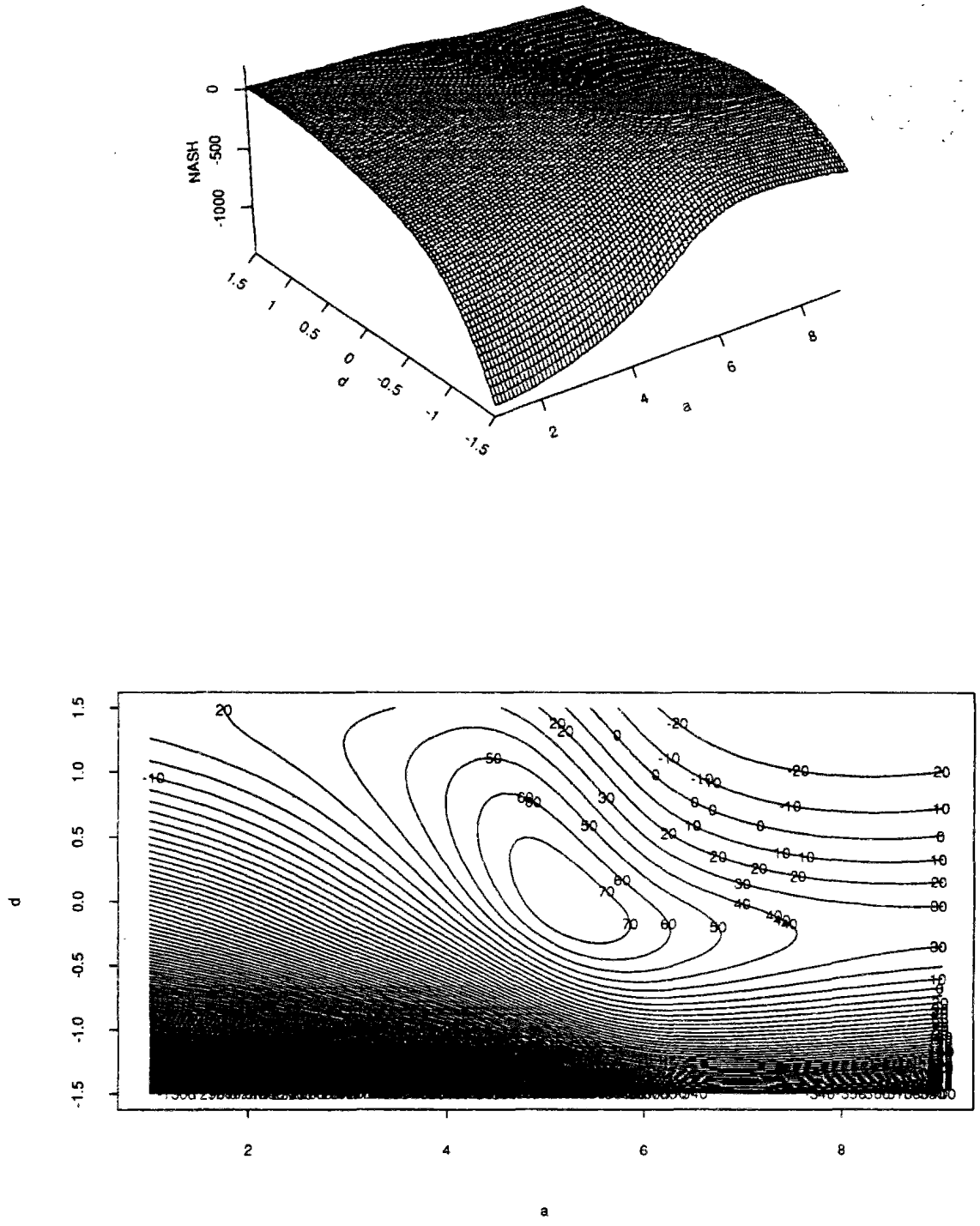


Fig. 5.13 - Méthode EG appliquée au modèle GR4J - perspective et isocritère paramètres *a-d* - fonction critère (critère de NASH)
Bassin versant de l'Orgeval pour la période 1963-1989

On constate, tout d'abord, l'existence de plus d'une région d'attraction sur les sous-espaces bidimensionnels, sauf pour les couples des paramètres *b-c* et *b-d*. Le nombre de maxima locaux peut être élevé, même proche de 40, comme pour le couple des paramètres *a-c*.

Dans les cas de *b-c* et *b-d*, on ne peut pas proprement parler de maxima locaux, mais plutôt d'une région autour d'un maximum où la fonction objectif est peu sensible aux changements des paramètres. Quand on considère d'une part les graphiques des figures 5.12 et 5.13 et d'autre part le résultat de calage de GR4J par la méthode RL-GR4J, il est possible d'affirmer que cette région contient les points qui maximisent la fonction critère dans l'espace parcouru des paramètres. Pour ces 3 paramètres, les intervalles pour lesquels l'on a constaté l'indifférence de la fonction critère sont égaux aux intervalles d'un écart-type autour des paramètres calés par la méthode RL-GR4J, quand on les calcule par l'analyse de sensibilité des paramètres de GR4J.

Dans le cas du sous-espace *a-c*, on identifie 3 régions d'attraction. La première, dans le tableau 5.3, contient le même maximum identifié dans tous les essais réalisés jusqu'à présent. La deuxième correspond à un maximum local isolé. La troisième est une crête qui s'étend tout au long de l'axe du paramètre *c*, pour des valeurs du paramètre *a* entre 8,60 et 9,00. Cela explique le nombre élevé des maxima locaux dans le sous-espace *a-c*. La crête peut être entrevue dans le graphique de la figure 5.12.

D'ailleurs, le paramètre *a* produit toujours des maxima locaux quand il prend des valeurs au-dessus de 8.60. Il s'agit là d'une condition de fonctionnement particulière du modèle dans laquelle le poids du niveau initial du réservoir-sol joue un rôle très important sur la performance du modèle, par la suite. En fait, ce réservoir est inutile et peut être remplacé par un coefficient d'écoulement constant.

Dans le cas présent, l'initialisation se fait au mois de janvier et le réservoir-sol démarre à 60% de sa capacité. Dans ces conditions, le fait que la valeur de *a* soit remarquablement élevée n'est pas très important. Si l'autre paramètre dans le sous-espace étudié prend une valeur convenable, il est possible qu'un maximum local se produise.

Mise à part le cas du paramètre *a*, les maxima locaux identifiés dans un sous-espace de l'hypersurface de calage ne se reproduisent pas dans les autres sous-espaces. Ainsi, on ne peut pas affirmer que ces maxima locaux le soient aussi dans l'espace des 4 paramètres. En effet, l'exercice développé ici est un peu artificiel, car avec l'investigation d'un sous-espace bidimensionnel à chaque fois, on n'arrive pas à recréer les mêmes conditions de calage du modèle par la méthode RL-GR4J, où tous les paramètres sont libres de changer. Malheureusement il serait trop lourd d'appliquer la méthode EG en faisant varier en même temps les 4 paramètres.

Pour évaluer le risque de se trouver sur un maximum secondaire à la fin d'un calage de GR4J par la méthode RL-GR4J il va falloir utiliser une autre démarche. Pour l'instant, nous continuons à utiliser la méthode EG, en ayant pour objectif l'évaluation de l'impact de séries aux caractéristiques hydrologiques différentes sur la forme de l'hypersurface de la fonction critère.

5.3.2 - La méthode EG appliquée dans le calage de GR4J sous-séries 1975-1977 et 1978-1980

Nous avons déjà eu l'occasion de décrire les sous-séries 1975-1977 et 1978-1980 comme l'ensemble de variables hydrologiques (voir tableaux 4.3 et 4.4), la première étant particulièrement sèche et la deuxième humide.

Maintenant, nous appliquons la méthode EG dans ces deux sous-séries, en utilisant de nouveaux intervalles de variations pour les paramètres de GR4J, à savoir :

a : [3,00 ; 8,00] $\quad$ c : [−1,00 ; 1,00]

b : [2,00 ; 7,00] $\quad$ d : [−1,00 ; 1,00]

Ces nouveaux intervalles doivent permettre, à la fois une exploitation plus détaillée de chaque sous-espace bidimensionnel, due aux intervalles plus petits de discrétisation, et une meilleure visualisation des perspectives des sous-espaces, due au faible nombre des résultats négatifs du critère. On le constate tout particulièrement pour le calage sur la période 1978-1980, dont les résultats sont montrés dans le tableau 5.4 et dans les figures 5.14 à 5.20.

Tableau 5.4 - Méthode EG appliquée au modèle GR4J
Bassin versant de l'Orgeval - période 1978-1980
Résultats du calage

sous-espace bidimensionnel	nombre de maxima locaux	localisation des régions d'attraction	*NASH* %
a-b	7	*a*:[5,12 ; 5,17] - *b*:[3,06 ; 3,21]	85,1
	1	*a*:[7,39] - *b*:[2,86]	62,9
a-c	6	*a*:[5,12 ; 5,17] - *c*:[-0,19 ; -0,25]	85,1
	3	*a*:[5,42 ; 5,52] - *c*:[0,94]	39,3
	52	*a*:[7,09 ; 7,65] - *c*:[-0,29 ; -0,15]	62,4
a-d	6	*a*:[5,12 ; 5,17] - *d*:[-0,17 ; -0,13]	85,1
	27	*a*:[7,19 ; 8,00] - *d*:[-0,19 ; -0,01]	62,7
b-c	10	*b*:[3,06 ; 3,16] - *c*:[-0,25 ; -0,19]	85,1
b-d	9	*b*:[3,06 ; 3,16] - *d*:[-0,17 ; -0,13]	85,1
c-d	8	*c*:[-0,25 ; -0,19] - *d*:[-0,17 ; -0,13]	85,1
	2	*c*:[0,96] - *d*:[-0,19 ; -0,15]	37,5
Résultats de calage de GR4J avec la méthode RL-GR4J sur la série 1978-1980 : intervalles d'un écart-type		*a*:[5,09 ; 5,21] *b*:[2,98 ; 3,20] *c*:[-0,26 ; -0,18] *d*:[-0,23 ; -0,07]	85,2

Quand on compare les figures 5.14 et 5.11, on constate que le rapport entre les paramètres a et b et la fonction critère garde essentiellement la même structure, que ce soit pour la série complète (1963-1989) ou pour la sous-série 1978-1980. Cependant, dans le cas de la sous-série, on obtient des valeurs positives du critère à peu près dans toute l'extension du sous-espace *a-b*. En effet, il y a un déplacement de la surface vers le haut, le critère étant ici au maximum égal à 85,1%, alors qu'il est de 79,0% dans le cas de la série complète.

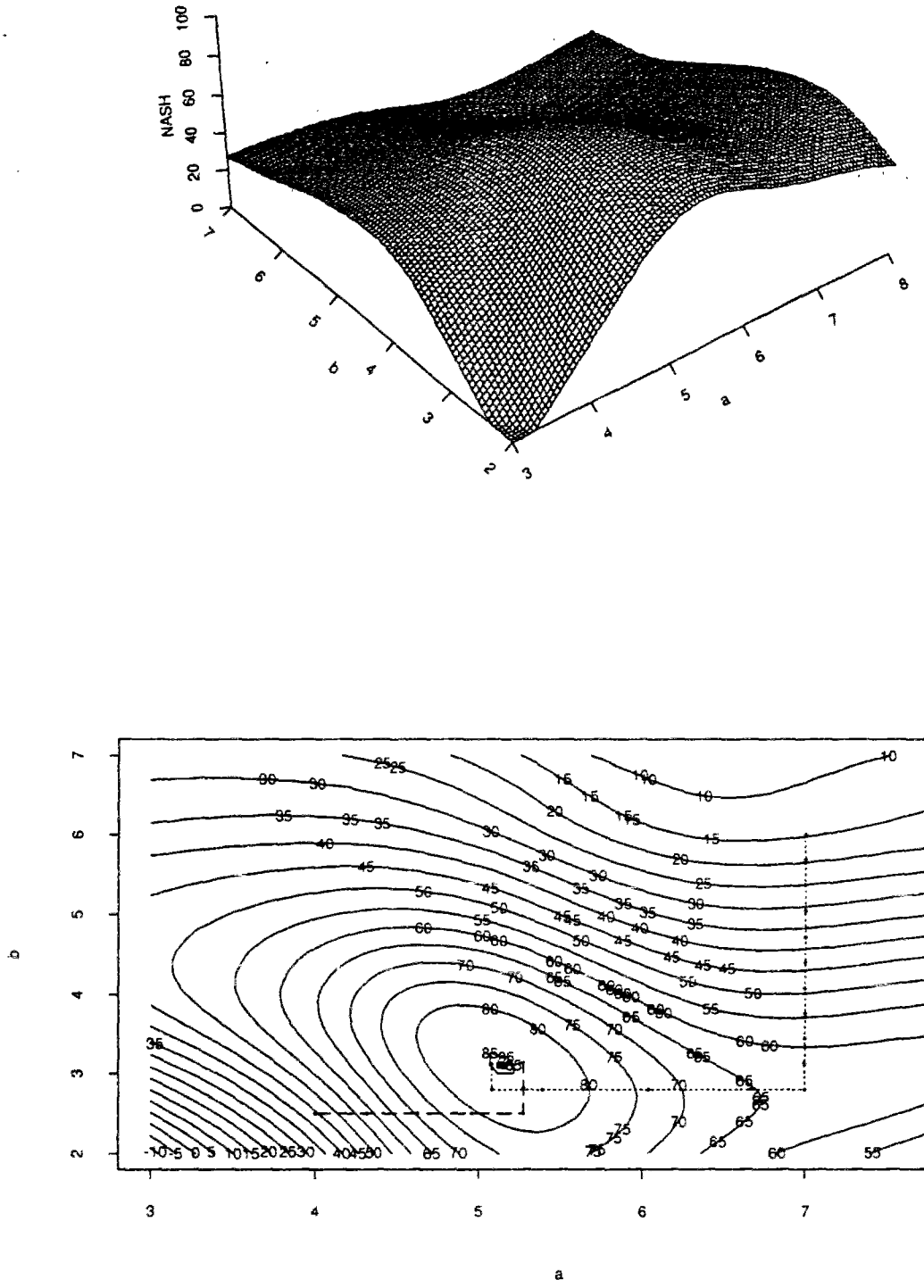


Fig. 5.14 - Méthode EG appliquée au modèle GR4J - perspective et isocritère paramètres *a-b* - fonction critère (critère de NASH)
Bassin versant de l'Orgeval pour la période 1978-1980

Les deux régions où les valeurs du critère se détachent sont maintenant bien plus évidentes sur le graphique en perspective. En comparant les tableaux 5.3 et 5.4, on constate aussi un déplacement vers le bas et vers la gauche du plus grand maximum identifié sur le sous-espace. En conséquence, la région où l'on a identifié des maxima secondaires pour des valeurs élevées du paramètre *a* et des valeurs faibles du paramètre *b* se trouve aussi déplacée.

Le nombre de maxima dans une région d'attraction a augmenté sensiblement. Néanmoins, le nombre de régions d'attraction est resté stationnaire, confirmant ainsi que la relation structurale entre les paramètres et le critère demeure la même. Cela est valable pour tous les sous-espaces étudiés.

Le graphique des courbes isocritères (figure 5.14) illustre le fonctionnement du calage par RL-GR4J, quand on le fait démarrer par des couples *a*-*b* à la fois élevés et faibles. Dans le premier cas les valeurs initiales sont fixées à $a = 7{,}00$ et $b = 6{,}00$, dans le deuxième cas elles sont fixées à $a = 4{,}00$ et $b = 2{,}00$. Pour ces deux points de démarrage, la méthode RL-GR4J arrive au maximum maximorum de la surface exploitée. On observe quelques caractéristiques supplémentaires de la méthode RL-GR4J, telles que le déplacement selon des directions orthogonales et les changements sur l'amplitude des déviations appliquées aux paramètres, en fonction de la sensibilité du critère aux changements des valeurs des paramètres.

Pour les autres couples de paramètres nous avons délibérément démarré la procédure de calage par RL-GR4J sur des points vraisemblablement encore plus difficiles pour cette méthode, dans la mesure où ils peuvent conduire à un maximum secondaire.

Par exemple, pour le sous-espace *a*-*c*, les valeurs initiales sont les suivantes :

$a = 7{,}00$; $c = 0{,}80$

$a = 4{,}00$; $c = -0{,}80$

$a = 5{,}70$; $c = -1{,}00$

$a = 8{,}00$; $c = -0{,}22$

La procédure RL-GR4J atteint le maximum du sous-espace pour les 3 premiers points de départ, même quand elle part d'une région où la fonction objectif est peu sensible aux deux paramètres, comme c'est le cas du troisième point listé ci-dessus.

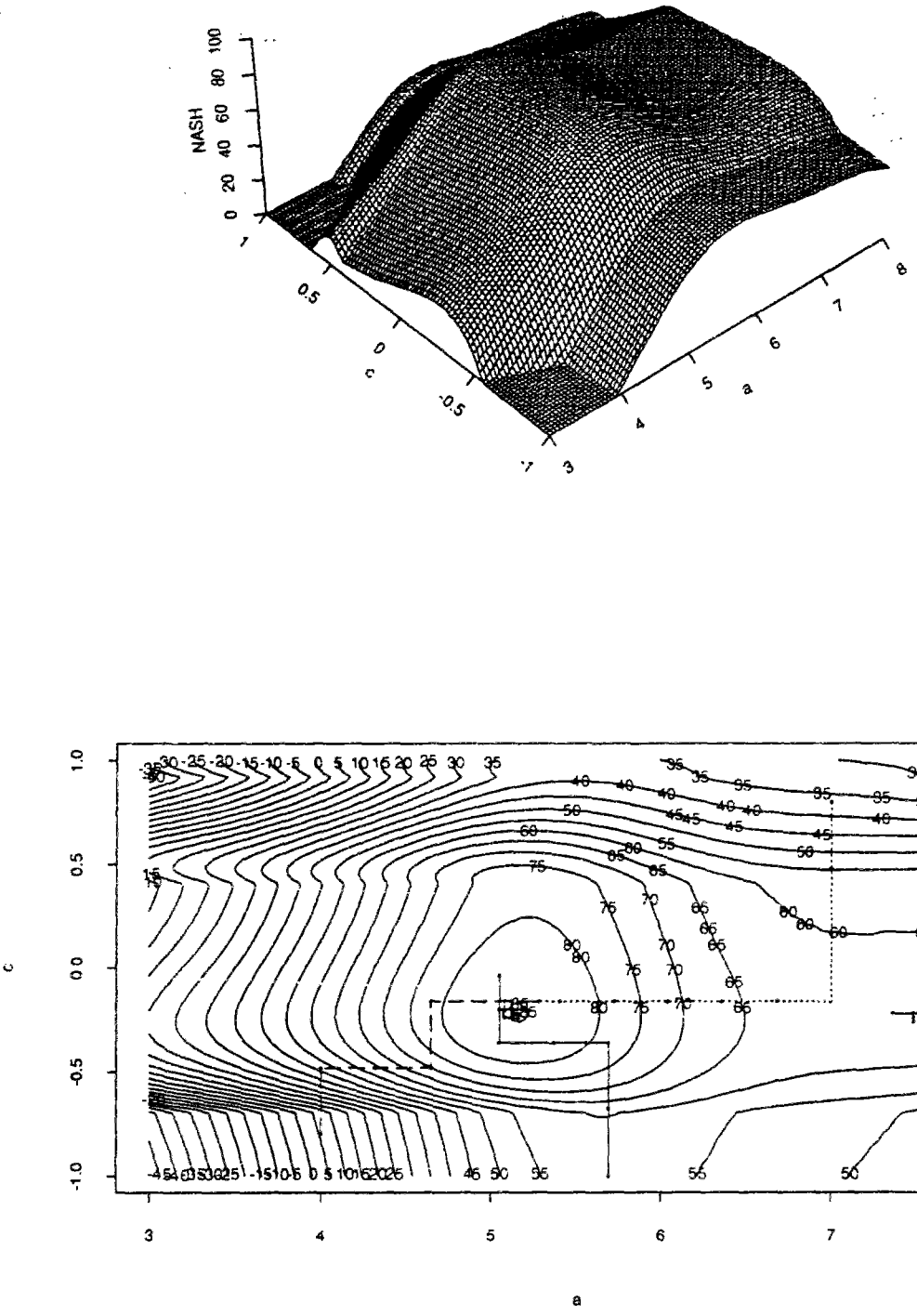


Fig. 5.15 - Méthode EG appliquée au modèle GR4J - perspective et isocritère paramètres *a-c* - fonction critère (critère de NASH)
Bassin versant de l'Orgeval pour la période 1978-1980

Sur la figure 5.12, la région où l'on a fait l'initialisation du quatrième calage était une longue crête au long de l'axe du paramètre *c*. Dans le cas présent, d'après les localisations des régions d'attraction listées dans le tableau 5.4, cette longue crête a disparu, donnant lieu à un col, suivi d'une région à forte pente pour $c < -0{,}30$ et d'une faible pente pour $c > -0{,}20$.

La figure 5.16 permet de visualiser en détail l'arrêt de la méthode RL-GR4J sur un maximum secondaire, dans ce cas. La ligne pointillée montre les déplacements effectués par la méthode RL-GR4J et les chiffres de 1 à 7 montrent la séquence de ces déplacements. Les deux premiers mouvements (1-2 et 2-3) se font avec un Δx de 0,32, au long de l'axe du paramètre *a*, amenant au point de cordonnées [7,36 ; -0,22]. Un nouveau déplacement dans la même direction amènerait au point $a = 7{,}04$, encore dans la même région très plate de l'intervalle *a*:[7,00 ; 7,70]. Ainsi, l'existence dans cette région, d'un maximum secondaire attire la procédure de calage successivement au point 4, avec un $\Delta x = 0{,}16$ sur *a*, au point 5, avec un $\Delta x = 0{,}08$ encore sur *a*, suivi de deux déplacements sur *c*, les points 6 et 7, avec Δx respectivement égaux à 0,04 et 0,02, pour arriver au maximum, pour *NASH* = 62.4%.

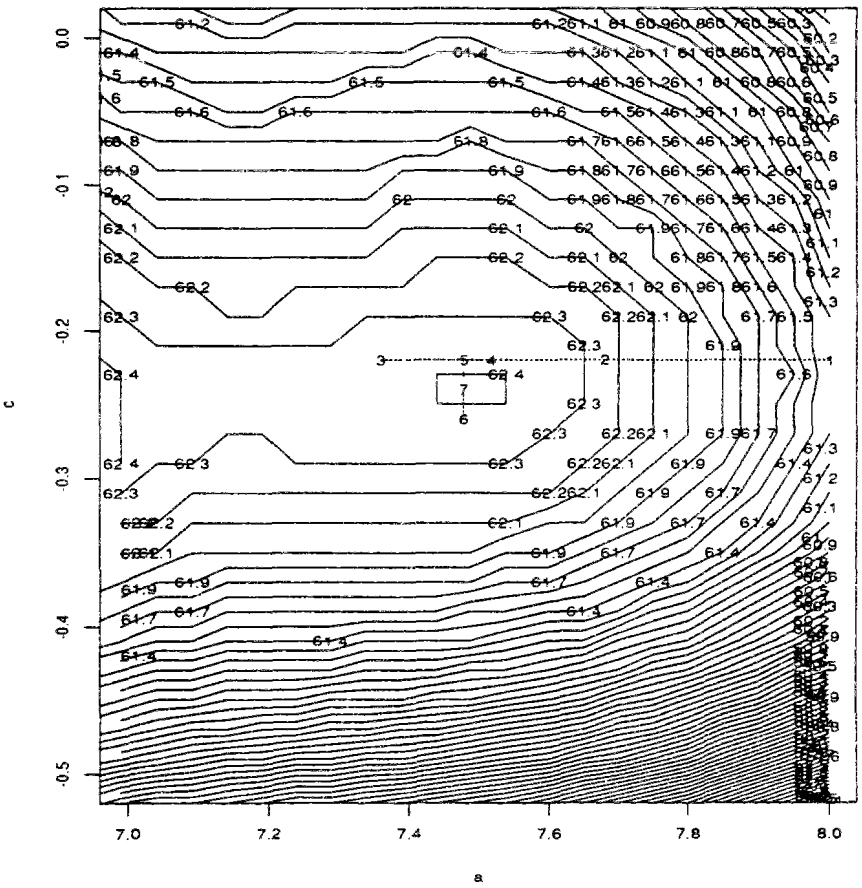


Fig. 5.16 - Méthode EG appliquée au modèle GR4J - courbes d'isocritère paramètres *a-c* - fonction critère (critère de NASH) - détail
Bassin versant de l'Orgeval pour la période 1978-1980

On observe encore dans la figure 5.16, ainsi que dans la figure 5.15, une caractéristique de la méthode RL-GR4J qui l'amène parfois à dépasser le maximum pour après y revenir, en fonction des séquences de valeurs de Δx.

Le même cas de maximum secondaire se manifeste pour le couple des paramètres *a-d* (fig. 5.17), quand la méthode RL-GR4J démarre sur le point de cordonnées [8,00 ; -0,04]. Il s'agit encore une fois d'un point pour lequel le paramètre *a* prend une valeur très élevée. Le calage s'arrête après seulement 3 pas de calcul sur le point [7,84 ; -0,04], pour un *NASH* = 63%. D'autre part, le calage qui démarre sur une autre région peu sensible du sous-espace *a-d* [3,00 ; 1,00] arrive, par déplacements alternatifs sur les deux axes, au maximum maximorum après seulement 13 pas de calcul.

Le fait d'initialiser le calage sur une région particulièrement difficile de l'hypersurface de la fonction critère ne conduit pas forcément à un mauvais résultat pour la méthode RL-GR4J. Pour le couple des paramètres *c-d* (figure 5.18) on initialise le calage à la fois sur une région peu sensible de l'hypersurface (point de cordonnées [-1,00 ; -0,08]) ; sur un point de changement brutal de déclivité (point de cordonnées [-0,07 ; -0,82]) et sur un point se trouvant à coté d'un maximum secondaire (point de cordonnées [1,00 ; -0,16]). La méthode RL-GR4J a pu trouver le maximum maximorum pour tous les cas considérés.

On note toujours pour les sous-espaces où intervient le paramètre *c*, des changements un peu rapides des pentes pour des valeurs de ce paramètre autour de -0,50 et de 0,50, qu'on avait déjà remarqués précédemment. Cependant, dans le sous-espace *b-c* (fig. 5.19) il n'y a pas de régions peu sensibles ou de crêtes telles que celles qui apparaissent dans le sous-espace *a-c* (figures 5.12 et 5.15).

En ce qui concerne le sous-espace *b-d* (figure 5.20), on trouve une seule région un peu moins sensible au critère, pour des valeurs élevées du paramètre *b*. Les courbes isocritères montrent un cas presque idéal de surface de calage, s'il n'y avait pas cette région de changement de pente brusque pour des valeurs du paramètre *d* proches de 0. Cela est certainement dû au fait que la structure d'échange d'eau souterraine prévue dans le modèle est fonction soit de *R/B*, soit de *S/A* respectivement pour $d > 0$ et $d < 0$. Le changement de pente semble d'ailleurs montrer que la liaison avec *S/A* est mieux acceptée que la liaison avec *R/B*, pour des valeurs loin de l'optimum.

Il est intéressant de voir (tableau 5.4) que les intervalles de faible sensibilité du critère, autour du maximum maximorum, demeurent égaux ou même plus petits que les écarts-types trouvés par l'analyse de sensibilité courante de GR4J. Donc, on ne peut pas généraliser le constat fait par ailleurs d'une sous-estimation des écarts-types des paramètres par cette méthode d'analyse d'incertitude.

En plus de ces remarques, les graphiques et le tableau 5.4 montrent des particularités déjà commentées précédemment sur les sous-espaces bidimensionnels de l'hypersurface de calage.

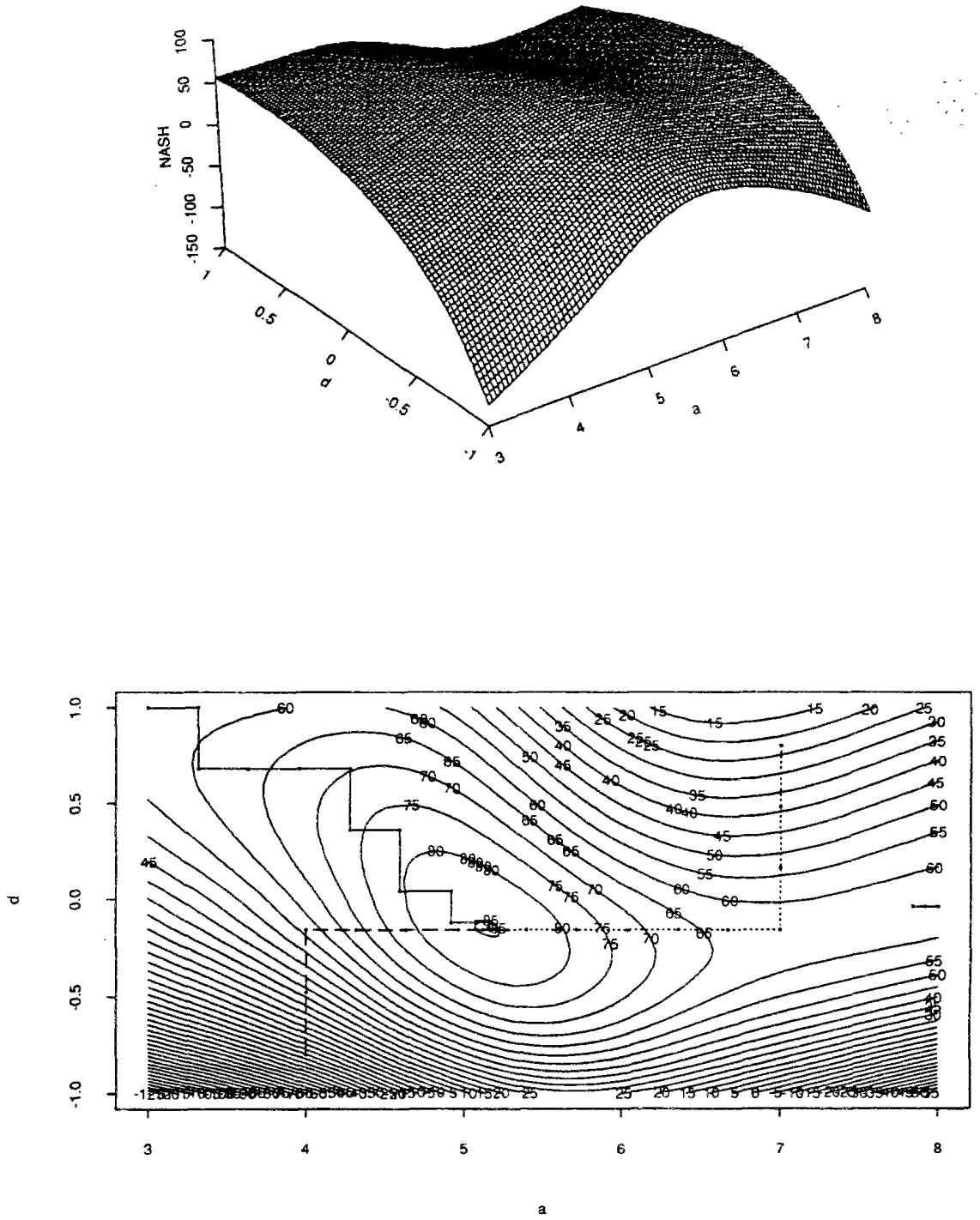


Fig. 5.17 - Méthode EG appliquée au modèle GR4J - perspective et isocritère paramètres *a-d* - fonction critère (critère de NASH)
Bassin versant de l'Orgeval pour la période 1978-1980

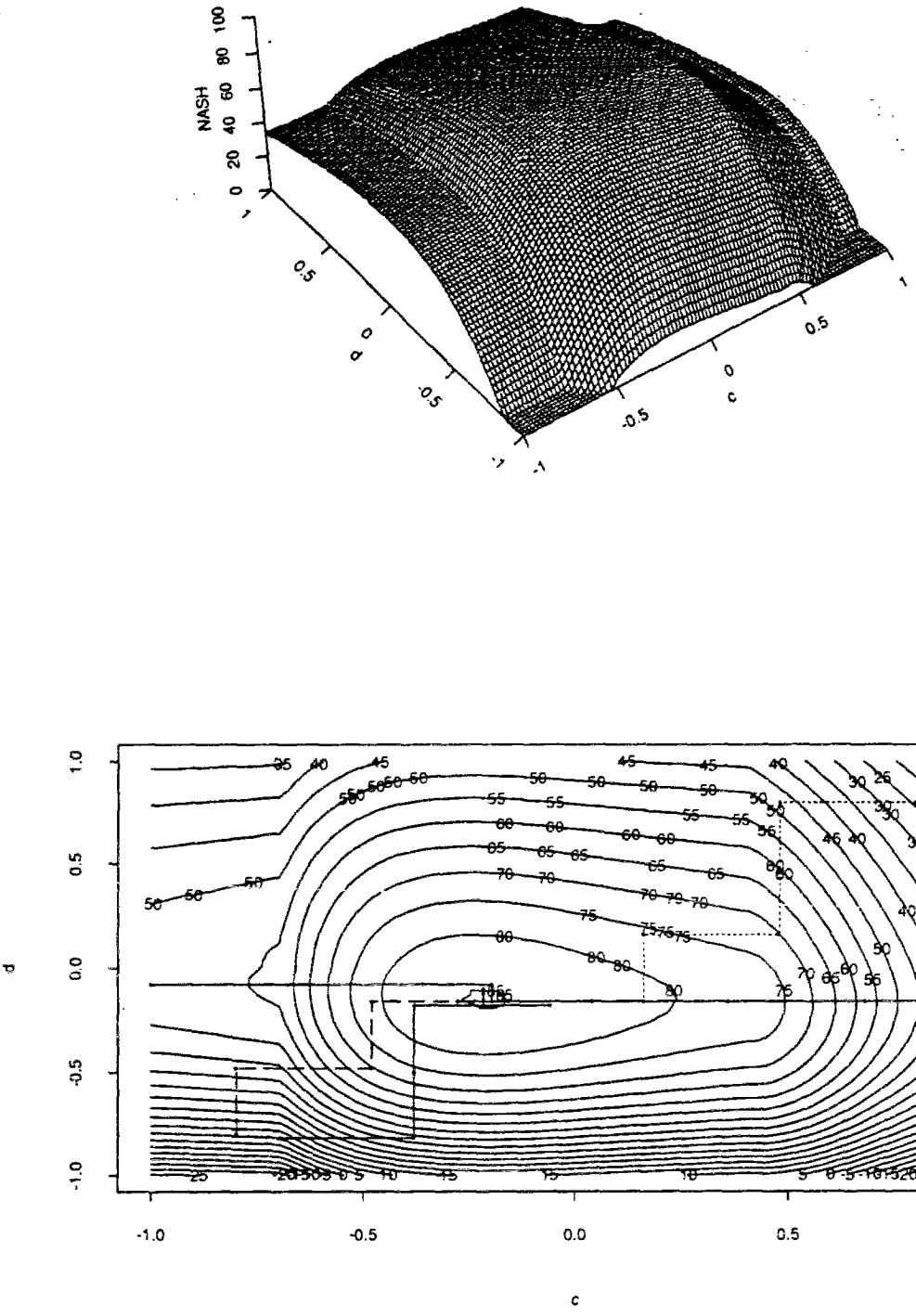


Fig. 5.18 - Méthode EG appliquée au modèle GR4J - perspective et isocritère paramètres *c-d* - fonction critère (critère de NASH)
Bassin versant de l'Orgeval pour la période 1978-1980

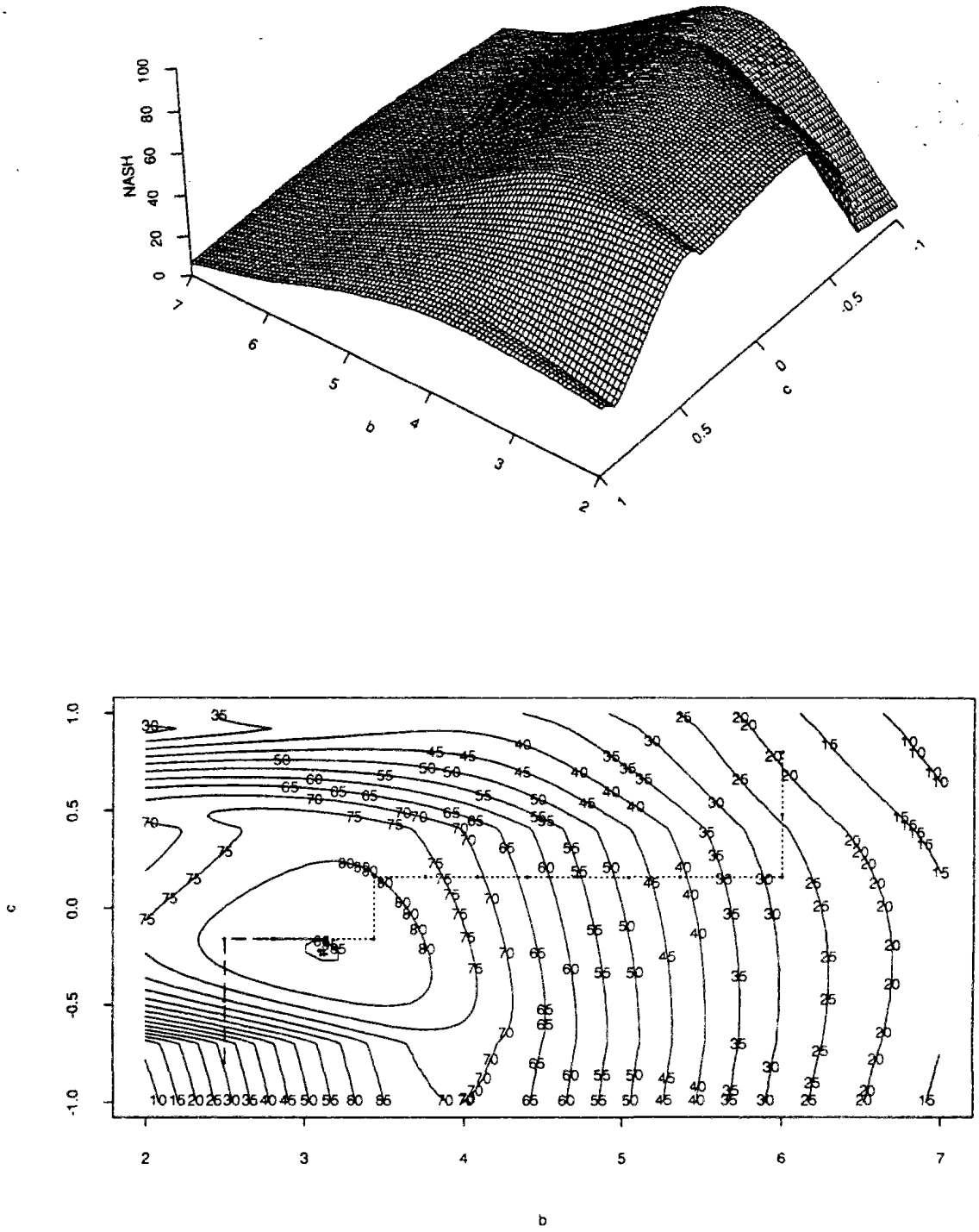


Fig. 5.19 - Méthode EG appliquée au modèle GR4J - perspective et isocritère paramètres *b*-*c* - fonction critère (critère de NASH)
Bassin versant de l'Orgeval pour la période 1978-1980

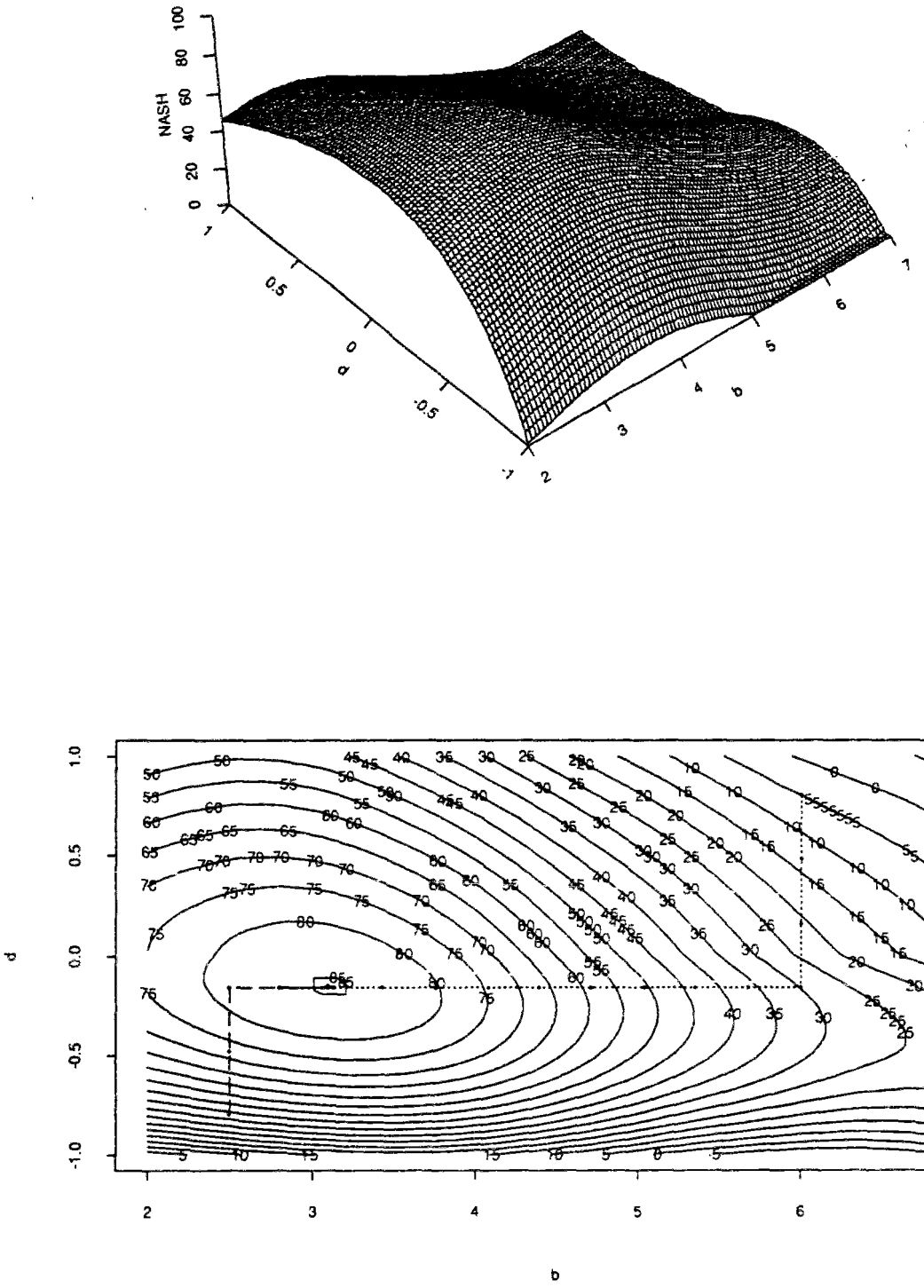


Fig. 5.20 - Méthode EG appliquée au modèle GR4J - perspective et isocritère paramètres *b-d* - fonction critère (critère de NASH)
Bassin versant de l'Orgeval pour la période 1978-1980

En ce qui concerne l'application de la méthode EG sur la période sèche de 1975 à 1977, le tableau 5.5 et la figure 5.21 affichent les résultats les plus significatifs.

Tableau 5.5 - Méthode EG appliquée au modèle GR4J
Bassin versant de l'Orgeval - période 1975-1977 - Résultats du calage

sous-espace bidimensionnel	nombre de maxima locaux	localisation des régions d'attraction	*NASH* %
a-b	3	*a*:[5,63] - *b*:[3,16 ; 3,26]	81,8
	3	*a*:[6,79 ; 6,84] - *b*:[6,09 ; 6,24]	7,1
	5	*a*:[7,65 ; 7,75] - *b*:[6,75 ; 6,80]	10,7
a-c	5	*a*:[5,63] - *c*:[-0,35 ; -0,23]	81,8
a-d	1	*a*:[5,63] - *d*:[0,09]	81,8
b-c	13	*b*:[3,16 ; 3,26] - *c*:[-0,33 ; -0,23]	81,8
b-d	6	*b*:[3,16 ; 3,26] - *d*:[0,09 ; 0,11]	81,8
	2	*b*:[7,00] - *d*:[-0,22 ; -0,24]	19,7
c-d	5	*c*:[-0,35 ; -0,23] - *d*:[0,09]	81,7
Résultats de calage de GR4J avec la méthode RL-GR4J sur la série 1975-1977 : intervalles d'un écart-type		*a*:[5,58 ; 5,68] *b*:[3,19 ; 3,37] *c*:[-0,36 ; -0,22] *d*:[0,05 ; 0,13]	82,0

On observe, tout d'abord, un déplacement du maximum maximorum de chaque sous-espace, et de l'hypersurface de la fonction critère vers le bas, par rapport à la période humide. Le critère de NASH à l'optimum est de 81,5%. De plus, de faibles valeurs des paramètres *a* et *b* et des valeurs négatives du paramètre *d* produisent des résultats très négatifs pour le *NASH*.

Le déplacement de l'hypersurface de calage et de l'optimum fait apparaître de nouvelles régions d'attraction et en fait disparaître d'autres détectées précédemment. Par exemple, dans le sous-espace *a-b* le maximum secondaire pour des valeurs élevées du paramètre *a* se manifeste pour des valeurs de *b* beaucoup plus grandes que dans le cas de la période 1978-1980. De plus, une nouvelle région d'attraction y est identifiée.

La crête présente dans le sous-espace *a-c* a apparemment disparu. Par contre, la fonction critère reste presque indifférente aux variations du paramètre *c* sur de larges régions. Ce comportement du paramètre *c*, déjà remarqué dans le cas précédant reste valable et quelque peu aggravé ici, pour tous les sous-espaces où *c* intervient.

On peut ainsi conclure que la période de calage peut changer, encore que légèrement, la structure de l'hypersurface de la fonction critère. Néanmoins, cette interférence avec l'hypersurface ne va pas au point de caractériser un nouveau rapport entre les paramètres et le critère. Il s'agit plutôt de coupures légèrement différentes réalisées sur l'hypersurface, donnant une prise de vue un peu déplacée.

Quant aux intervalles de variation des paramètres autour du maximum maximorum, ils demeurent proportionnels à ceux obtenus par la méthode d'analyse d'incertitudes déjà prévue dans le modèle GR4J, comme dans les cas précédents. On note la précision de l'estimation des paramètres *a* et *d*.

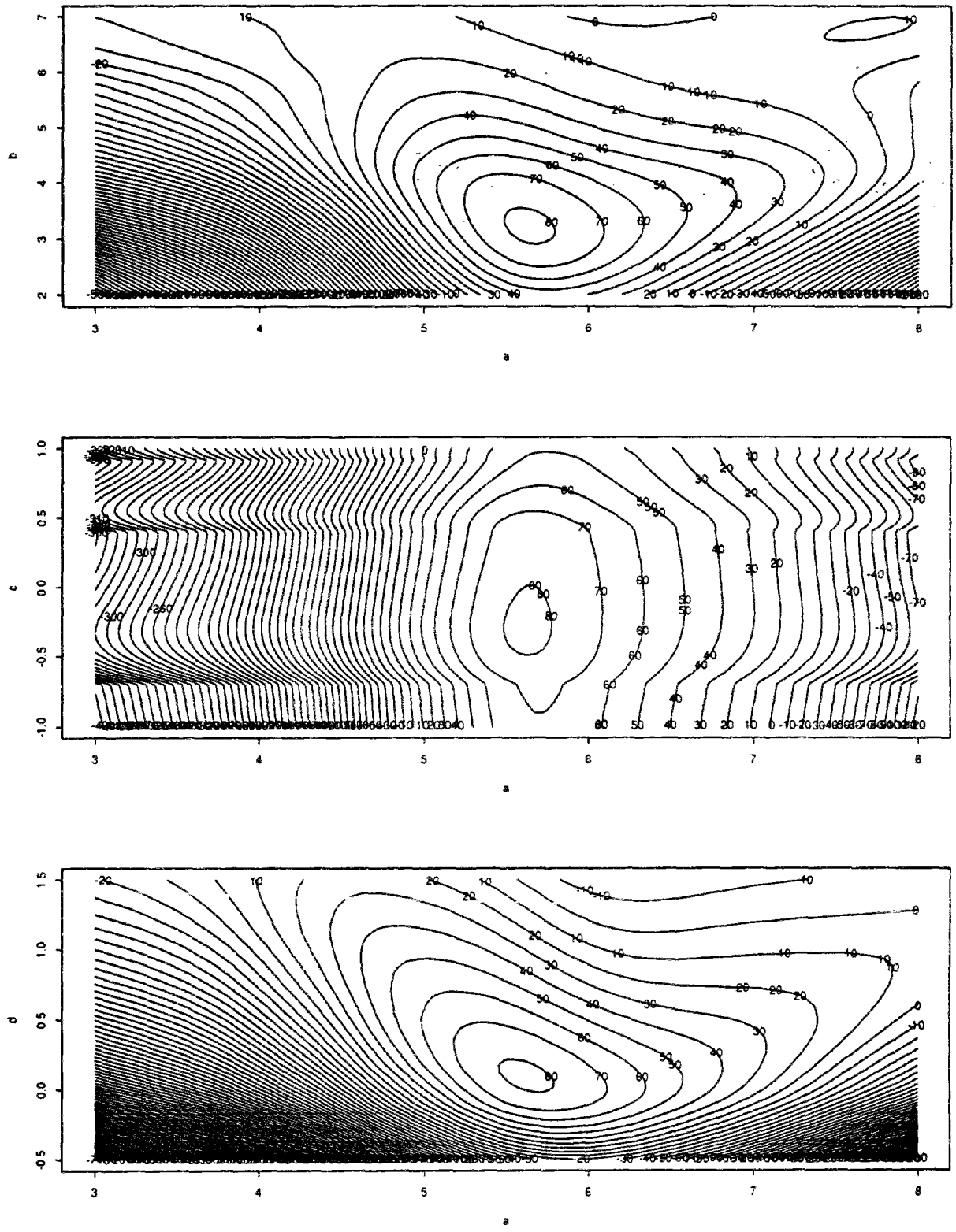


Fig. 5.21

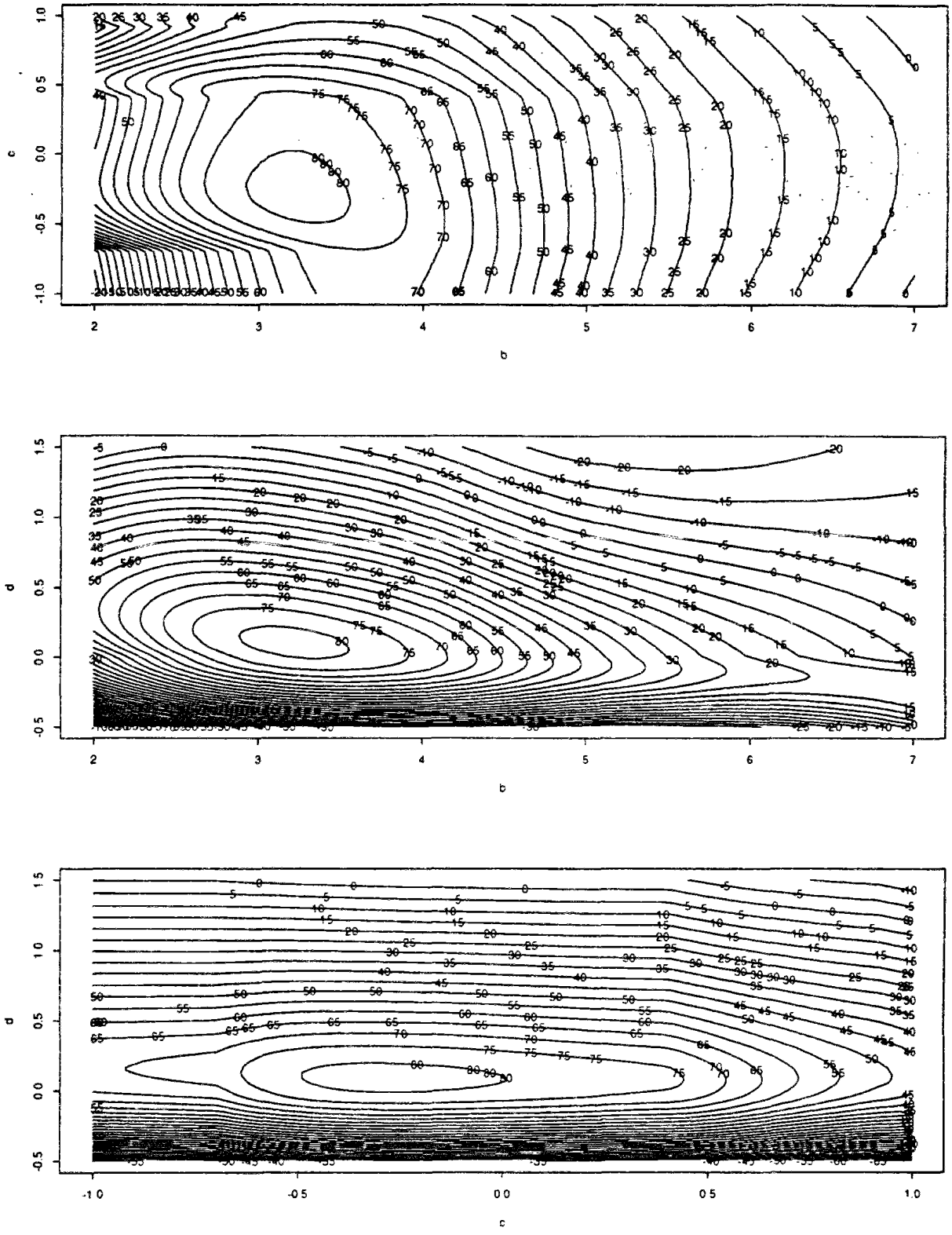


Fig. 5.21 - Méthode EG appliquée au modèle GR4J - courbes d'isocritère paramètres *a-b*, *a-c*, *a-d*, *b-c*, *b-d* et *c-d* - fonction critère (critère de NASH) Bassin versant de l'Orgeval pour la période 1975-1977

Pour l'ensemble des périodes étudiées par la méthode EG, les résultats obtenus indiquent que, malgré l'existence de régions d'attraction dans les sous-espaces des paramètres, en général, la région qui contient le maximum maximorum, apparaît de façon nette, soit par l'analyse graphique, soit par une analyse des valeurs prises par les paramètres. En effet, le nombre des régions d'attraction semble être plus instructif sur le rapport entre les paramètres et la fonction critère et, donc, sur le risque que la procédure de calage par recherche locale s'arrête sur un faux maximum, que le nombre des maxima locaux dans chacune des régions. D'après les résultats dont on dispose, ce dernier indique plutôt que la fonction critère n'est pas sensible aux variations des paramètres dans un certain intervalle. Donc, cela renseigne quant à la sensibilité des paramètres, à condition que les éléments de la grille soient définis avec une longueur adéquate.

Bien évidemment, la question ici n'est pas de savoir uniquement s'il existe un maximum maximorum, ou tout au moins, une nette région d'attraction qui se différencie des autres, mais plutôt de vérifier si la méthode de recherche locale, en l'occurrence la méthode RL-GR4J, est capable d'identifier cette région, avec une faible probabilité d'échec. Nous essayerons d'avancer en peu plus sur ce sujet dans les paragraphes qui suivent.

5.4 - LA METHODE MULTIDEPART

La méthode multidépart est fondée sur l'hypothèse suivante : étant donné une probabilité $P_e(1)$ que la méthode de recherche locale, en partant d'un jeu initial de paramètres, échoue dans sa quête du maximum maximorum, la probabilité $P_e(r)$ que la même méthode échoue globalement, après r départs indépendants (r jeux indépendants de paramètres de départ), diminue selon l'équation :

$$P_e(r) = P_e(1)^r \qquad \text{(Eq. 5.2)}$$

Donc, le nombre de départs r nécessaires pour obtenir une probabilité globale d'échec $P_e(r)$ peut être calculé par:

$$r = \frac{\ln P_e(r)}{\ln P_e(1)} \qquad \text{(Eq. 5.3)}$$

Si, par exemple, $P_e(1) = 0{,}40$, en utilisant 10 départs indépendants, la probabilité globale d'échec, $P_e(r) = 0{,}0001$.

Il est évident que les hypothèses relatives aux résidus du modèle requises par la méthode de recherche locale, en utilisant la méthode des moindres carrés, restent toujours non vérifiées dans la méthode multidépart. Cependant, dans ce cas le risque de se trouver dans un maximum local peut devenir très faible. Le temps de calcul peut être raisonnable si, au départ, le processus de calage du modèle ne présente pas une valeur trop élevée de $P_e(1)$.

La principale limite de la méthode concerne l'hypothèse d'indépendance de chacun des r calages. En effet, on pourrait considérer que la connaissance de l'hypersurface de calage augmente considérablement, à la fin des r essais. Cependant, comme il n'y a pas de processus d'échange d'information entre les essais indépendants, cette connaissance supplémentaire reste inutilisable. C'est pour cette raison que DUAN, SOROOSHIAN et GUPTA (1992) ont développé la

méthode dite SCE-UA (*shuffled complex evolution method*), dans laquelle sont incorporées des procédures d'échange pendant les calages par la méthode multidépart.

5.4.1 - La méthode multidépart appliquée dans le calage de GR4J

Cette méthode a été employée pour le calage de GR4J, en utilisant les séries des données du bassin de l'Orgeval, pour la période 1963-1989 et pour toutes les 9 sous-séries décrites dans le chapitre 4. A chaque fois 20 départs différents ont été effectués. Pour chaque essai 20 nouveaux jeux des paramètres ont été générés. On totalise, ainsi, 200 départs différents (10 périodes avec 20 départs/période). Les valeurs des paramètres de départ ont été générées par tirage au hasard en utilisant une loi de probabilité uniforme. Les intervalles dans lesquels les paramètres sont définis sont ceux qui suivent :

$$a : [1{,}00 \ ; \ 9{,}00]$$
$$b : [1{,}00 \ ; \ 9{,}00]$$
$$c : [-2{,}00 \ ; \ 2{,}00]$$
$$d : [-2{,}00 \ ; \ 2{,}00]$$

En ce qui concerne les paramètres c et d, ces intervalles sont un peu plus étendus que les intervalles utilisés dans les études précédentes.

Dans le tableau 5.6 on trouve une synthèse des résultats concernant le taux d'échec par essai, c'est à dire le rapport entre le nombre de fois où l'algorithme de calage s'arrête sur un maximum dont la valeur de fonction critère est plus petite que celle obtenue par le calage usuel de GR4J par la méthode RL-GR4J et le nombre de départs. A aucun moment on a trouvé une valeur de la fonction critère plus grande que celle trouvée par la méthode RL-GR4J, pour chaque période essayée.

Tableau 5.6 - Bassin versant de l'Orgeval
Résultats de calage pour la période 1963-1989 et les 9 sous-séries
Méthode multidépart - modèle GR4J

période de calage	taux d'échec de la méthode RL-GR4J
1963-1989	0,00
1963-1965	0,15
1966-1968	0,00
1969-1971	0,00
1972-1974	0,25
1975-1977	0,05
1978-1980	0,15
1981-1983	0,00
1984-1986	0,00
1987-1989	0,00

Le pire résultat obtenu correspond à la période 1972-1974. Nous avons étudié l'influence de l'utilisation de différents jeux de paramètres de départ sur cette période, en

appliquant la méthode multidépart pour tous les jeux de paramètres correspondant aux autres périodes. Les résultats de ces essais se trouvent dans le tableau 5.7. Ils montrent qu'il y a pour la période étudiée une plus forte probabilité que la méthode RL-GR4J se trouve sur un maximum secondaire à la fin du calage. Cependant, cette probabilité reste relativement faible. Elle est de 20% sur les 200 essais réalisés pour la période.

Tableau 5.7 - Bassin versant de l'Orgeval
Résultats de calage pour la période 1972-1977
Méthode multidépart - modèle GR4J

origine des jeux des paramètres de départ	taux d'échec de la méthode RL-GR4J
1963-1965	0,15
1966-1968	0,35
1969-1971	0,30
1975-1977	0,25
1978-1980	0,15
1981-1983	0,15
1984-1986	0,20
1987-1989	0,20

Par contre, dans 94% des essais (sur la série complète et sur les 9 sous-séries) on a pu trouver les mêmes jeux de paramètres avec la méthode multidépart que quand on utilise la méthode RL-GR4J. A chaque fois ou presque, que l'on ne se trouvait pas sur le maximum maximorum, une des valeurs au moins des paramètres était proche où hors de l'intervalle de faisabilité du paramètre en question et, donc, le mauvais calage aurait pu être facilement identifié. Généralement, le calage s'arrêtait pour des valeurs très élevées du paramètre *a*.

En ce qui concerne le cas particulier, où les valeurs des paramètres étaient tout à fait acceptables, le maximum secondaire se trouvait dans la même région d'attraction que le maximum maximorum identifié par RL-GR4J et la différence entre les deux critères de NASH ne dépassait pas 1,5%. Cependant, on a compté ce cas comme un échec, parce que la valeur du paramètres *a* y était différente de celle du maximum maximorum, au delà des limites de l'écart-type de ce paramètre.

Nous avons choisi le pire résultat obtenu, la période 1972-1974, pour présenter graphiquement la démarche (fig. 5.22). Ces graphiques montrent les valeurs des paramètres de départ et d'arrivée par rapport au nombre de pas de calcul de l'algorithme de calage pour trouver un maximum. Ils sont, donc, à la fois des indices de l'efficacité ou de la précision (capacité de trouver le maximum maximorum) et de l'efficience ou de la rapidité (nombre de pas de calcul pour trouver le maximum) de la méthode de calage. Ces figures montrent que la méthode RL-GR4J est efficace et efficiente.

En guise d'exercice d'application de la méthode, on a aussi calé les 8 bassins versants intermittents des 120 bassins versants utilisés dans le développement de GR4J, en utilisant cette fois-ci 100 points de départ différents par bassin. Nous avons utilisé d'abord le modèle GR3J et, ensuite, le modèle GR4J. Les résultats obtenus confirment que le modèle GR4J est bien préférable au modèle GR3J.

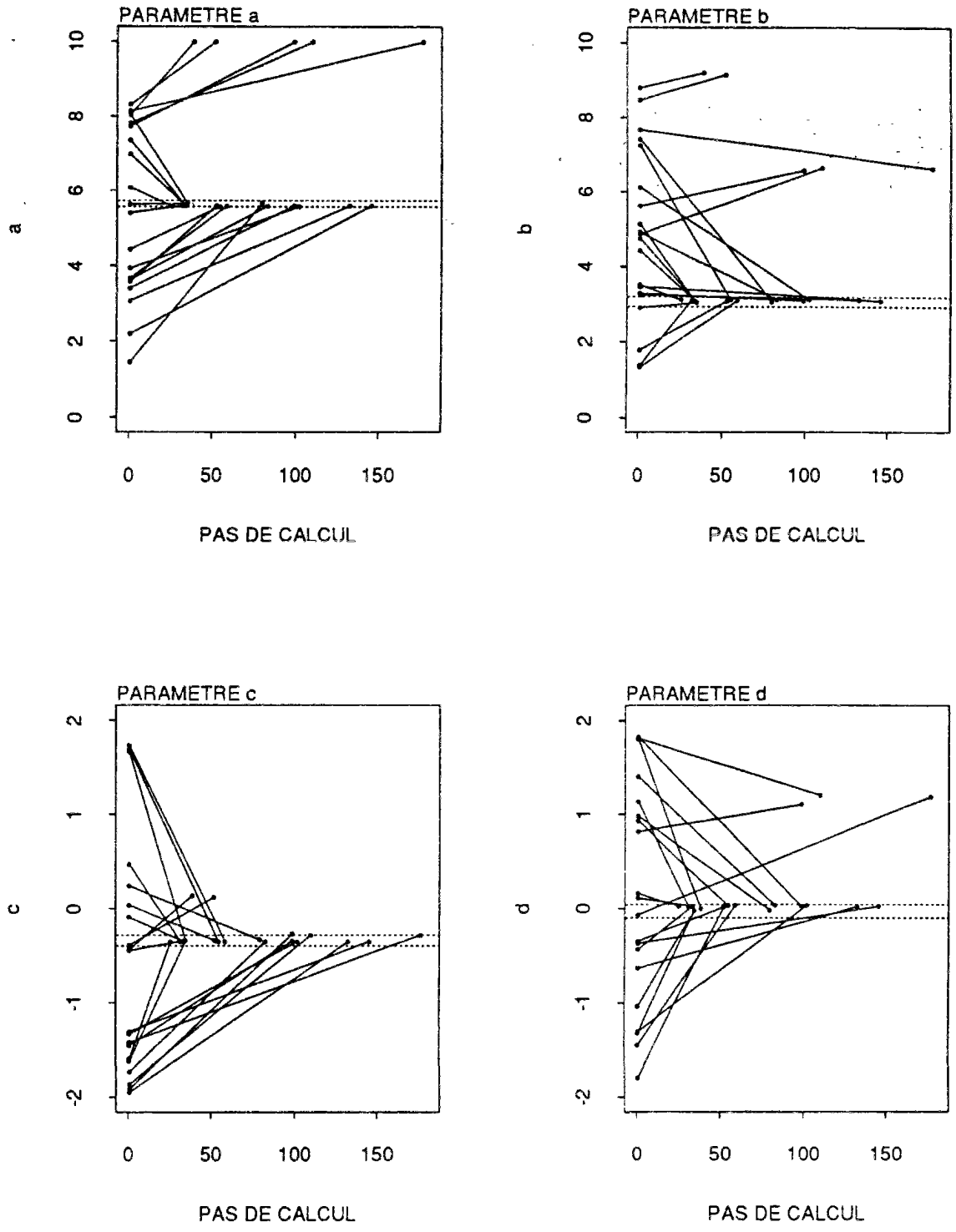


Fig. 5.22 - Méthode multidépart appliquée au modèle GR4J
paramètres - nombre de pas de calcul
Bassin versant de l'Orgeval - période 1972-1974

5.5 - LE CALAGE AVEC TRANSFORMATIONS DES DEBITS

Au cours du chapitre 4, nous avons eu l'occasion d'aborder la question du lien entre la fonction objectif utilisée dans le calage et certaines caractéristiques des réponses du modèle, notamment celles concernant la représentation de particularités de la relation pluie-débit, *e.g.* : les crues ; les faibles débits ; les volumes ; entre autres.

En effet, le phénomène modélisé, à savoir la relation pluie-débit, se caractérise par des périodes sans pluie ou à faible pluie relativement longues pendant lesquelles les débits prennent des valeurs moyennes ou basses, éventuellement nulles, en fin d'été. S'y intercalent des périodes de fortes pluies relativement courtes, pendant lesquelles la réaction du système hydrologique sera plus ou moins énergique selon son état au moment où interviennent les pluies.

Une fonction objectif fondée sur la minimisation des écarts quadratiques entre débits mesurés et débits calculés aura tendance à être plus sensible aux erreurs associées aux fortes pluies et donc aux débits importants, qu'à celles ayant lieu pendant les périodes estivales. On le constate aisément au travers de la figure 5.23, dans laquelle on montre l'évolution dans le temps de e_j, le résidu journalier, et de $e_j/Q_{j,obs}$, le résidu relatif aux débits observés. On voit que les erreurs relatives sont plus importantes dans le cas des faibles débits.

Comme nous l'avons constaté dans le paragraphe 4.7, cela implique que la variance des erreurs du modèle n'est pas stationnaire, une caractéristique connue en analyse de régression sous le nom d'hétéroscedasticité des résidus.

Dans le paragraphe 4.7 nous avons aussi constaté la présence d'une autocorrélation entre les résidus du modèle, estimée à 0,53 par le coefficient d'autocorrélation du premier ordre.

Au vu de ces résultats, nous trouvons utile d'employer certains traitements sur la variable de sortie, les débits, dans l'objectif de rendre les résidus du modèle conformes aux hypothèses sous-jacentes au calage automatique par minimisation des écarts entre les débits mesurés et les débits calculés. On cherche à vérifier en plus si ce type de traitement du calage est capable de contribuer à rendre stationnaires au cours du temps les paramètres de GR4J.

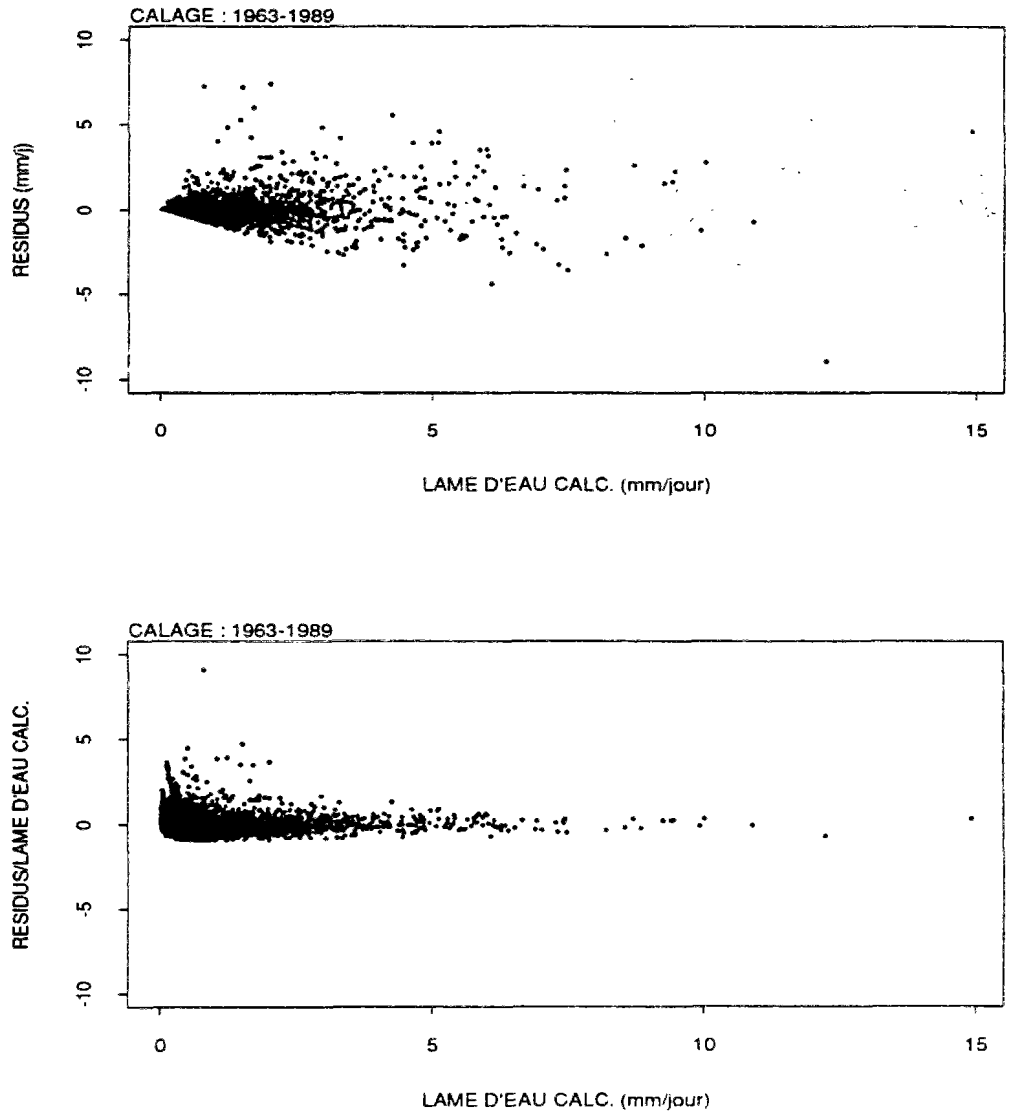


Fig. 5.23 - Bassin versant de l'Orgeval - calage de GR4J sur la période 1963-1989 résidus et résidus relatifs journaliers

5.5.1 - Les transformations des débits

En partant des travaux de JOHNSTON et PILGRIM (1976) et de IBBITT et O'DONNELL (1971) concernant les difficultés du calage automatique des MC, SOROOSHIAN et DRACUP (1980) proposent deux traitements différents du problème, selon les caractéristiques des résidus du modèle. SOROOSHIAN, GUPTA et FULTON (1983) appellent ultérieurement les deux équations qui en résultent de AMLE et HMLE, équation dont on a fait mention dans le chapitre 4.

La fonction critère HMLE (*heteroscedastic maximum likelihood estimator*) a été conçue pour faire face au problème de l'hétéroscedasticité des résidus. SOROOSHIAN et DRACUP (1980) citent d'abord des tentatives antérieures pour la solution du problème, qui consistaient à minimiser une fonction dérivée des moindres carrés, telle que :

$$FO = \sum_{t=1}^{n} p_t \left(Q_{t,calc} - Q_{t,obs}\right)^2 \qquad \text{(Eq. 5.4)}$$

où

FO = fonction objectif ;
$Q_{t,obs}$ = débit observé au temps t ;
$Q_{t,calc}$ = débit calculé au temps t et
$p_t = \sigma_t^{-2}$, sont des poids égaux à l'inverse du carré de la variance des résidus au temps t, σ_t.

La principale difficulté pour l'application de l'équation 5.4 réside dans l'estimation des poids p_t, du fait que la variance des résidus n'est pas connue à l'avance. Dans le cas de la modélisation pluie-débit, à l'opposé des phénomènes étudiés en laboratoire, cette variance ne peut pas être estimée par la répétition d'expériences sous diverses conditions.

Les auteurs citent aussi les travaux d'autres hydrologues, qui adoptent des transformations des débits par le logarithme, la racine carrée ou la racine cubique. Ils estiment qu'une sélection arbitraire du type de transformation des débits peut ne pas conduire à une stabilisation de la variance. Ainsi, ils proposent l'équation HMLE, à savoir :

$$\ln L\left(\{\theta\},\sigma_t\right) = -\frac{n}{2}\ln(2\pi) - \sum_{t=1}^{n}\ln\left(\sigma_t^2\right) - \frac{1}{2}\sum_{t=1}^{n}\sigma_t^{-2}\left(Q_{t,obs} - Q_{t,calc}\right)^2 \qquad \text{(Eq. 5.5)}$$

où θ = jeu des paramètres du modèle.

L'équation 5.5 doit être maximisée en vue de l'estimation du jeu optimal des paramètres. Cependant, la variance des résidus demeure une variable non connue. Pour traiter cette question, SOROOSHIAN et DRACUP (1980) présupposent qu'il existe une transformation inconnue des débits pour laquelle la variance devient constante. Ils adoptent une des familles des transformations paramétriques de variables proposées par BOX et COX (1964) :

$$Q_{t,trf} = \frac{Q_t^{\lambda} - 1}{\lambda}, \text{ si } \lambda \neq 0 \text{ et } t = 1, 2, \ldots\ldots, n$$

$$Q_{t,trf} = \ln\left(Q_t\right), \text{ si } \lambda = 0,\ Q_t \neq 0 \text{ et } t = 1, 2, \ldots\ldots, n. \qquad \text{(Eq. 5.6)}$$

où
$Q_{t,trf}$ = débit transformé au temps t et

λ = paramètre de transformation des débits.

Après quelques traitements mathématiques, ils peuvent écrire que :

$$\sigma_t^2 = Q_{t,calc}^{2(1-\lambda)} . \sigma^2 , t = 1, 2, ..., n \qquad \text{(Eq. 5.7)}$$

où σ_t est la variance des débits transformés, rendue constante.

Les valeurs à estimer sont, donc, le vecteur des paramètres et λ. On trouve dans l'article de SOROOSHIAN et DRACUP (1980) tous les développements mathématiques et la procédure pour optimiser en adoptant l'équation 5.5 à l'aide des équations 5.6 et 5.7.

Si les résidus du modèle sont autocorrélés, SOROOSHIAN et DRACUP (1980) proposent l'utilisation de l'équation AMLE (*autocorrelated maximum likelihood estimator*) :

$$MLE = -\frac{2}{n}\ln(2\pi) - \frac{1}{2}\frac{\beta\sigma_v^{2n}}{1-\rho^2} - \frac{1}{2\sigma_v^2}\left\{\beta^{-1}(1-\rho^2)\varepsilon_1^2 + \sum_{t=2}^{n}\left[\left(Q_{t,obs} - \rho Q_{t-1,obs}\right) - \left(Q_{t,calc} - \rho Q_{t-1,calc}\right)\right]^2\right\} \qquad \text{(Eq. 5.8)}$$

où
σ_v = variance des résidus, supposée constante ;

ρ = coefficient d'autocorrélation du premier ordre ;

ε_t = résidu du modèle au temps t et

β = une constante.

L'équation 5.8 doit être maximisée par rapport aux paramètres du modèle, la variance des résidus et le coefficient d'autocorrélation du premier ordre.

La principale limitation de la méthode proposée par SOROOSHIAN et DRACUP (1980) réside dans le traitement individuel, à chaque fois, de l'hétéroscedasticité et d'autocorrélation des résidus. C'est en raison de cela que KUCZERA (1983) propose une autre méthode, fondée sur l'estimation bayesienne, qui prend en compte dans le même temps les deux caractéristiques typiques des résidus des MC. La méthode de KUCZERA (1983) associe la transformation des débits selon la formulation de BOX et COX (1964) citée ci-dessus à une modélisation des résidus par un modèle ARMA.

Dans le cas du calage de GR4J, nous adoptons aussi pour les transformations des débits, les familles de transformations paramétriques de variables selon BOX et COX (1964), généralisées pour intégrer également le cas où la variable à transformer prend entre autres la valeur 0, ce qui peut arriver pour les débits :

$$Q_{t,trf} = \frac{\left(Q_t + \lambda_2\right)^{\lambda_1} - 1}{\lambda_1}, \text{ si } \lambda_1 \neq 0 \text{ et } t = 1, 2, ..., n$$

$$Q_{t,trf} = \ln\left(Q_t + \lambda_2\right), \text{ si } \lambda_1 = 0 \text{ et } t = 1, 2, ..., n. \qquad \text{(Eq. 5.9)}$$

Dans certains cas, nous modélisons également les résidus de GR4J par un processus autorégressive. L'ensemble des expérimentations réalisées est décrit à la suite.

5.5.2 - Les transformations des débits dans le calage de GR4J

Le tableau 5.8 montre l'ensemble des valeurs[4] que nous adoptons pour les paramètres de l'équation 5.9.

Tableau 5.8 - Calage de GR4J avec transformations des débits
paramètres de l'équation 5.9

N	λ_1	λ_2	type de transformation des débits
1	1,0	1,0	débits naturels
2	0,5	0,0	-
3	0,3	0,0	-
4	0.0	0,01	logarithme naturel des débits
5	0.0	0,1	logarithme naturel des débits
6	0.0	1,0	logarithme naturel des débits

N = type de transformation

Nous avons utilisé ces transformations dans le calage de GR4J sur la série de données provenant du bassin de l'Orgeval pour la période 1963-1989 et pour les 9 périodes de 3 années chacune, échantillonnées sur cette même série.

Pour chaque calage, le coefficient d'autocorrélation du premier ordre des résidus a été estimé, en utilisant l'équation décrite dans le paragraphe 4.7 du chapitre antérieur. Ce coefficient se situe entre 0,31 et 0,66, si l'on fait le calage en utilisant les débits naturels. Il se situe entre 0,58 et 0,82, si l'on adopte une transformation des débits avec $\lambda_1 = 0,5$. Si la transformation est logarithmique, avec $\lambda_2 = 0,01$, il se situe entre 0,79 et 0,91.

A partir des estimations du coefficient d'autocorrélation du premier ordre, nous avons refait le calage de GR4J, en le prenant en compte dans la minimisation des écarts quadratiques. Cela a été fait pour le calage avec des débits naturels et avec la transformation par le logarithme des débits. Dans ce dernier cas, la fonction objectif avec $\lambda_2 = 0,01$ devient :

$$FO = \sum_{j=2}^{N} \left\{ \left[\ln\left(Q_{j,obs} + 0,01\right) - \rho \ln\left(Q_{j-1,obs} + 0,01\right) \right] - \left[\ln\left(Q_{j,calc} + 0,01\right) - \rho \ln\left(Q_{j-1,calc} + 0,01\right) \right] \right\}^2 .$$

On l'utilise pour calculer le critère de NASH transformé, appelé *NASH-T*, qui est effectivement la fonction objectif utilisée dans le calage de GR4J. Cette formulation correspond à une modélisation stochastique des résidus par un modèle ARMA(1,0).

[4] Comme nous avons eu l'occasion de voir dans le paragraphe précédent, SOROOSHIAN et DRACUP (1980) ainsi que KUCZERA (1983a), estiment λ_1 et λ_2 en même temps que les paramètres du modèle. Nous adoptons pour ces deux paramètres des valeurs plutôt typiques trouvées dans la littérature, car cela nous permet d'étudier l'impact de différents types de transformations des débits. De plus, nous avons étudié la vraisemblance de quelques valeurs de λ_1 et λ_2. Nous trouvons fréquemment les transformations logarithmiques avec des valeurs de λ_2 inférieures à 0,01, comme les plus adéquates, compte tenu du critère adopté.

Nous analysons par la suite les conséquences des transformations des débits décrites ci-dessus, sur la stationnarité des paramètres, les résidus et les critères de qualité de GR4J, pour le calage et le contrôle. Nous essayons de voir en plus les effets de telles transformations sur l'hypersurface de calage de GR4J, en adoptant la méthode EG[5].

5.5.3 - L'evolution des paramètres de GR4J au cours du temps

La figure 5.24 montre l'évolution des paramètres de GR4J, pour les 9 sous-séries de 3 années chacune échantillonnées sur la série de 1963-1989, quand on utilise l'ensemble des transformations de débits décrites dans le tableau 5.8. On montre aussi l'évolution des paramètres et leurs écarts-types dans l'objectif de permettre la comparaison entre les différents calages sur les débits transformés et le calage sur les débits naturels.

Il est évident qu'aucune transformation des débits adoptée n'est capable de rendre les paramètres stationnaires au cours du temps. En général ils présentent le même type d'évolution que dans le cas du calage en utilisant les débits naturels. Etant donné que l'ensemble des changements dans la fonction objectif contribue à une plus grande mise en valeur des faibles débits par rapport aux crues, on peut constater sans étonnement que les conséquences de tels changements sont plus visibles sur le transfert que sur le rendement du modèle. Il est visible que le paramètre *b* prend des valeurs plus élevées pour assurer la reproduction des faibles débits par le modèle.

L'éloignement du paramètre *b* obtenu avec les différents calages sur des débits transformés, par rapport au cas du calage sur les débits naturels est fonction du type de transformation adoptée. La transformation par le logarithme, quand $\lambda_2 = 0{,}01$ produit les valeurs de *b* les plus élevées. Par contre, les transformations quand $\lambda_1 = 0{,}5$ et par le logarithme avec $\lambda_2 = 1{,}0$ produisent les résultats les plus proches du calage en utilisant les débits naturels. Cela est valable aussi pour les autres paramètres de GR4J. Dans le cas de la transformation logarithmique, le fait d'adopter un λ_2 plus élevé réduit l'effet du changement de fonction objectif.

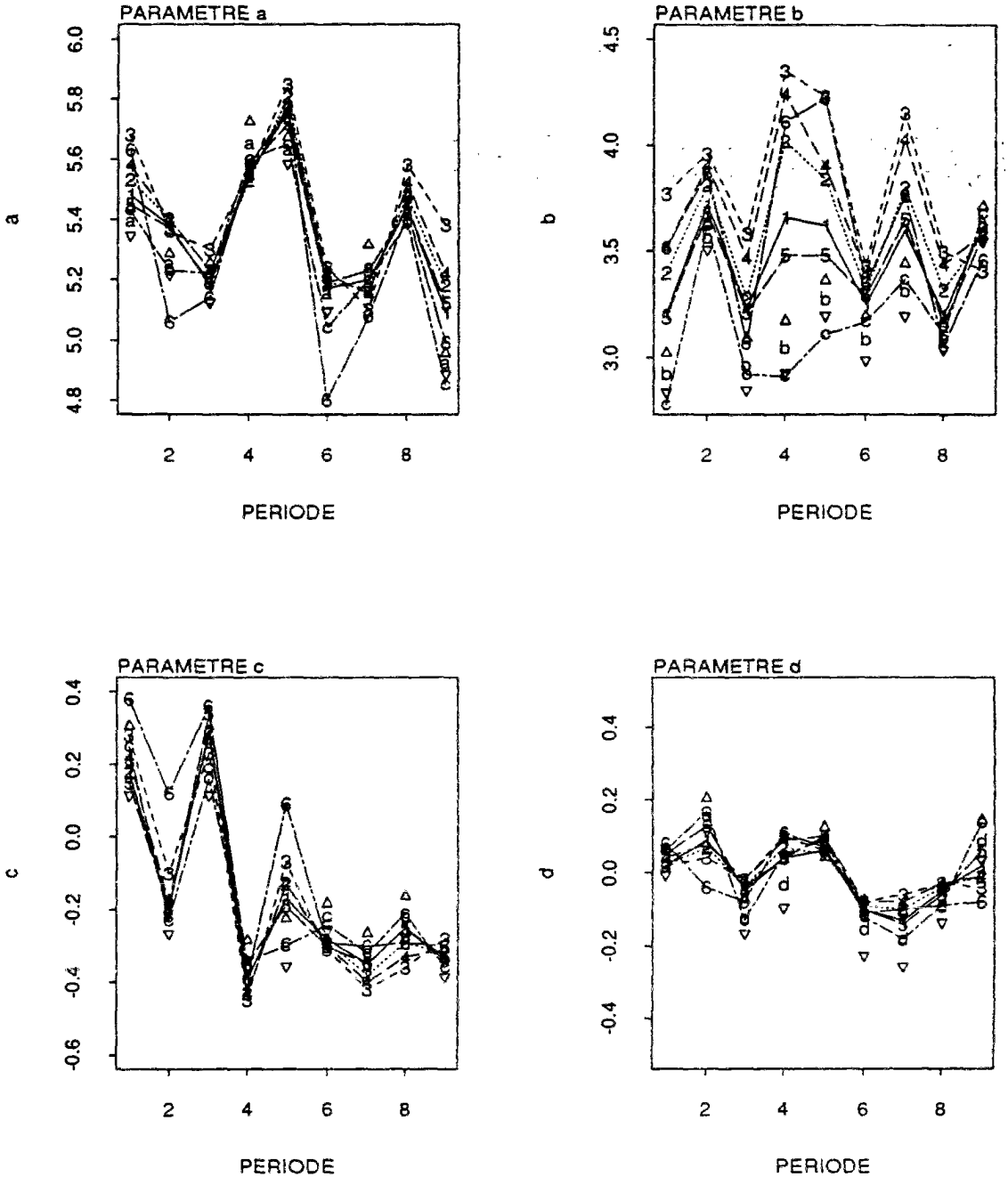
L'effet des transformations des débits sur le paramètre *a* va dans le même sens que celui sur le paramètre *b*, pour certaines périodes de calage, *e.g.* : 1963-1968 et 1987-1989. Cependant, *a* reste moins sensible que *b* aux transformations des débits. En ce qui concerne ce paramètre, il n'y a presque pas d'effet des transformations des débits sur les résultats du calage sur les autres périodes, y compris les périodes sèches de 1972 à 1977.

Les paramètres *c* et *d* demeurent également peu sensibles aux changements introduits sur la fonction objectif. Le paramètre *c* est plus élevé quand on adopte une transformation logarithmique avec prise en compte de l'autocorrélation des résidus.

Les figures 5.25 et 5.26 nous permettent d'apprécier l'évolution des paramètres ainsi que de leurs écarts-types quand on adopte des transformations des débits par la racine carrée et par le logarithmique avec $\lambda_2 = 0{,}01$.

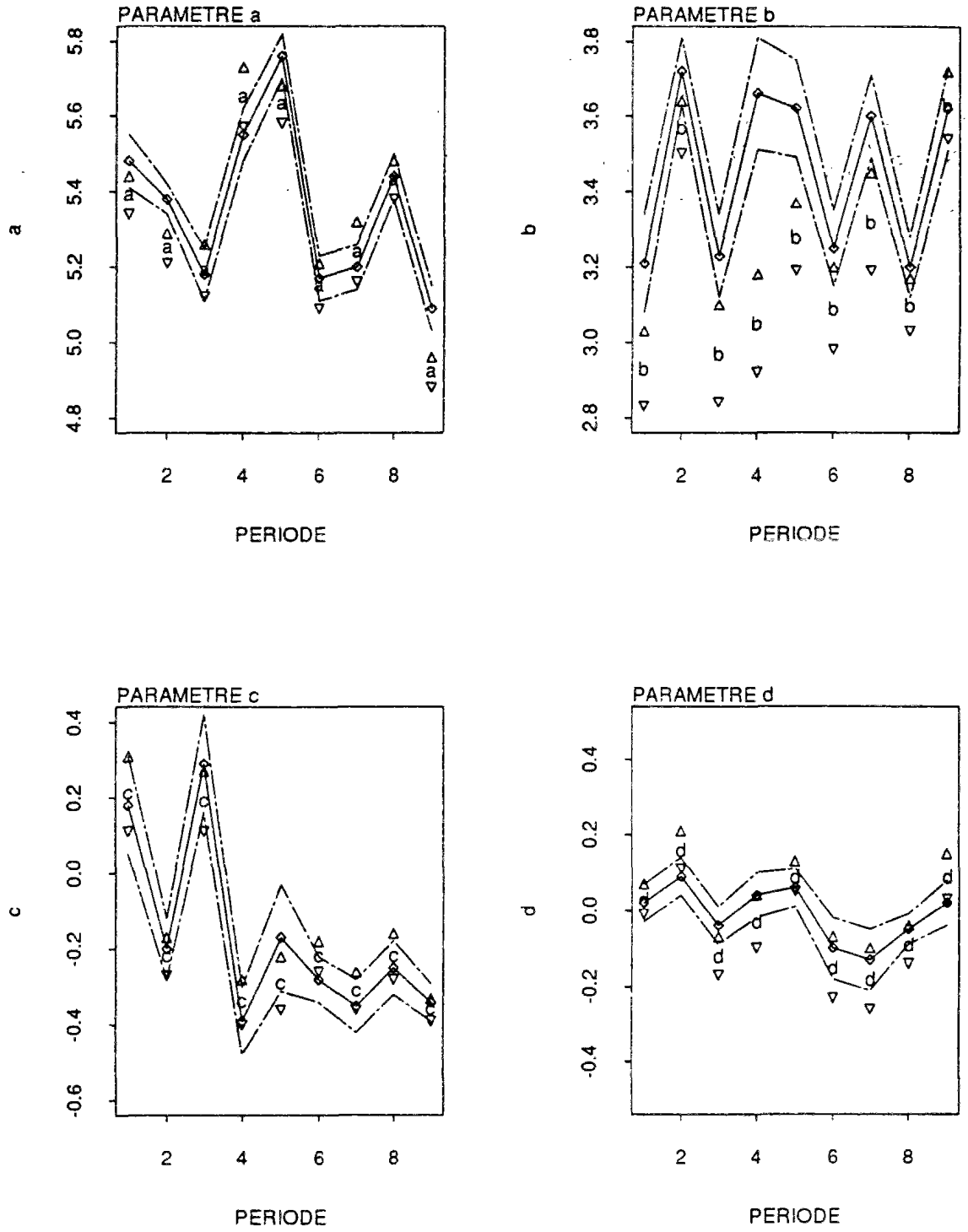
---

[5] Les résultats décrits par la suite concernent l'analyse de l'évolution des paramètres du modèle pour l'ensemble des transformations de débits décrites dans le tableau 5.8. Les résultats concernant l'analyse des résidus, l'évolution des critères de qualité de GR4J et l'application de la méthode EG sont issus de la transformation logarithmique de débits et, parfois de la transformation avec $\lambda_1 = 0{,}5$.



légende	λ_1	λ_2	type de transformation des débits
1	1,0	1,0	débits naturels
2	0,5	0,0	-
3	0,3	0,0	-
4	0,0	0,01	logarithme naturel des débits
5	0,0	0,1	logarithme naturel des débits
6	0,0	1,0	logarithme naturel des débits
c	0,0	0,01	logarithme naturel des débits + modèle ARMA (1,0)

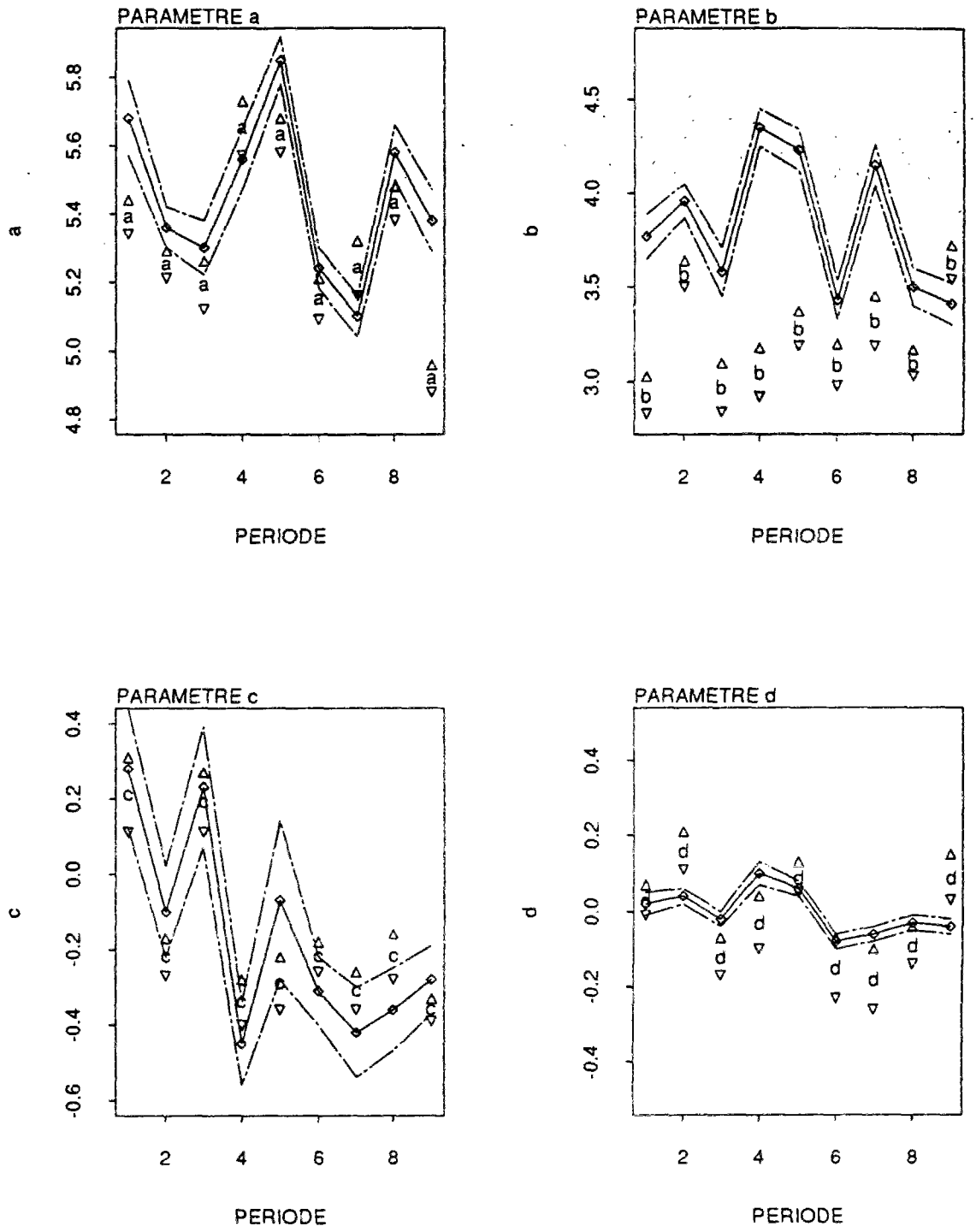
Fig. 5.24 - Bassin versant de l'Orgeval - paramètres *a*, *b*, *c* et *d*
calage de GR4J sur la série 1963-1989 par période de 3 ans avec transformation des débits



valeurs des paramètres obtenus à partir du calage avec transformation des débits

écarts-types des paramètres obtenus à partir du calage avec transformation des débits

Fig. 5.25 - Bassin versant de l'Orgeval - paramètres *a*, *b*, *c* et *d* calage de GR4J sur la série 1963-1989 par période de 3 ans avec transformation des débits ($\lambda_1 = 0,5$)



valeurs des paramètres obtenus à partir du calage avec transformation des débits
écarts-types des paramètres obtenus à partir du calage avec transformation des débits

Fig. 5.26 - Bassin versant de l'Orgeval - paramètres *a*, *b*, *c* et *d* calage de GR4J sur la série 1963-1989 par période de 3 ans avec la transformation des débits (λ_1 = 0,0 et λ_2 = 0,01)

Les observations développées ci-dessus restent naturellement valables en ce qui concerne les figures 5.25 et 5.26. On ne constate pas de changements significatifs sur les écarts-types des paramètres quand on utilise des transformations de débits, exception faite pour les paramètres *c* et *d* dans le cadre de la transformation logarithmique. En effet, le paramètre *c* devient un peu moins bien identifiable. L'opposé a lieu dans le cas du paramètre *d*.

5.5.4 - Analyse exploratoire des résidus de GR4J - calage avec le logarithme des débits

Les figures 5.27 à 5.30 nous permettent de visualiser différents aspects de l'impact sur les résidus du modèle du fait de le caler sur des débits transformés par le logarithme.

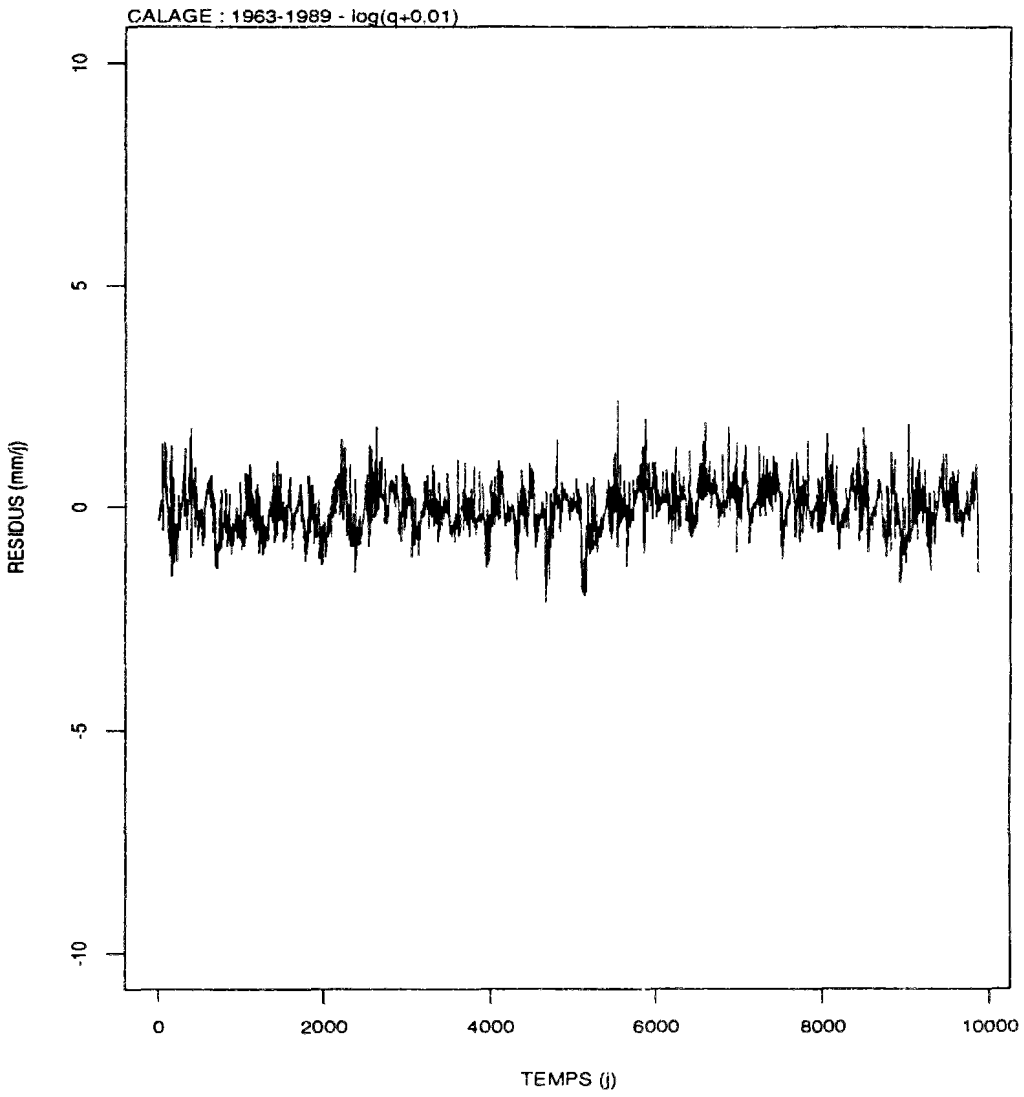


Fig. 5.27 - Bassin versant de l'Orgeval - calage du modèle GR4J
transformation logarithmique des débits - résidus journaliers en fonction du temps

Tout d'abord, si l'on compare les résidus journaliers du calage sur les débits transformés (fig. 5.27) avec les résidus journaliers du calage sur les débits naturels (figure 4.13), on constate une nette augmentation du poids des résidus associés aux faibles débits. Les résidus très importants observés à chaque saison humide sont moins visibles maintenant.

Ces changements sont confirmés dans la figure 5.28, le graphique des résidus en fonction de Q_{calc}. On observe, cependant, que la dépendance entre les résidus et les débits calculés existe toujours, encore qu'ils soient beaucoup plus faibles par rapport au cas du calage sur les débits naturels (fig. 5.23).

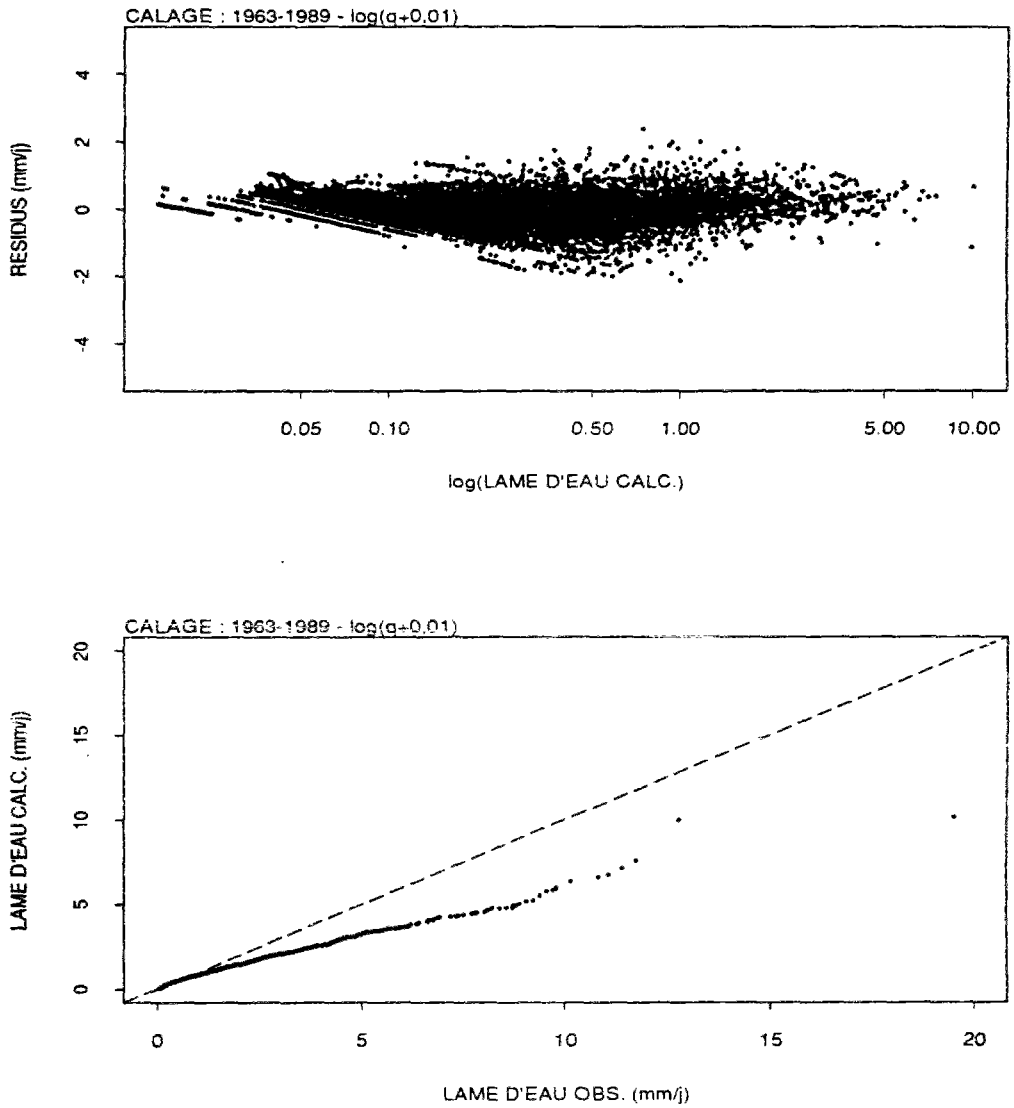


Fig. 5.28 - Bassin versant de l'Orgeval - calage du modèle GR4J
transformation logarithmique des débits
résidus journaliers en fonction de Q_{calc} et Q_{calc} en fonction de Q_{obs}

La transformation logarithmique réduit naturellement les poids des crues dans le calage. En conséquence, la propension déjà constatée de GR4J à sous-estimer les crues pour certains bassins, comme par exemple celui de l'Orgeval, se trouve aggravée (fig. 5.28 - Q_{calc} en fonction de Q_{obs}). Les effets du changement de fonction objectif sur les différents critères de qualité du calage de GR4J serons discutés dans le prochain paragraphe.

L'histogramme des résidus journaliers ainsi qu'un graphique d'ajustement des résidus journaliers à la loi normale nous permettent de conclure que maintenant ces résidus s'approchent beaucoup plus de la distribution normale (fig. 5.29) que dans le cas du calage sur des débits naturels (fig. 4.15).

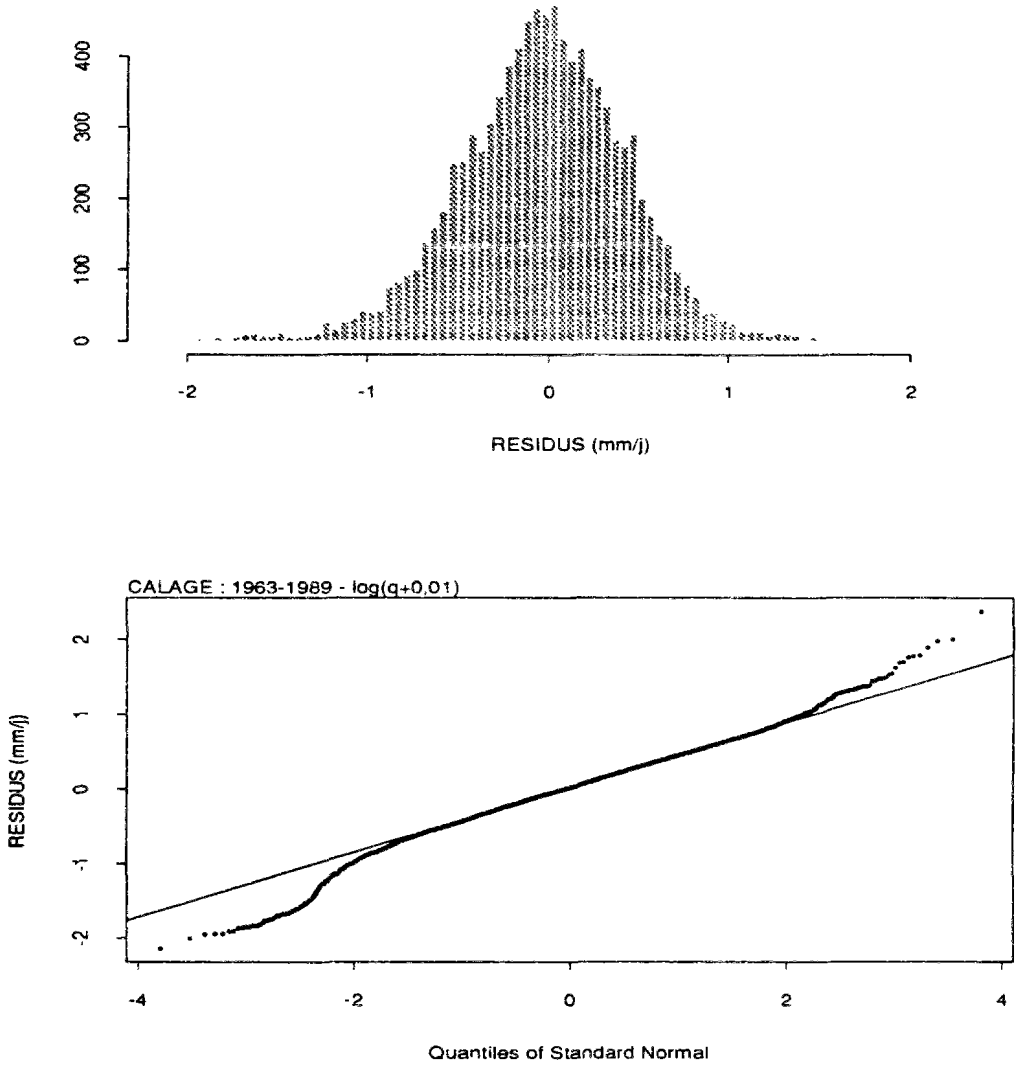


Fig. 5.29 - Bassin versant de l'Orgeval - calage du modèle GR4J
transformation logarithmique des débits
histogramme et ajustement des résidus à la lois normale

Finalement, la fig. 5.30 confirme l'existence d'une certaine autocorrélation entre les résidus journaliers. En effet, le coefficient d'autocorrélation du premier ordre a beaucoup augmenté par rapport à celui des résidus du calage sur les débits naturels (fig. 4.16). Il est maintenant estimé à 0,88 et il reste élevé pour les ordres supérieurs du coefficient d'autocorrélation. Il était estimé à 0,55 dans le cas des débits naturels et il prenait, ensuite des valeurs inférieures à 0.40 (fig. 4.16). Cela s'explique en grande partie par l'augmentation du poids des faibles débits dans le calage.

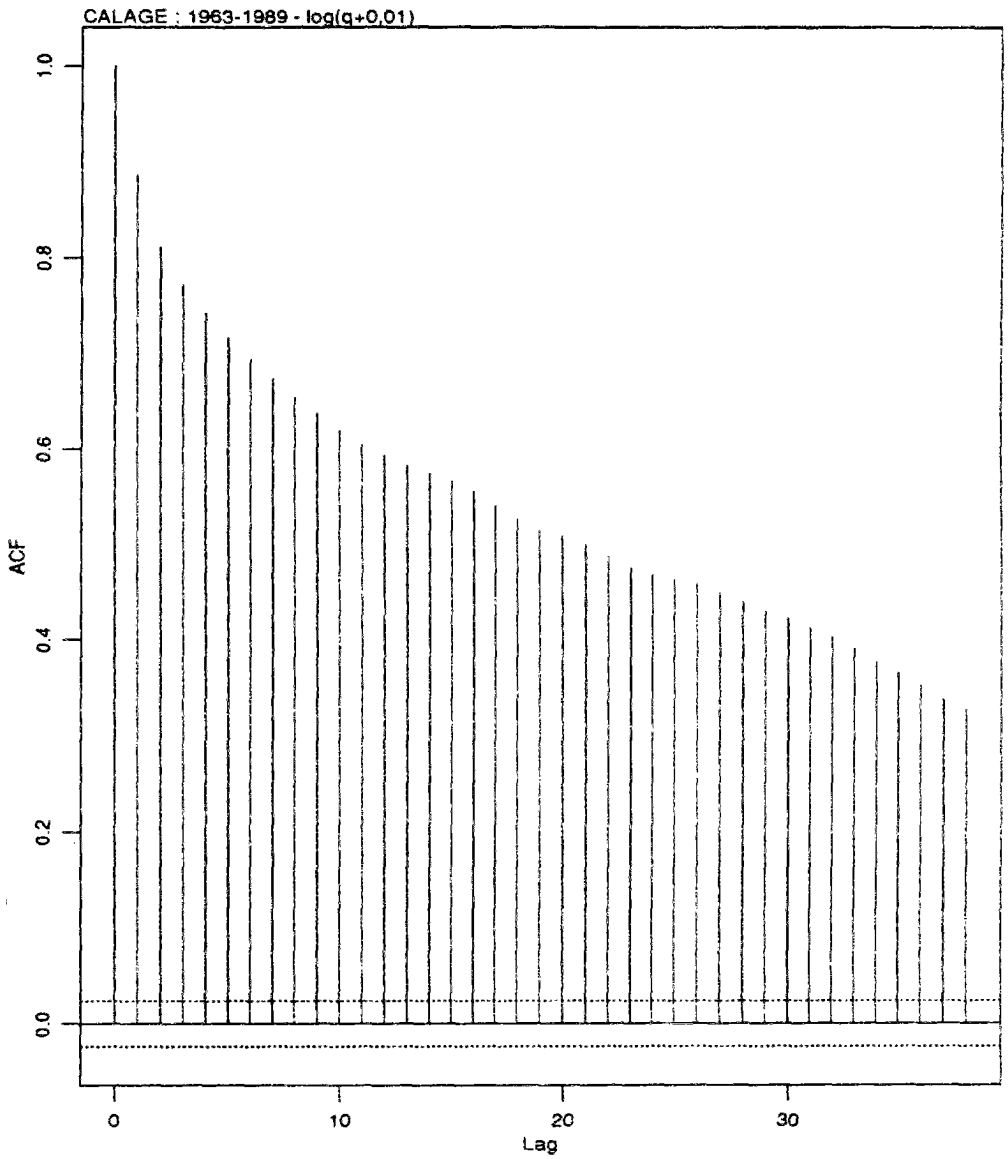


Fig. 5.30 - Bassin versant de l'Orgeval - calage du modèle GR4J
transformation logarithmique des débits
autocorrélogramme des résidus journaliers

Nous avons donc pris en compte l'autocorrélation des résidus pour refaire les différents calages de GR4J sur les mêmes 9 sous-séries des données provenant de l'Orgeval. La figure 5.31 permet de constater l'élimination de l'autocorrélation des résidus, quand on combine une transformation logarithmique des débits à une modélisation des résidus par un processus ARMA(1,0), avec un coefficient d'autocorrélation du premier ordre égal à 0,85.

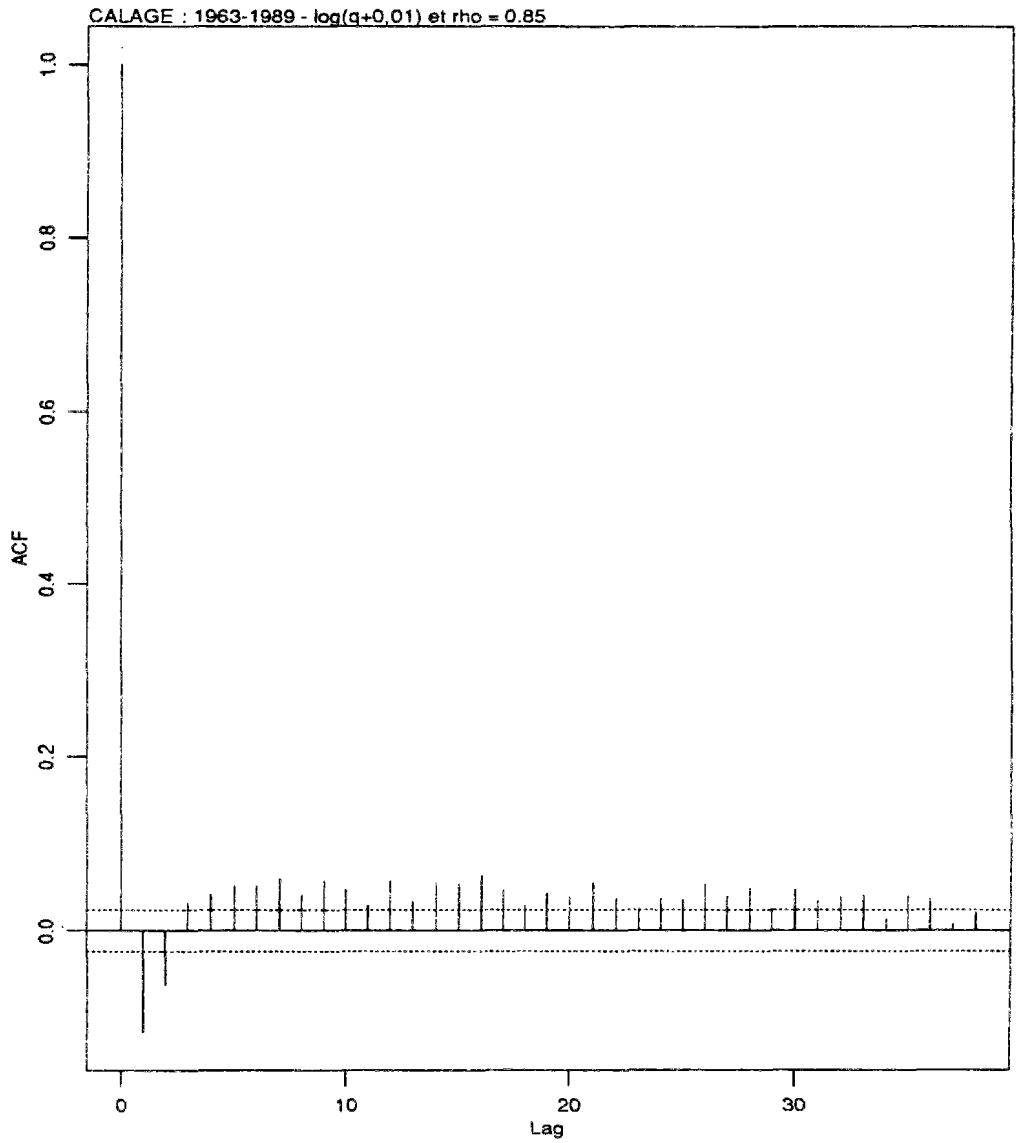


Fig. 5.31 - Bassin versant de l'Orgeval - calage du modèle GR4J
transformation logarithmique des débits et modélisation stochastique des résidus
autocorrélogramme des résidus journaliers

De plus, on obtient une plus grande indépendance des résidus par rapport à Q_{calc} et une représentation moins biaisée des crues (fig. 5.32).

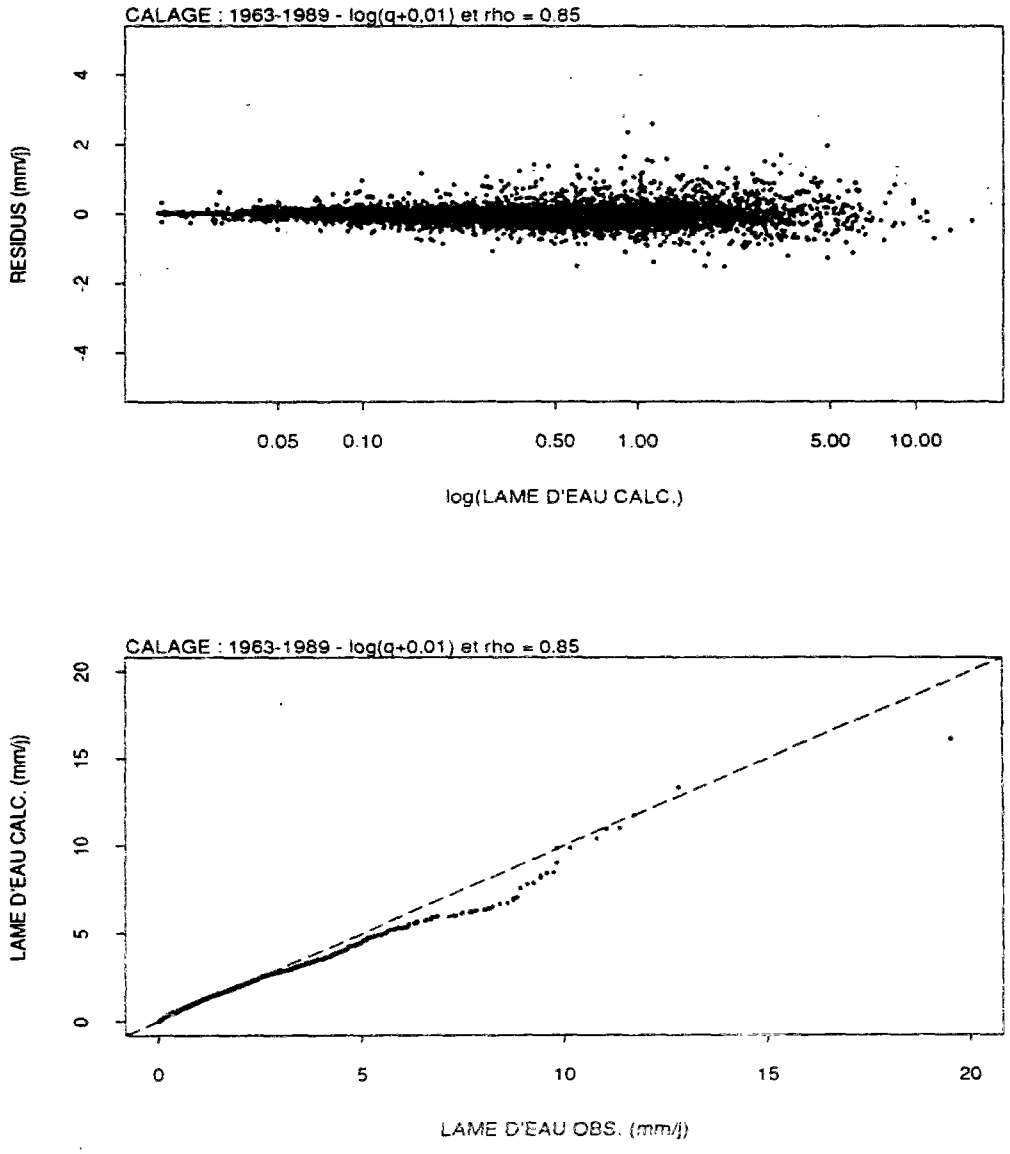


Fig. 5.32 - Bassin versant de l'Orgeval - calage du modèle GR4J
transformation logarithmique des débits et modélisation stochastique des résidus
résidus journaliers versus Q_{calc} et Q_{calc} en fonction de Q_{obs}

Maintenant, les résidus du modèle GR4J se trouvent en accord avec les hypothèses théoriques concernant le calage automatique par minimisation des écarts entres les débits observés et les débits calculés.

Néanmoins, nous n'avons pas obtenu la stationnarité des valeurs des paramètres au cours du temps (fig. 5.24). Essayons de regarder les conséquences des transformations des débits sur les critères de qualité du calage et du contrôle de GR4J.

5.5.5 - L'évolution dans le temps des variables hydrologiques pour le calage avec transformations des débits

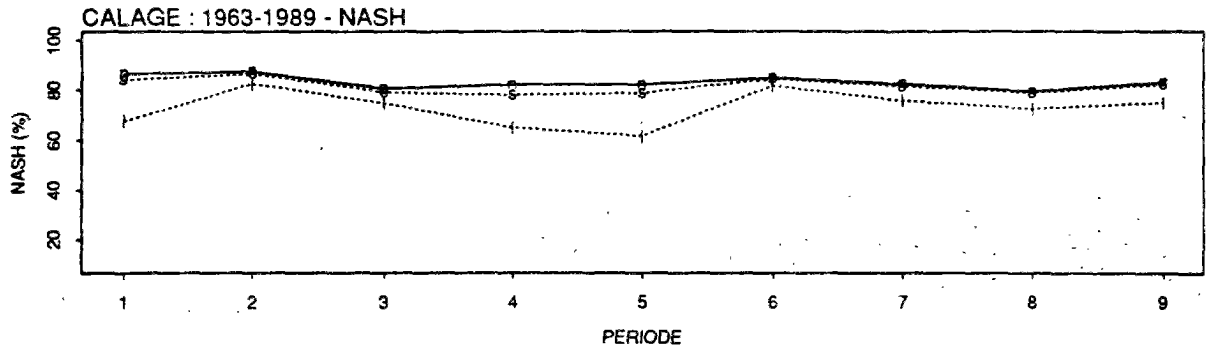
La figure 5.33 montre l'évolution des critères de qualité du calage sur les 9 sous-séries échantillonnées sur les données de l'Orgeval, quand on adopte des transformations des débits. On montre dans cette figure les résultats pour le calage sur les débits naturels (n), et sur les débits transformés en utilisant l'équation 5.9, avec les paramètres $\lambda_1 = 0,0$ et $\lambda_2 = 0,01$ (l) et avec les paramètres $\lambda_1 = 0,5$ et $\lambda_2 = 0,0$ (s).

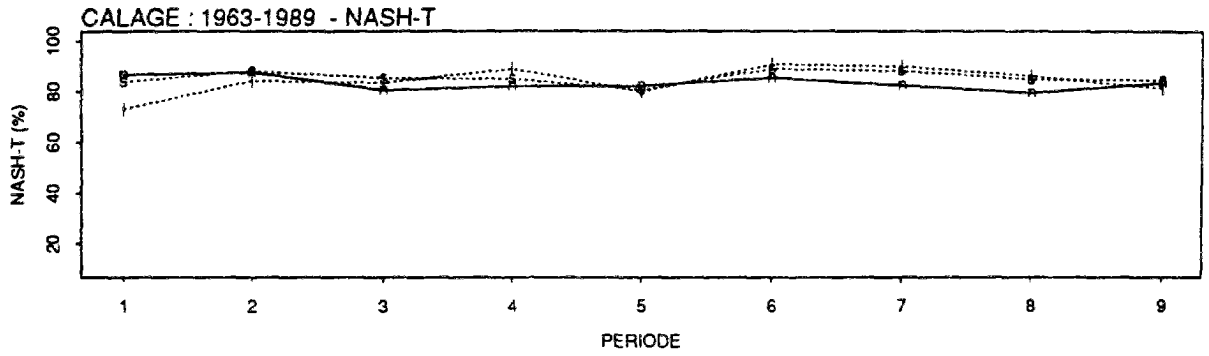
En ce qui concerne le critère de NASH-T, en général il est supérieur au critère de NASH obtenu pour le calage sur les débits naturels, encore que l'amélioration ne soit pas très importante. Par contre, une détérioration du critère de NASH calculé pour les débits non transformés quand le calage se fait avec des transformations des débits n'est pas surprenante. Cela est plus important dans le cas d'une transformation logarithmique, en particulier pour les périodes sèches.

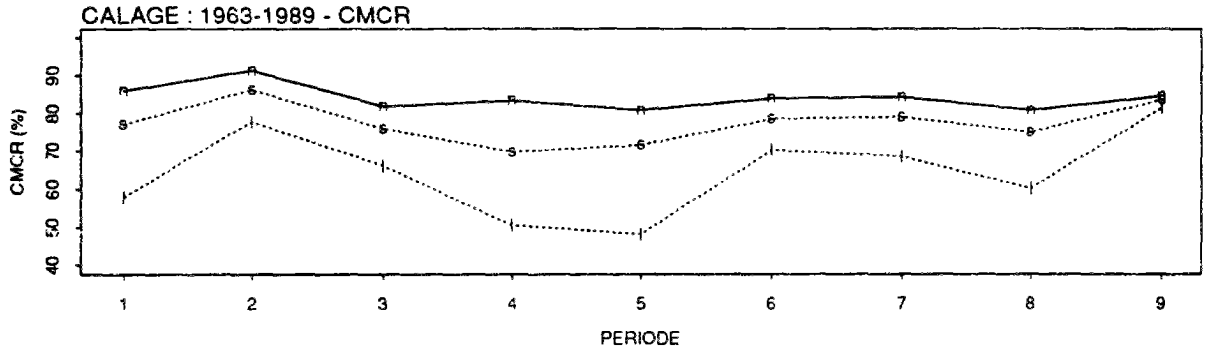
Les transformations des débits aggravent la sous-estimation des cumuls de crues, pour l'ensemble des périodes, à l'exception de la période 1987-1989. Par contre, même si les transformations des débits conduisent à une surestimation des cumuls d'étiage, cela se fait d'une façon beaucoup plus stationnaire que dans le cas du calage sur les débits naturels. L'erreur est ici de l'ordre de +20%, tandis que dans le cas du calage sur les débits naturels elle varie entre -40% et +70%.

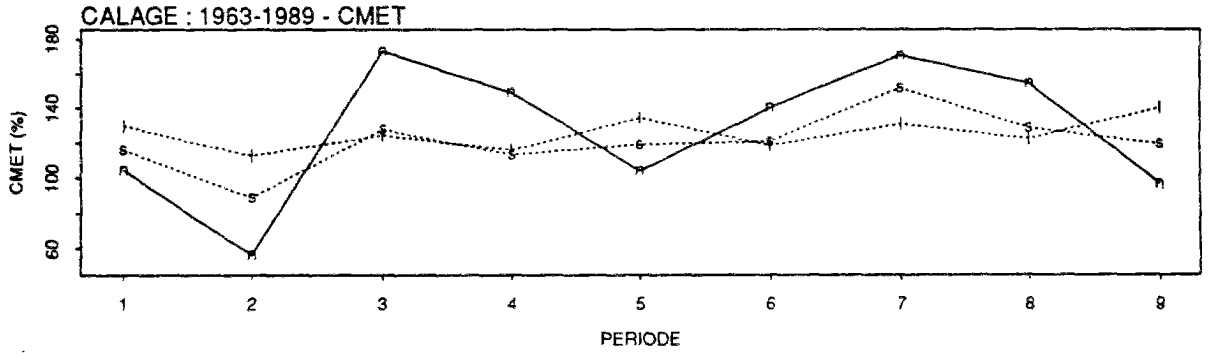
Des dégradations de critères sont également observées dans le cas de la représentation des crues, mais si l'on considère les types de transformations des débits adoptés, cet effet était attendu. On peut dire la même chose pour la représentation des durées des crues. Par contre, les transformations des débits rendent moins variables les erreurs sur la reproduction des durées des étiages.

Dans la figure 5.34 on trouve les résultats des contrôles successifs de GR4J quand les paramètres sont obtenus par le calage sur les débits transformés par le logarithme, comme effectué pour les débits naturels dans le paragraphe 4.6.2.







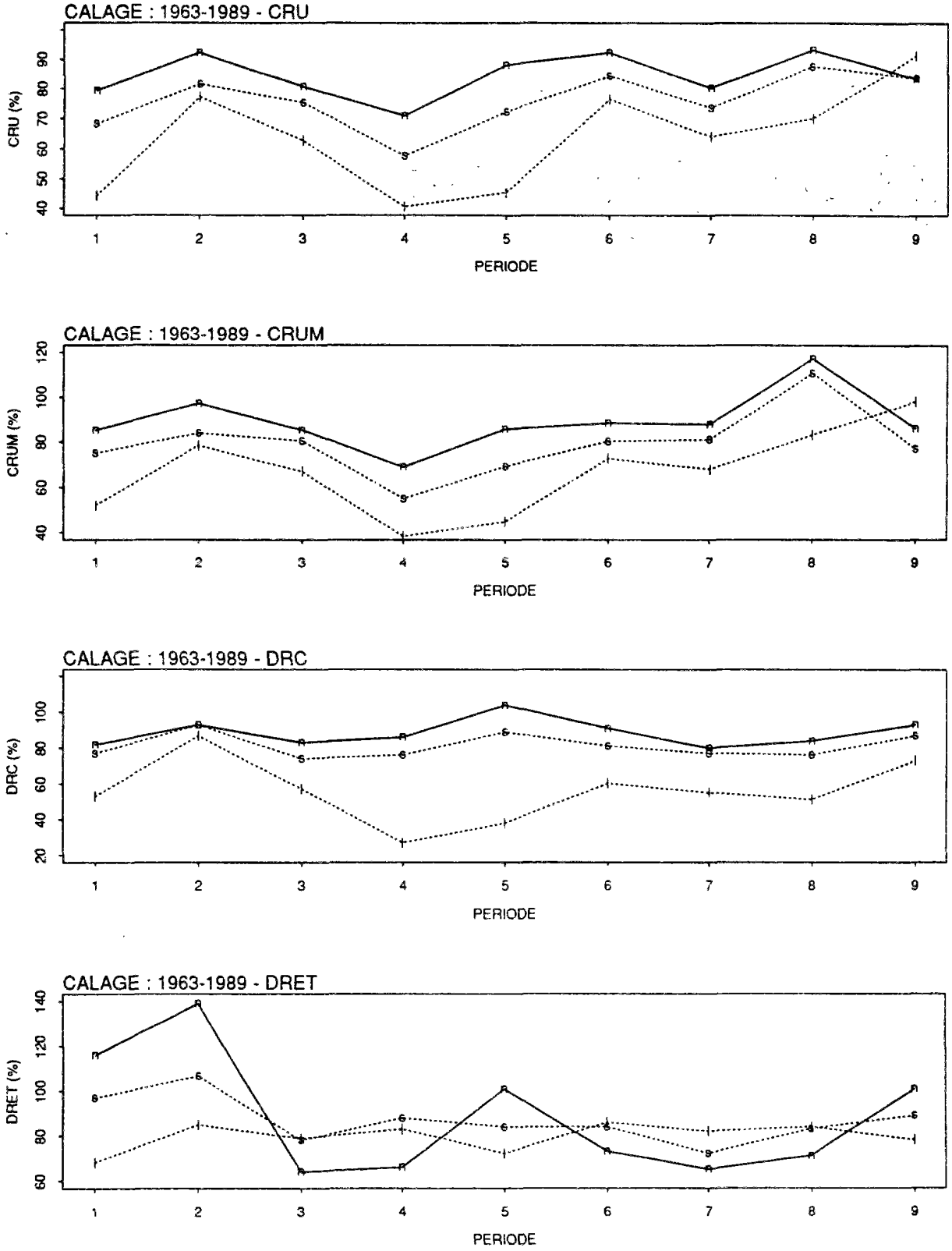


n calage sur les débits naturels

l calage sur les débits transformés en utilisant l'équation 5.9, avec $\lambda_1 = 0{,}0$ et $\lambda_2 = 0{,}01$ (transformation logarithmique)

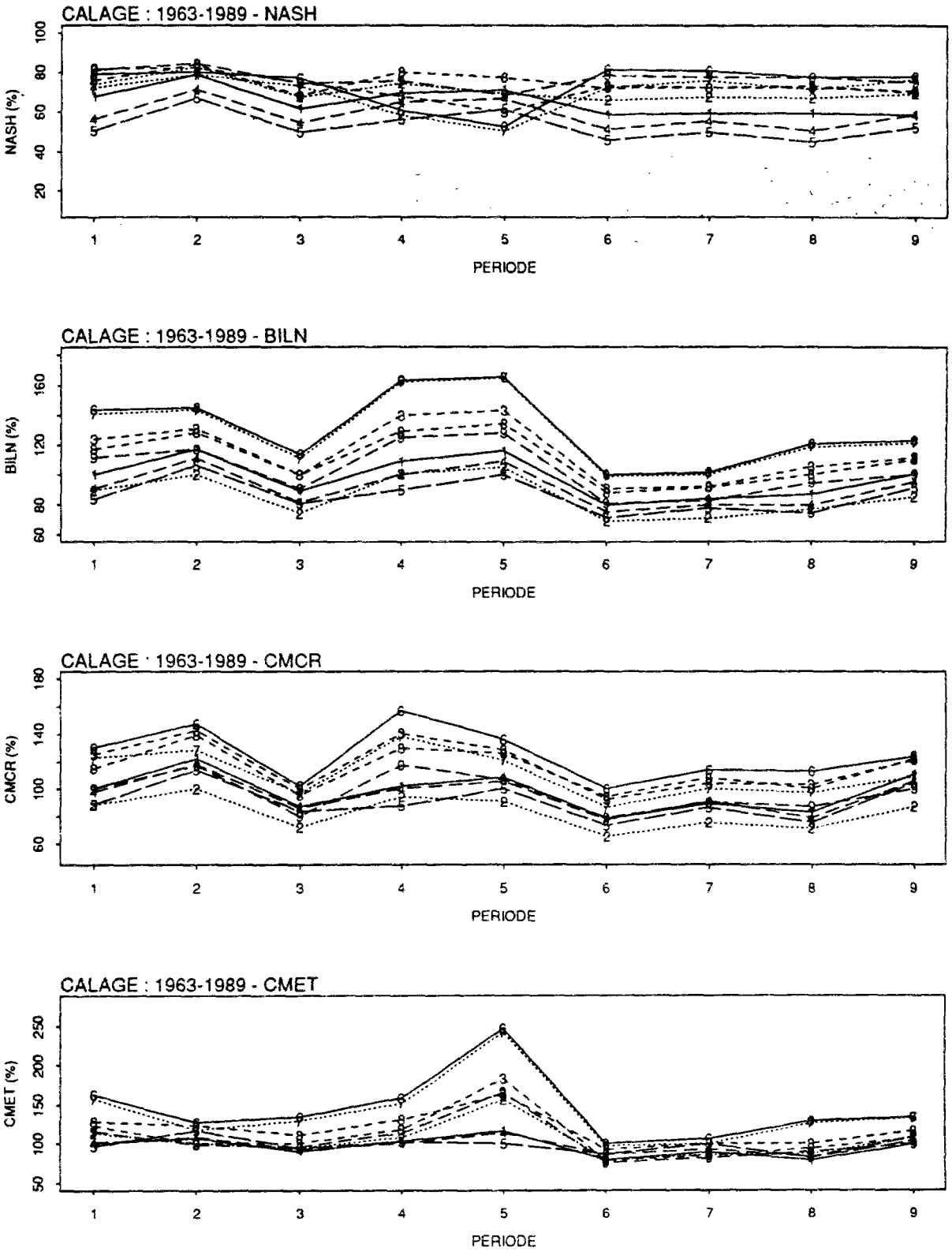
s calage sur les débits transformés en utilisant l'équation 5.9, avec $\lambda_1 = 0{,}5$ et $\lambda_2 = 0{,}0$

Fig. 5.33



NASH = critère de NASH — *BILN* = rapport de bilan — *CMCR* = r. des cumuls des crues — *CMET* = r. des cumuls d'étiages
CRU = r. des crues annuelles moy. — *CRUM* = r. crues m.-maximorum — *DRC* = rapport des durées de crue — *DRET* = r. des durées d'étiage

Fig. 5.33 - Bassin versant de l'Orgeval - Evolution dans le temps des critères de qualité de GR4J pour des calages avec transformation des débits



légende des périodes :

1 : 1963-1965	2 : 1966-1968	3 : 1969-1971	4 : 1972-1974	5 : 1975-1977
6 : 1978-1980	7 : 1981-1983	8 : 1984-1986	9 : 1987-1989	

Fig. 5.34

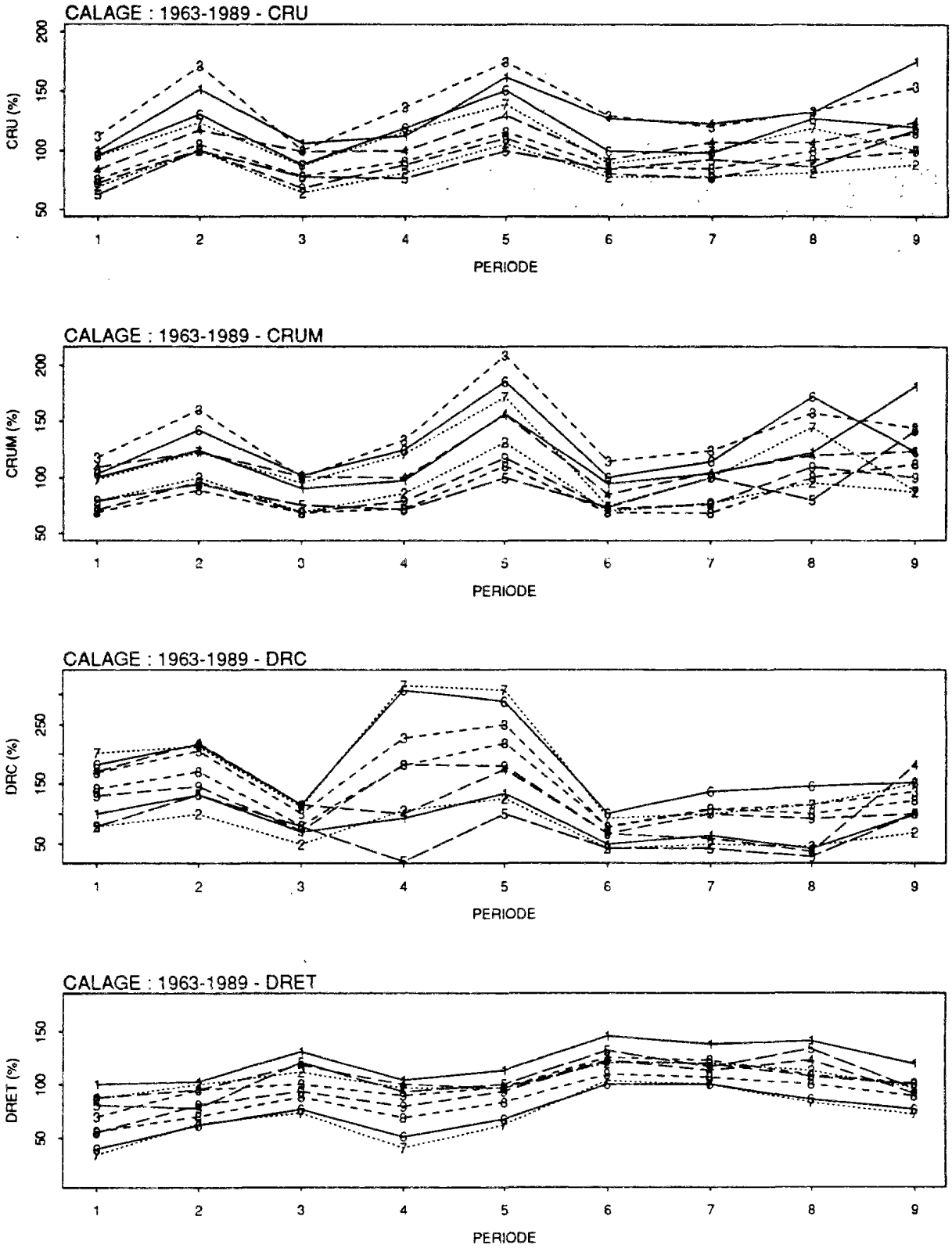


Fig. 5.34 - Bassin versant de l'Orgeval - Evolution dans le temps des critères de qualité de GR4J pour des contrôles successifs calages avec transformation des débits par le logarithme

On observe, tout d'abord, que le critère de NASH varie dans un intervalle plus grand, pour les périodes humides, à partir de 1978, par rapport aux résultats de contrôle concernant le calage sur les débits naturels (fig. 4.6). Cet intervalle a presque doublé dans le cas présent.

Par contre, les fortes variations subies par ce critère, dans le cas du calage sur les débits naturels, au cours des périodes sèches (entre 1972 et 1977), quand ces périodes sont contrôlées par des jeux de paramètres obtenus sur les périodes humides ultérieures, ne sont plus présentes dans le cas du calage sur les débits transformés. Pour les débits naturels, l'intervalle de variation du critère était de plus de 60%, tandis que maintenant il reste toujours de 20%.

Il y a une amélioration généralisée des représentations des cumuls d'étiages et des durées d'étiages, pour toutes les périodes contrôlées. D'autre part, il y a une détérioration moindre dans les reproductions des volumes, des cumuls des crues, des crues moyennes et des crues maxima, en particulier sur les périodes sèches, quand elles sont contrôlées par les paramètres issus du calage sur les périodes humides.

On peut ainsi conclure que si les transformations des débits, en particulier la transformation logarithmique, détériorent les critères de qualité du calage, les jeux des paramètres ainsi obtenus conduisent à des détériorations moins importantes au contrôle. Cela est plus net quand les périodes de contrôle sont composées d'années sèches.

Il est possible de le confirmer si l'on observe, à titre d'exemple, les hydrogrammes issus des calages et des contrôles montrés dans les figures 5.35 et suivantes. Dans cette séquence, nous montrons les hydrogrammes relatifs à un calage sur une période sèche (1975-1977) et à un calage sur une période humide (1978-1980). Les calages sont fait soit sur des débits naturels soit sur des débits transformés par le logarithme. Ensuite, des contrôles respectifs sont réalisés.

En comparant les figures 5.35 et 5.36, on dirait que le calage sur la période sèche est un peu moins bon que le calage sur la période humide. Cela est probablement dû au fait que la période sèche en question est moins homogène, car elle est composée de deux années plutôt de pluviosité moyenne (1975 et 1977) et de l'année 1976 qui est exceptionnellement sèche.

Dans les trois mois montrés pour cette période on remarque surtout une défaillance dans la représentation du temps de base de la première crue au début de l'automne, ce qui n'a plus lieu pour les crues suivantes.

Le calage sur les débits naturels en période humide est très correcte sur tous les aspects, c'est à dire, les représentations des volumes, des temps, des crues et des étiages.

D'autre part, le calage sur les débits transformés montre une détérioration dans la représentation des différentes caractéristiques des hydrogrammes, à l'exception de la reproduction des faibles débits. Dans le cas des faibles débits, on ne peut pas vraiment parler d'une amélioration, mais il n'y a pas de détérioration.

On observe en plus que l'impact de la transformation des débits est plus visible sur la période sèche que sur la période humide, une constatation attendue, si l'on considère que le calage se fait sur le logarithme des débits.

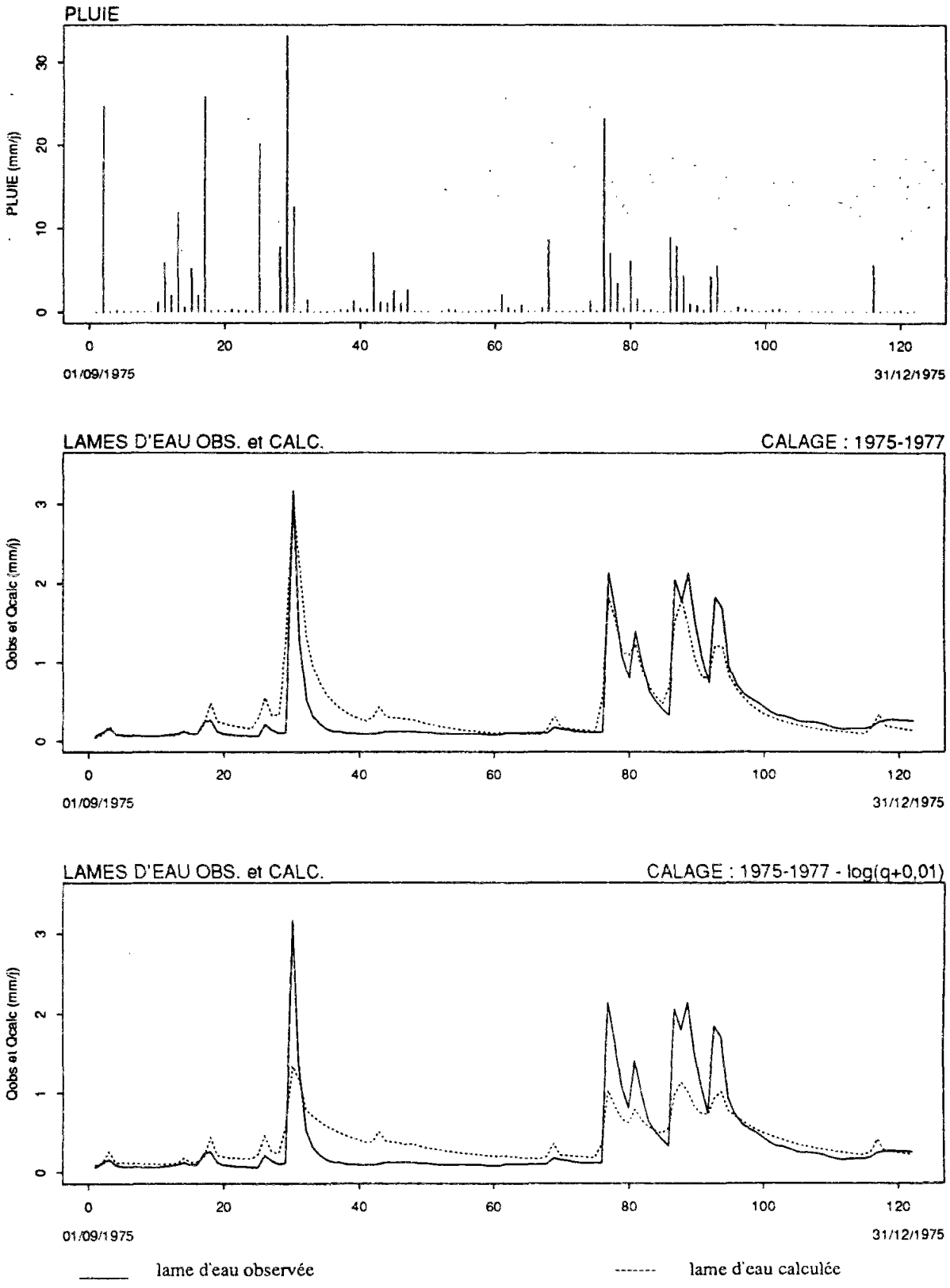


Fig. 5.35 - Bassin versant de l'Orgeval - calage de GR4J sur une période sèche - débits naturels et débits transformés

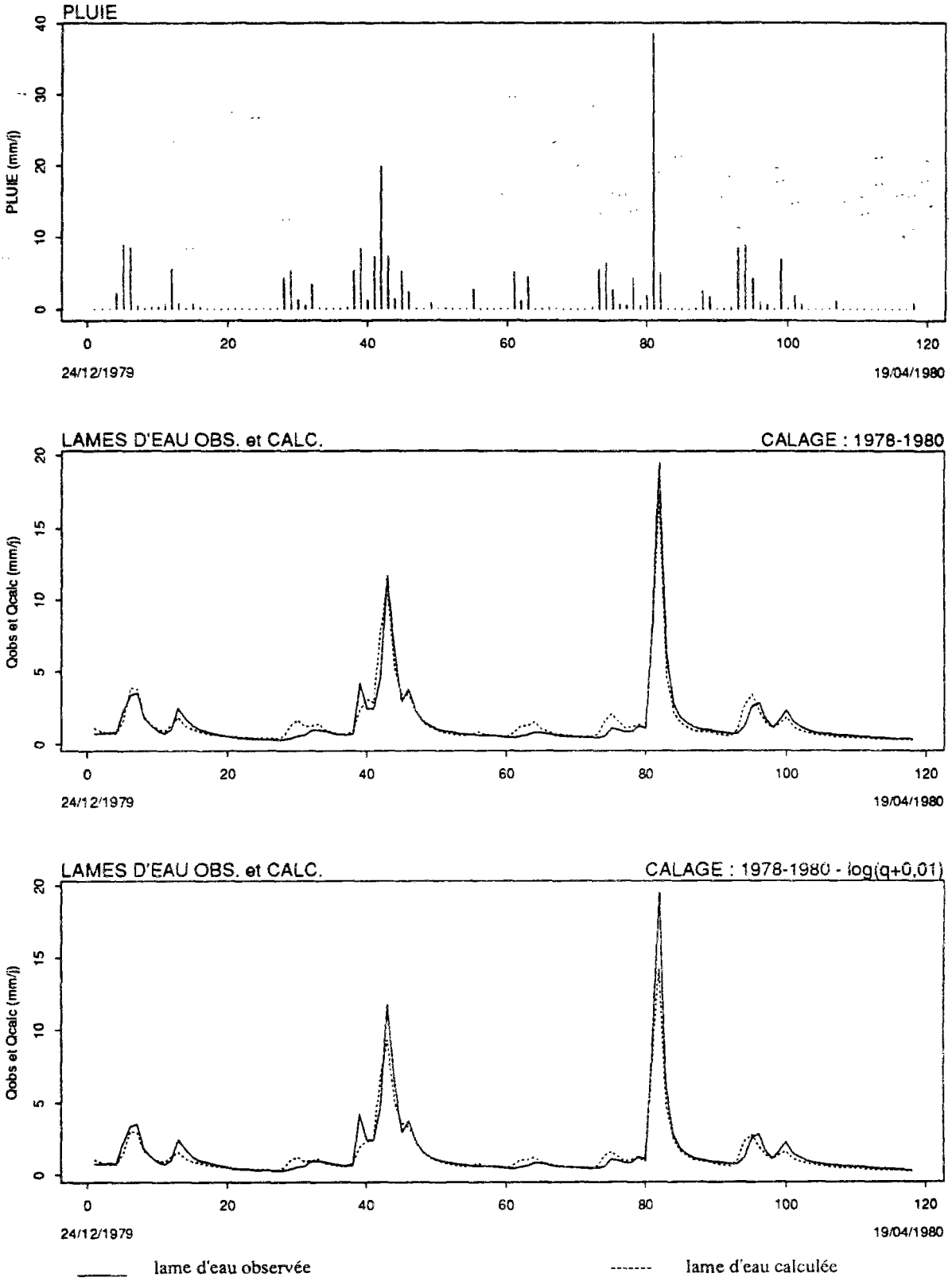


Fig. 5.36 - Bassin versant de l'Orgeval - calage de GR4J sur une période humide - débits naturels et débits transformés

Les résultats sont un peu différents dans le cas des contrôles (fig. 5.37 et 5.38). On observe, tout d'abord, que le contrôle de la période sèche par les paramètres issus du calage sur les débits naturels de la période humide, produit une surestimation généralisée des débits. Les crues, en particulier sont les double des valeurs mesurées. Si le calage est fait dans la période humide, mais sur des débits transformés, on constate encore une surestimation des débits sur la période sèche. Par contre, maintenant elle est beaucoup moins intense que dans le cas précédant.

Dans le cas du contrôle de la période humide par le calage sur les débits naturels de la période sèche, on remarque une sous-estimation plus au moins généralisée des débits. A l'opposé de ce qui se passe en période sèche le contrôle utilisant des paramètres issus du calage sur des débits transformés aggrave la sous-estimation des débits en période humide.

Cela s'explique par le fait que la transformation logarithmique des débits produit des changements plus importants sur les paramètres calés dans des périodes sèches (fig. 5.26), en particulier sur le paramètre a, qui contrôle le rendement du modèle.

Pour conclure, on constate que la structure d'évolution des variables hydrologiques au cours du temps reste essentiellement la même (fig. 5.34 à 5.38), que les paramètres soient identifiés sur des débits naturels ou transformés. Cela signifie que les jeux des paramètres issus des périodes humides introduisent toujours les mêmes déviations sur les variables hydrologiques, quand ils sont utilisés pour simuler des débits sur des périodes sèches et vice versa. De plus, hormis le cas du critère de NASH, les gains sur la stationnarité des autres critères ne sont pas toujours significatifs.

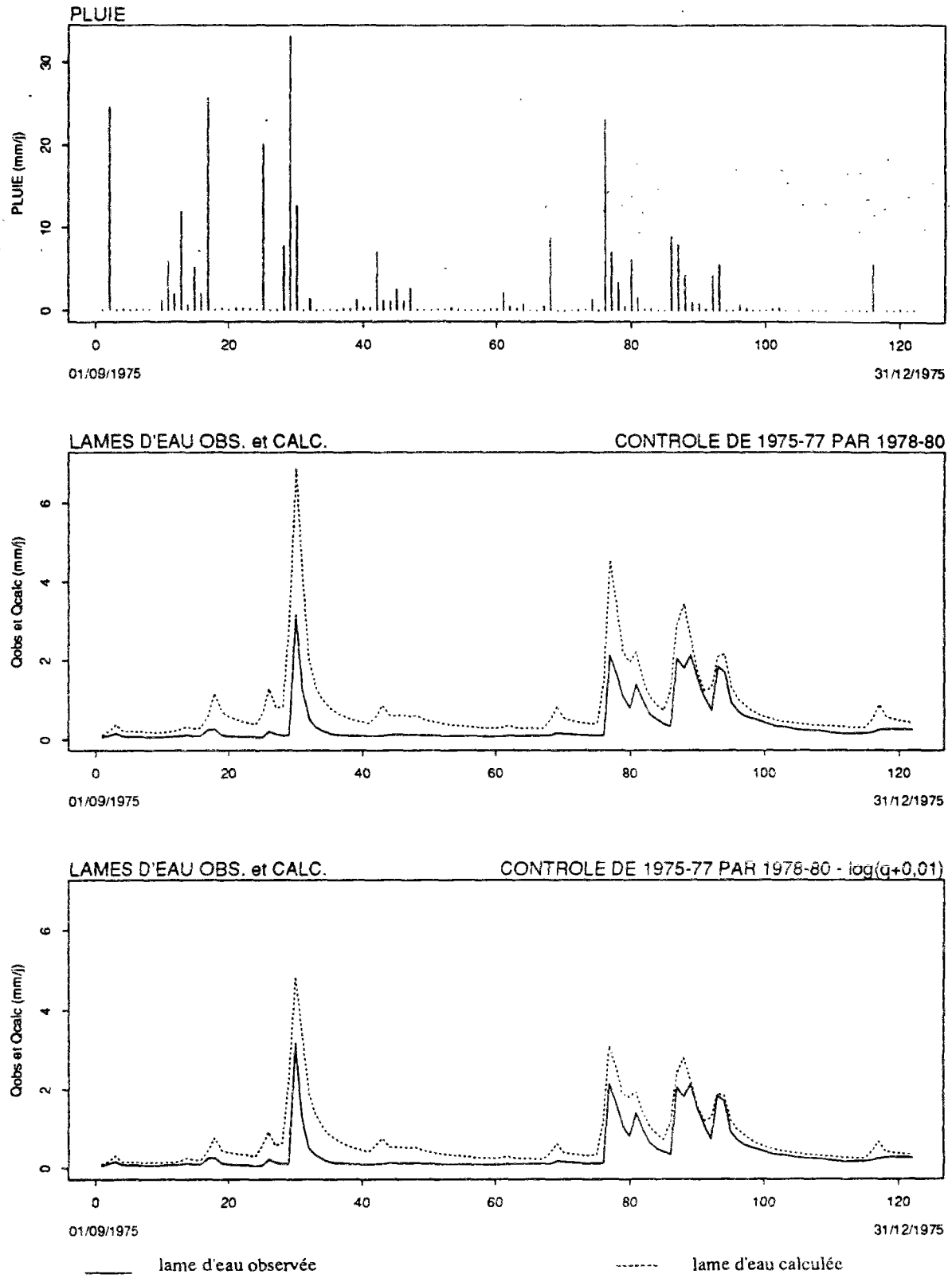


Fig. 5.37 - Bassin versant de l'Orgeval - contrôle de GR4J sur une période sèche débits naturels et débits transformés - paramètres calés sur une période humide

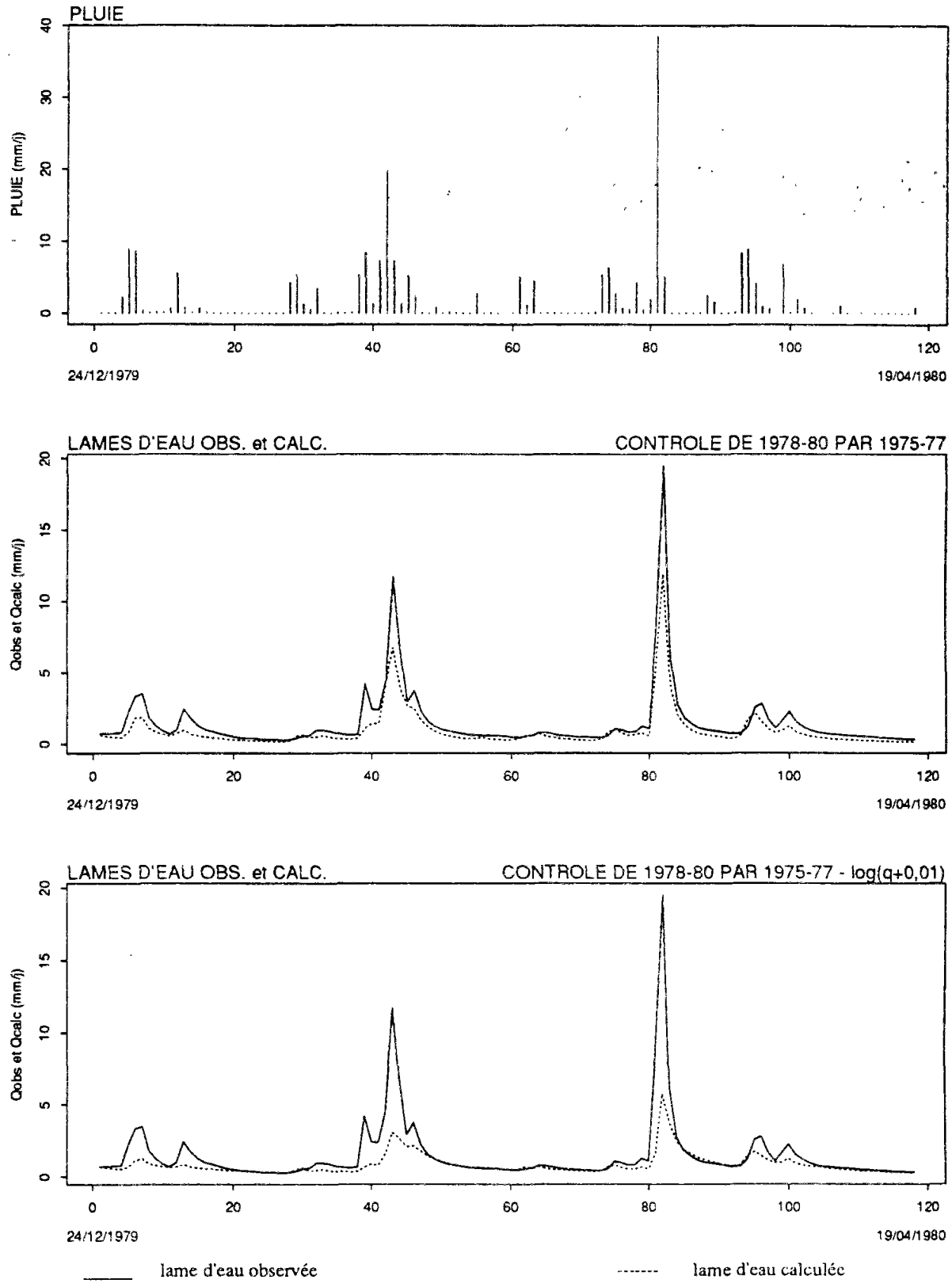


Fig. 5.38 - Bassin versant de l'Orgeval - contrôle de GR4J sur une période humide débits naturels et débits transformés - paramètres calés sur une période sèche

5.5.6 - La méthode EG appliquée dans le calage de GR4J avec transformation des débits

L'hypersurfarce de la fonction objectif change considérablement si l'on prévoit dans la fonction objectif la transformation logarithmique des débits. La figure 5.39 montre les courbes d'isocritère de l'ensemble des paramètres, pris deux à deux, quand on applique la méthode EG sur les données de la période humide 1978-1980. Les intervalles de variations pour chaque paramètre sont les mêmes que ceux utilisées dans le paragraphe 5.3.2 ci-dessus.

On remarque, d'abord, que les changements de pente un peu brutaux observés dans les sous-espaces qui concernent le paramètre *c* ont été considérablement lissés. Cela est confirmé par la perspective montrée, à titre d'exemple, dans la figure 5.40 pour le sous-espace *a-c*. De plus, au delà d'une zone autour de l'optimum, la fonction objectif est très peu sensible aux variations du paramètre *c*.

La formation d'une longue crête dans l'axe du paramètre *a* est observée aussi dans le sous-espace *a-d*, pour la région autour de l'optimum. Une crête semblable se développe également dans le sous-espace *b-d*, au long de l'axe *b*.

En effet, la fonction objectif est devenue beaucoup plus sensible aux variations du paramètre *d*, ce que l'on avait déjà constaté en observant la réduction des incertitudes sur l'estimation de *d* (fig. 5.26). Dans le même temps, les écarts-types sur les paramètres *b* et *c* augmentent avec la transformation logarithmique des débits.

Par contre, l'interdépendance entre les paramètres *a* et *b* diminue. Cela est visible sur la fig. 5.39, et confirmé en comparant les valeurs des coefficients de corrélation sans et avec transformation des débits, respectivement de -0,44 et -0,23.

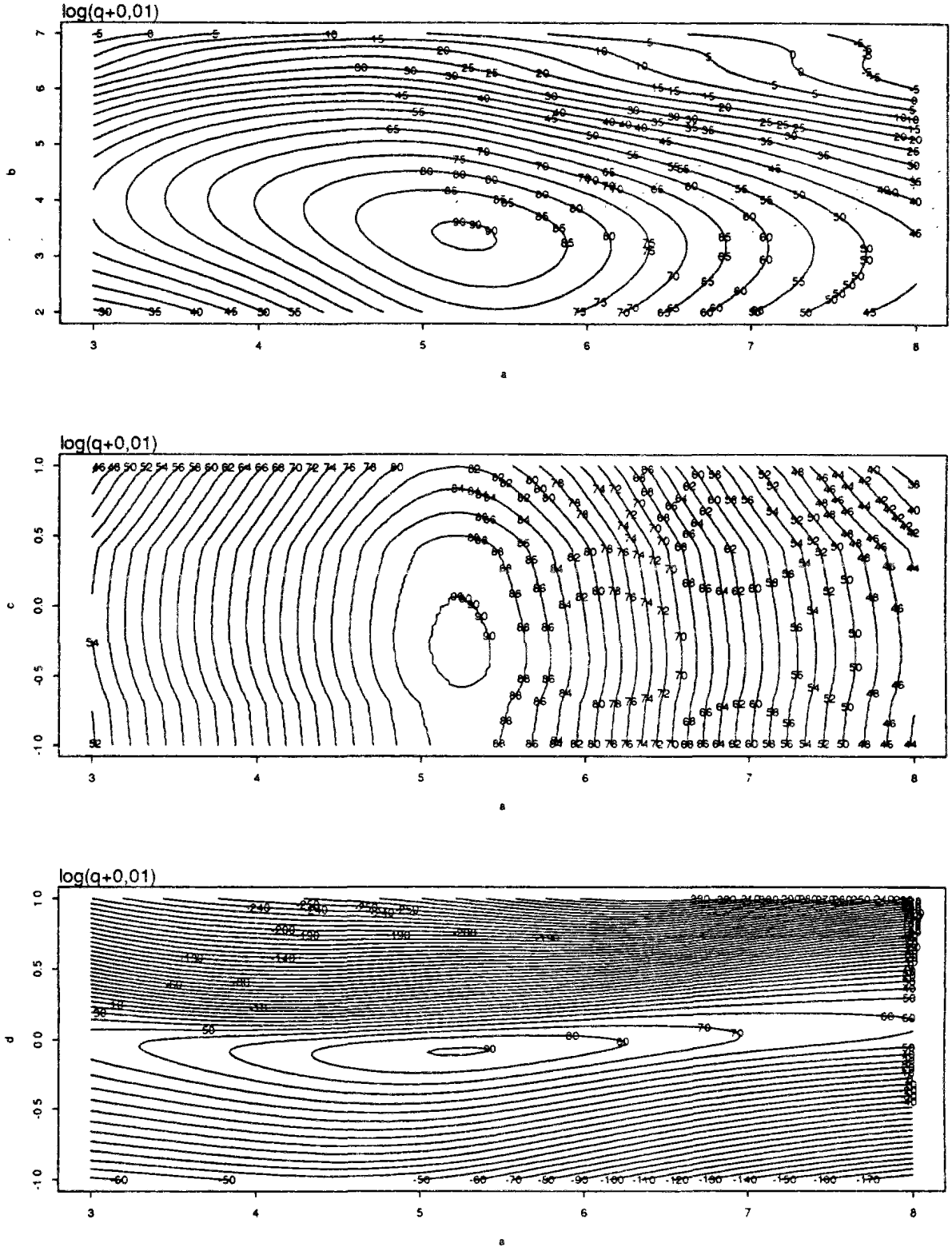


Fig. 5.39

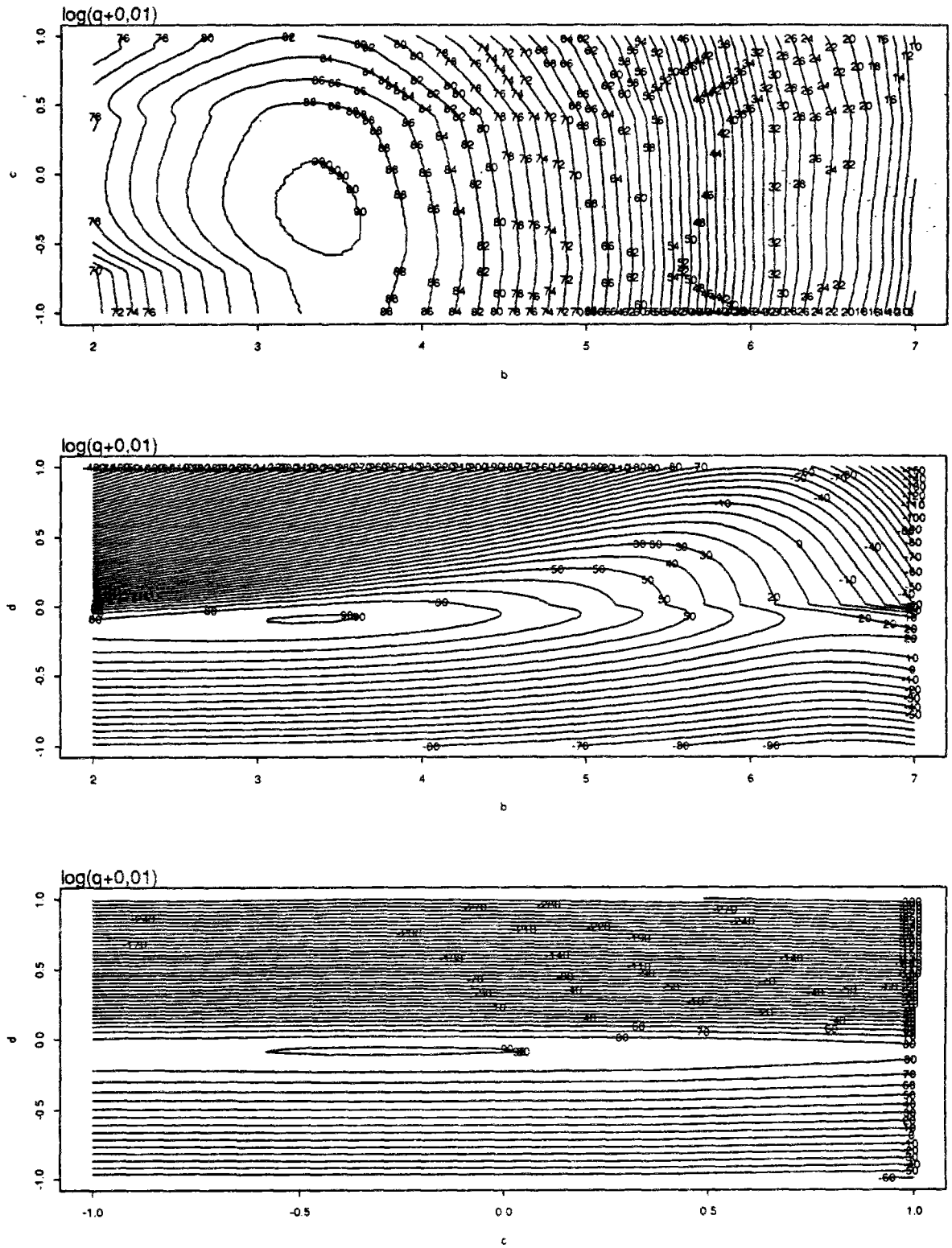


Fig. 5.39 - Méthode EG appliquée au modèle GR4J - courbes d'isocritère paramètres *a-b*, *a-c*, *a-d*, *b-c*; *b-d* et *c-d* - critère de NASH-T (transformation logarithmique) Bassin versant de l'Orgeval pour la période 1978-1980

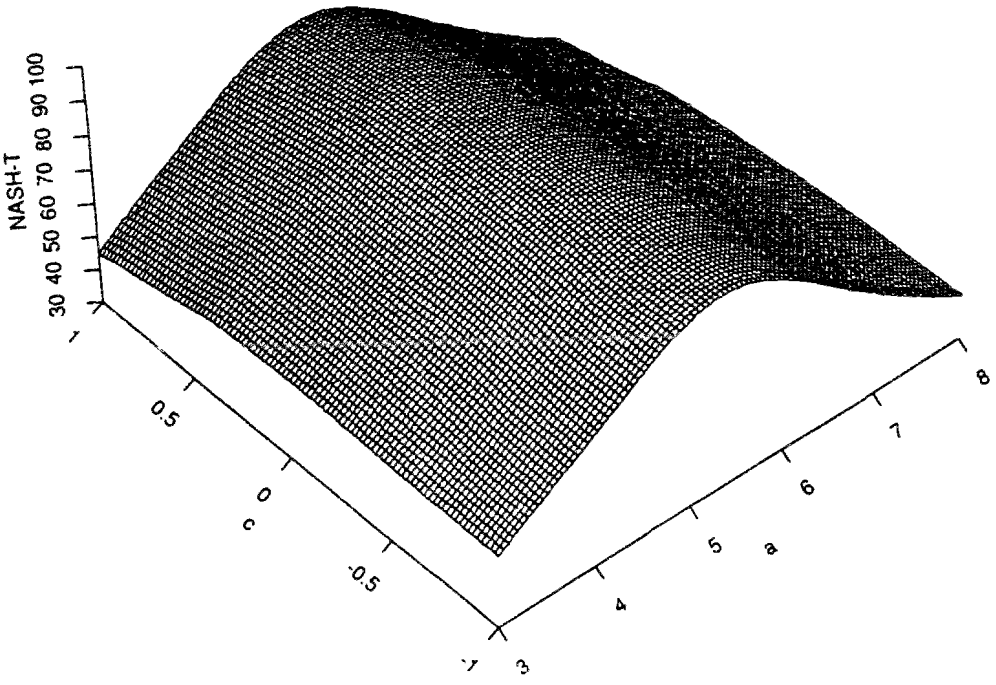


Fig. 5.40 - Méthode EG appliquée au modèle GR4J - perspective paramètre *a-c* - critère de NASH-T (transformation logarithmique) Bassin versant de l'Orgeval pour la période 1978-1980

Le tableau 5.9 affiche le nombre de régions d'attraction et de maxima dans chacune de ces régions pour le calage de GR4J sur des débits transformés, en adoptant la méthode EG.

Tableau 5.9 - Méthode EG appliquée au modèle GR4J
Bassin versant de l'Orgeval - période 1978-1980
Résultats du calage sur des débits transformés par le logarithme

sous-espace bidimensionnel	nombre de maxima locaux	localisation des régions d'attraction	*NASH-T* %
a-b	5	*a*:[5,22 ; 5,27] - *b*:[3,31 ; 3,41]	90,6
a-c	72	*a*:[5,17 ; 5,32] - *c*:[-0,96 ; 0,39]	[88,8 ; 90,5]
a-d	3	*a*:[5,17 ; 5,27] - *d*:[-0,09]	90,5
b-c	79	*b*:[3,26 ; 3,57] - *c*:[-0,96 ; 0,39]	[88,9 ; 90,5]
b-d	4	*b*:[3,21 ; 3,46] - *d*:[-0,09]	90,6
c-d	39	*c*:[-1,00 ; 0,39] - *d*:[-0,09]	[88,7 ; 90,6]
Résultats de calage de GR4J avec la méthode RL-GR4J sur la série 1978-1980 : intervalles d'un écart-type		*a*:[5,18 ; 5,30] *b*:[3,33 ; 3,53] *c*:[-0,41 ; -0,22] *d*:[-0,10 ; -0,06]	90,6

Nous ne détectons ici qu'une région d'attraction par sous-espace bidimensionnel des paramètres. Le nombre de maxima locaux a un peu diminué ou est resté inchangé pour les couples *a-b*, *a-d* et *b-d*. De plus, les valeurs des paramètres *a*, *b* et *d*, ainsi que celles de leur sensibilité autour de l'optimum, estimées par la méthode EG, restent compatibles avec ces mêmes valeurs estimées respectivement par la méthode RL-GR4J et par l'analyse courante de sensibilité des paramètres de GR4J.

Par contre, le tableau 5.9 confirme parfaitement que la fonction objectif reste maintenant peu sensible aux valeurs prises par le paramètre *c*. Elle est à peu près la même pour des valeurs de *c* dans l'intervalle [-1.00 ; 0.39]. La méthode courante d'analyse de sensibilité de GR4J affiche un intervalle beaucoup plus petit, circonscrit autour de l'optimum que l'on observe pour ce paramètre dans la figure 5.39.

5.6 - CONCLUSION

Dans ce chapitre nous avons essayé d'identifier le risque pris par le processus de calage employé par GR4J, que nous appelons ici RL-GR4J, de se trouver sur un maximum local, à la place du "vrai" maximum. Un risque élevé apporterait plus d'incertitude à la méthode que nous envisageons pour identifier des non-stationnarités d'origine anthropique sur les variables du cycle hydrologique, en particulier les débits.

Nous pouvons conclure que malgré l'existence de maxima locaux, et de régions de faible sensibilité à la variation des paramètres, sur l'hypersurface de la fonction critère, la méthode RL-GR4J est acceptable. C'est plutôt le faible nombre de paramètres de GR4J et l'indépendance entre eux qui permet à RL-GR4J de fonctionner correctement. Donc, nous ne trouvons pas de raisons pour envisager un changement dans la procédure de calage du modèle et nous pouvons affirmer que les résultats de calage sont fiables à plus de 90%. Une combinaison de la méthode RL-GR4J avec la méthode multidépart pourrait être éventuellement envisageable quand les résultats de calage par RL-GR4J le justifient, *e.g.* valeur faible du critère ou valeurs des paramètres en dehors des limites normalement rencontrées.

D'autre part, des changements apportés à la fonction critère au travers de transformations des débits s'avèrent intéressants particulièrement dans le cas où l'on cherche à mieux reproduire une caractéristique spécifique de la relation pluie-débit. Bien évidemment, quand elles sont choisies d'une façon adéquate ces transformations sont capables de rendre les résidus du modèle conformes aux hypothèses statistiques concernant le calage par les moindres carrés.

Néanmoins, en adoptant différentes valeurs pour λ_1 et λ_2 sur les équations de transformation des variables proposées par BOX et COX (1964), nous n'avons pas obtenu une stationnarité des paramètres du modèle GR4J, quand il est calé sur des périodes successives caractéristiques de l'évolution du climat au cours du temps. De même, les estimations des écarts-types des paramètres n'ont pas changé de façon significative pour les calages sur les débits transformés.

Ainsi, l'hypothèse selon laquelle la non-stationnarité dans le temps des paramètres du modèle traduit effectivement un changement dans la relation pluie-débit du bassin versant, sort renforcée après cet ensemble d'essais.

Par cette affirmation on ne néglige pas les conséquences des incertitudes sur l'estimation des paramètres du modèle, dues aux différentes sources déjà mentionnées. Cependant, il nous semble que la méthode courante d'analyse d'incertitudes de GR4J les traduisent en général d'une façon adéquate par les écarts-types des paramètres.

Il faut souligner le fait que jusqu'à présent nous sommes toujours resté dans le même contexte, c'est à dire, celui d'un même bassin versant modélisé par un même modèle. Il est vrai que nous avons utilisé ce modèle de différentes façons dans l'objectif de vérifier différentes hypothèses construites au cours de l'étude. Néanmoins, nos conclusions concernent toujours un seul contexte bassin et modèle.

Dans les chapitres suivants, nous envisageons un changement concernant le bassin versant, par la construction et l'étude de bassins synthétiques (chapitre 6) et par l'étude d'autres bassins où des actions anthropiques ont eu lieu (chapitre 7).

En ce qui concerne le changement de contexte au niveau du modèle, un tel changement ne peut être réalisé que par des études comparatives avec d'autres modèles. Il ne nous a pas été possible de réaliser ce genre d'étude comparative dans le cadre de cette recherche. Encore que cela ne soit en aucune mesure gênant pour nos conclusions, cela demeure une perspective ouverte à exploiter par des recherches futures.

Chapitre 6

CHAPITRE 6

L'Identification de Non-stationnarités sur de Données Synthétiques

6.1 - INTRODUCTION

L'utilisation de séries synthétiques de données hydrologiques pour l'évaluation de la performance de modèles pluie-débit est une pratique courante, en Hydrologie. IBBITT (1972) est un des premiers chercheurs à l'avoir employée ; plusieurs autres études dans le même sens ont suivi, une des plus récentes étant celle de DUAN, SOROOSHIAN et GUPTA (1992). Généralement il s'agit d'études de sensibilité des paramètres du modèle, d'évaluation de l'impact des bruits introduits dans la série synthétique sur la procédure de calage ou d'estimation de l'incertitude sur les valeurs simulées.

La méthode consiste à faire tourner le modèle pour simuler des débits non contaminés par des erreurs de mesure, en utilisant comme entrées des valeurs mesurées de pluie et d'évaporation. Les valeurs des paramètres utilisées dans la simulation doivent être établies auparavant. Ensuite, selon l'objectif de l'étude, on peut introduire des bruits sur les variables d'entrée et de sortie. Fréquemment les bruits sont de nature aléatoire et possèdent une moyenne nulle.

Les valeurs des paramètres sont fixées par un calage préalable du modèle sur des séries de données hydrologiques mesurées dans le bassin que l'on étudie, ou à partir des valeurs obtenues par des moyennes sur une région, ou enfin fixées arbitrairement de façon à répondre aux objectifs de l'étude. Parfois on utilise un autre modèle pour générer les débits synthétiques qui sont ensuite utilisés dans l'étude développée sur le modèle objet de la recherche.

Dans le cas présent, nous utilisons des séries synthétiques avec l'objectif d'évaluer l'aptitude de GR4J à identifier des non-stationnarités préalablement introduites sur une série de données hydrologiques. On analyse également la performance du modèle dans le cas de l'introduction de bruits aléatoires sur les données. L'avantage de cette procédure réside dans le fait qu'elle permet de contrôler parfaitement les caractéristiques des non-stationnarités ainsi que des bruits aléatoires introduits sur la série sans erreurs.

Il s'agit, en effet, d'une étude de sensibilité des paramètres de GR4J qui, en vue des objectifs de la recherche en cours, essaie d'aller au delà des méthodes plus classiques d'analyse de sensibilité, telles que celle couramment utilisée avec le modèle GR4J. Notre objectif est celui d'évaluer la sensibilité spécifique des paramètres du modèle à des changements au cours du temps sur les crues, sur les étiages ou sur d'autres variables hydrologiques. Ces changements sont censés caractériser des non-stationnarités de la relation pluie-débit dans le temps.

Nous décrivons, dans le prochain paragraphe, les différents types de séries synthétiques construites et utilisées au cours de cette étude. Il s'agit essentiellement de la construction des séries de données sans erreurs, contaminées ensuite par des erreurs du type aléatoire et des non-stationnarités du type tendances linéaires et sauts. D'autres séries synthétiques ont été également obtenues à partir de la variation progressive des valeurs des paramètres du modèle au cours de simulations. Dans ce cas, on établie préalablement les lois des variations des paramètres.

Les paragraphes 6.3 à 6.5 contiennent les descriptions des études de calage et de contrôle de GR4J réalisées sur les séries synthétiques avec erreurs aléatoires, les séries contaminées par des non-stationnarités et les séries générées par GR4J avec des paramètres variables en fonction du temps, respectivement. Nous gardons dans tous ces paragraphes une même structure de présentation des résultats, à savoir : l'analyse de l'évolution des valeurs des paramètres du modèle au cours du temps, au travers de calages sur des sous-séries ; l'analyse de l'évolution des variables hydrologiques au cours du temps, au travers de calages et contrôles successifs et l'analyse des résidus de calage du modèle. Pour certaines séries synthétiques nous avons également étudié l'impact, sur l'hypersurface de calage du modèle, de l'introduction de bruits aléatoires et de non-stationnarités sur les données hydrologiques.

6.2 - CONSTRUCTION DES SERIES SYNTHETIQUES

Nous avons utilisé les données de pluie et d'évapotranspiration de l'Orgeval pour la période 1963-1989 et le jeu des paramètres de GR4J obtenu par calage sur cette période, pour générer une série de 27 années de lames d'eau écoulées, sans erreurs.

La nouvelle série de données hydrologiques représente ainsi la relation pluie-débit qui a lieu dans un bassin versant semblable à celui de l'Orgeval, mais idéal, dans ce sens que sur ces données hydrologiques il n'y a pas d'erreurs de mesure. De plus, la relation pluie-débit est stationnaire, car on génère les débits en utilisant un unique jeu de paramètres de GR4J[1].

La figure 6.1 montre la moyenne mobile des débits synthétiques. On constate que les périodes sèches et humides décrites dans le chapitre 4 y sont toujours présentes. Néanmoins, l'augmentation significative de l'écoulement à partir de 1978 a été considérablement atténuée. Par exemple, la lame d'eau moyenne dans la période 1978-1982 passe de 304 mm, avec un écart-type de 22 mm (tableau 4.2) à 250 mm, avec un écart-type de 10 mm (tableau 6.1). Par contre, des lames synthétiques moyennes un peu plus élevées sont obtenues dans les périodes sèches. Le coefficient d'écoulement superficiel relatif aux données synthétiques varie donc moins au cours du temps que celui des données réelles.

[1] Comme on l'a montré dans le chapitre 4, on ne détecte pas de non-stationnarités sur la série des données de pluie. Les données d'évapotranspiration utilisées sont des moyennes décadaires pluriannuelles.

Tableau 6.1 - Bassin versant de l'Orgeval - Statistiques sur les lames d'eau réelles et synthétiques pour différentes périodes

	moyennes	écarts-types	coef. de variation
1963-1969 :			
Q_{obs}	165 mm	51 mm	31 %
Q_{calc}	169 mm	48 mm	28 %
CS réel	0,23	0,05	20 %
CS synthétique	0,24	0,06	25 %
1970-1977 :			
Q_{obs}	134 mm	71 mm	53 %
Q_{calc}	159 mm	64 mm	40 %
CS réel	0,21	0,09	45 %
CS synthétique	0,26	0,06	23 %
1978-1982 :			
Q_{obs}	304 mm	22 mm	7 %
Q_{calc}	250 mm	10 mm	4 %
CS réel	0,40	0,02	5 %
CS synthétique	0,33	0,02	6 %
1983-1989 :			
Q_{obs}	204 mm	70 mm	34 %
Q_{calc}	201 mm	73 mm	36 %
CS réel	0,29	0,07	24 %
CS synthétique	0,29	0,06	21 %

Q_{obs} = lame d'eau réelle ; Q_{calc} = lame d'eau synthétique ; *CS* = coefficient d'écoulement.

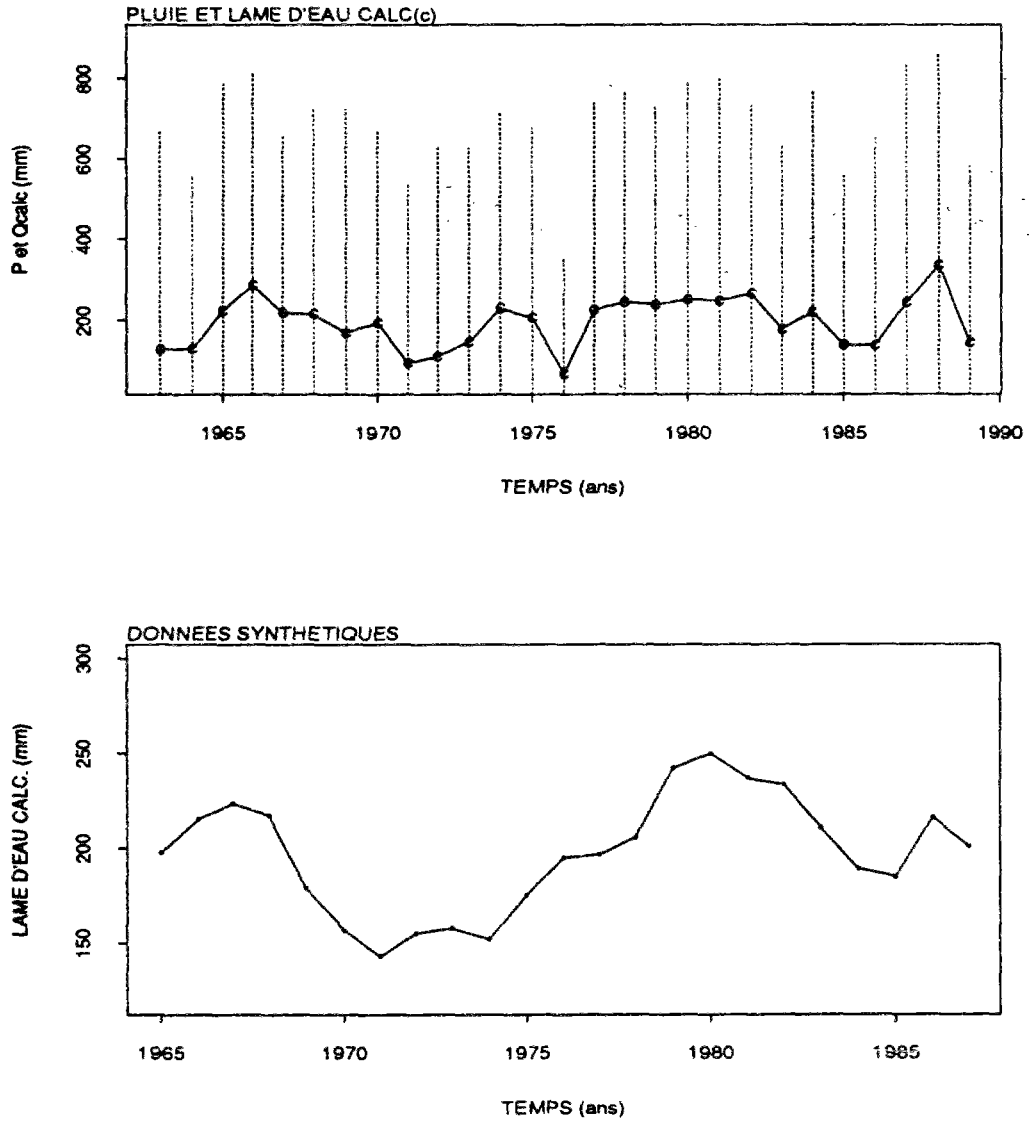


Fig. 6.1 - Bassin versant de l'Orgeval - lames d'eau annuelles et leurs moyennes mobiles - données synthétiques (t = 5 ans)

Les erreurs aléatoires introduites sur les séries de débits et de pluies, sont du type multiplicatif et sont générées à partir du tirage au sort selon une loi normale de moyenne zéro et d'écart-type 1. Le facteur multiplicatif des données a été calculé au travers de l'équation :

$$y_j = \exp\left[k\left(r_j - k/2\right)\right] \qquad \text{(Eq. 6.1)}$$

où r_j est la variable normale centrée réduite et k est l'écart-type de l'erreur sur les logarithmes.

Les erreurs introduites génèrent ainsi des résidus hétéroscedastiques, car ils multiplient les valeurs des débits et de pluies mesurées, mais elles ne modifient pas la pluie moyenne sur une longue durée. Une autocorrélation est introduite sur les données de débit selon l'équation :

$$r_{j+1} = \rho r_j + \sqrt{1-\rho^2}\,\varepsilon_{j+1} \qquad \text{(Eq. 6.2)}$$

où ρ est le coefficient d'autocorrélation, fixé à 0,7, dans notre étude, l'indice j désigne le jour et ε est une variable normale centrée réduite non-autocorrélée.

La fig. 6.2 montre l'effet de l'introduction d'erreurs aléatoires sur les pluies et les débits synthétiques pour k = 0,2 dans l'équation 6.1 et ρ = 0,7 dans l'équation 6.2.

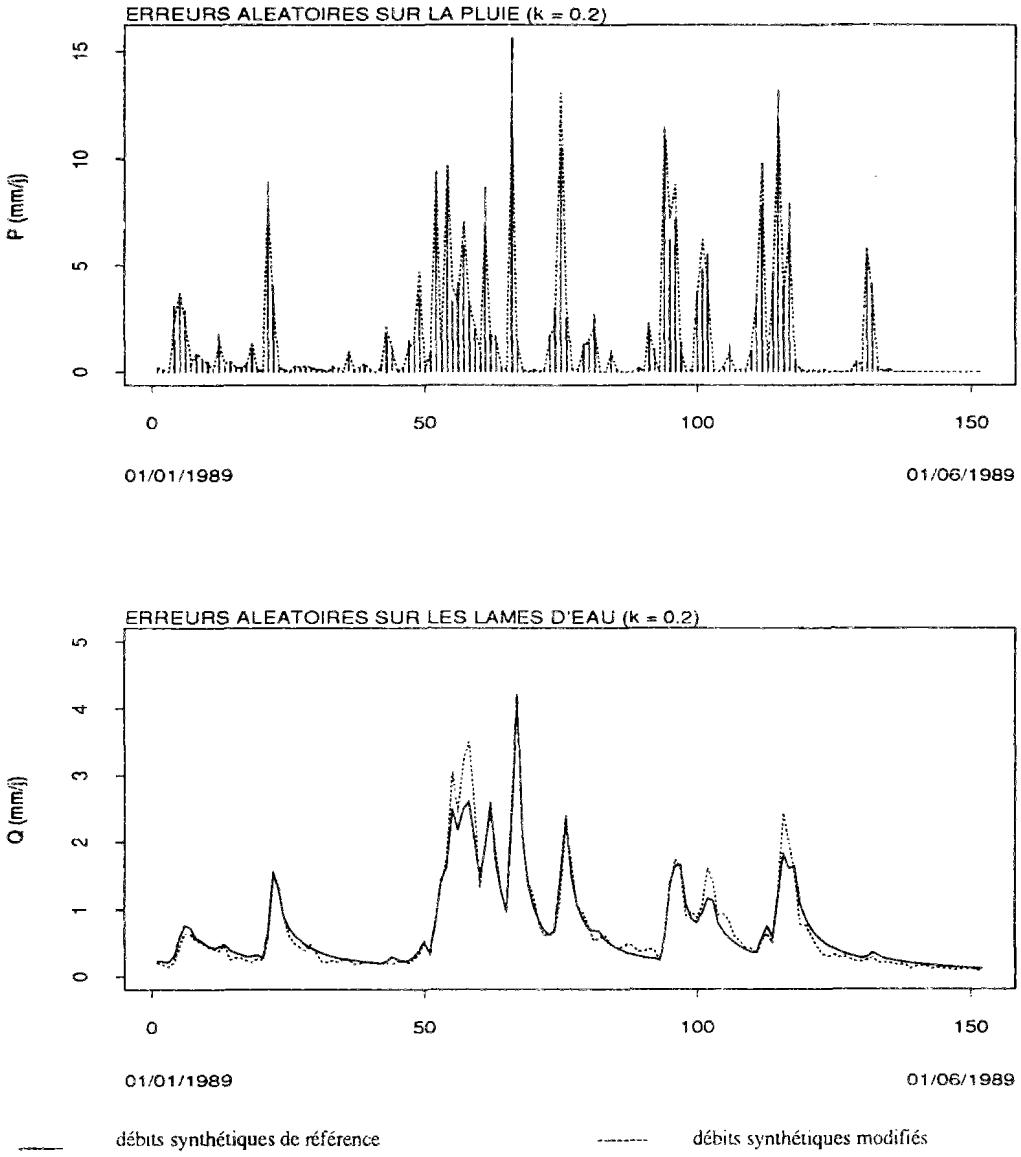


Fig. 6.2 - Débits synthétiques de référence et débits synthétiques modifiés par des erreurs aléatoires (k = 0,2)

Les non-stationnarités introduites sur les débits sont de deux types, à savoir, des tendances à l'augmentation ou à la diminution des débits, linéaires au cours du temps, et des sauts de valeur constante introduits à partir d'une date fixée au préalable.

L'introduction de tendances linéaires sur la série des débits à été faite selon l'équation :

$$y_q = 1 + \beta \frac{j}{36500} \qquad \text{(Eq. 6.3)}$$

où y_q est le facteur multiplicatif, j désigne le jour et β est une constante.

Le facteur multiplicatif y_q agit sur tous les débits $Q_j > 2.M$, avec $\beta > 0$, et sur tous les débits $Q_j < M/2$, avec $\beta < 0$, pour j = 1, 2, ..., n jours de simulation. M est la moyenne pluriannuelle des débits journaliers qui dans le cas du bassin de l'Orgeval vaut 0,5 mm/j, pour la période 1963-1989. De cette façon, on crée une non-stationnarité qui consiste à augmenter linéairement les crues et à diminuer linéairement les faibles débits au cours du temps, donc à accentuer l'irrégularité des écoulements.

La figure 6.3 montre l'effet de l'introduction d'une tendance de cette nature sur les débits, pour la série synthétique à la fin de la période 1963-1989. Dans ce cas, nous avons utilisé β = 3,7 pour les crues et β = -3,7 pour les faibles débits. Donc, cela conduit à une augmentation linéaire des crues, partant de 0,01 %, en début de la période, à 100%, à la fin de la période, ainsi qu'à une réduction linéaire des faibles débits de 0,01% à 100%.

Nous avons aussi employé une troisième méthode pour générer des séries non-stationnaires de débits, cependant cette fois ci sans intervenir directement sur les données, comme dans les cas précédants. Nous avons d'abord établi les lois de variation des paramètres du modèle au cours du temps. Ensuite, nous faisons tourner le modèle avec ces paramètres variables, en utilisant comme entrée la même série de données de pluie et d'évapotranspiration de l'Orgeval. Les paramètres variables représentent ainsi un bassin qui n'est pas stationnaire au cours du temps en ce qui concerne la relation pluie-débit. En général, nous avons adopté soit des lois de variation linéaires soit des variations par saut, pour l'évolution des valeurs des paramètres.

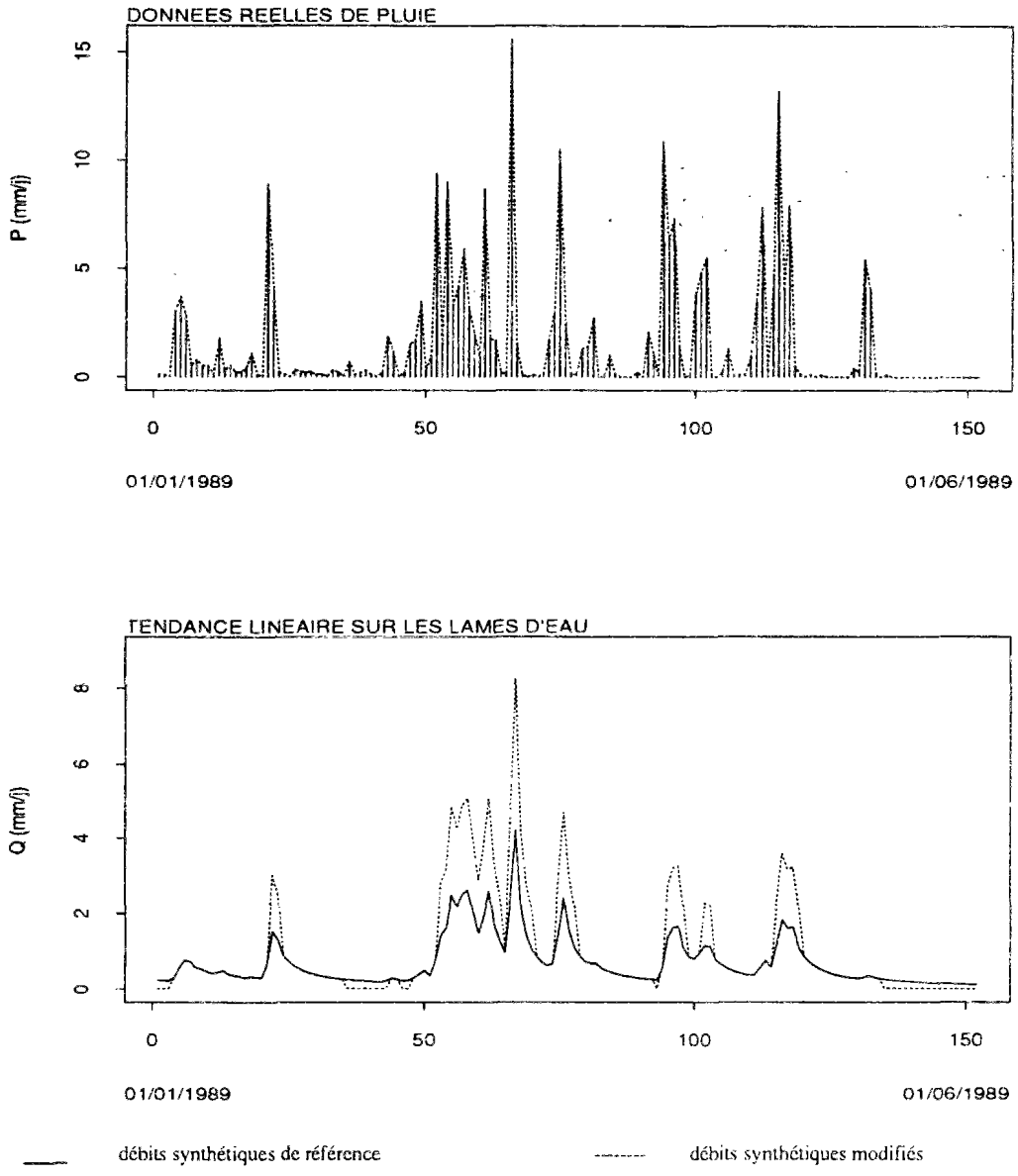


Fig. 6.3 - Débits synthétiques de référence et débits synthétiques modifiés par des tendances linéaires (β = +3.7 pour $Q_j > 2.M$ et β = -3.7pour $Q_j < M/2$)

Sur l'ensemble des séries synthétiques nous avons réalisé les études suivantes :

a analyse de l'évolution des valeurs des paramètres de GR4J, au travers du calage du modèle sur les séries étudiées, par périodes de 3 ans chacune ;

b analyse de l'évolution de variables hydrologiques capables de caractériser des changements éventuels dans la relation pluie-débit, au travers de calages et contrôles successifs ;

c analyse des résidus de calage du modèle ;

d étude de l'impact, sur l'hypersurface de calage du modèle, de l'introduction de bruits aléatoires et de non-stationnarités sur les données de pluie et de débit.

Ces études sont décrites au cours des prochains paragraphes.

6.3 - SERIES SYNTHETIQUES AVEC ERREURS ALEATOIRES

Au total on a construit 9 séries synthétiques avec erreurs aléatoires, en utilisant l'équation 6.1, pour les données de pluie et les équations 6.1 et 6.2 pour les données de débit. Le paramètre ρ de l'équation 6.2 garde toujours la valeur 0.7, tandis que k varie entre 0,1 et 0,4, avec $\Delta k = 0,1$.

Nous considérons ici le cas de la série synthétique sans erreurs, le cas de la série synthétique contaminée par des erreurs aléatoires sur les débits, avec $k = 0,2$ et le cas de la série synthétique contaminée par des erreurs aléatoires sur les débits et les pluies, avec $k = 0,2$. Elles sont désignées respectivement par [*bm*] (bassin modèle), [0,2*q*] et [0,2*pq*].

Le tableau 6.2 montre quelques statistiques concernant les données hydrologiques de ces trois séries.

Tableau 6.2 - Bassin versant de l'Orgeval - Quelques statistiques sur les données synthétiques pour la période 1963-1989

Statistiques	[*bm*]	[0,2*q*]	[0,2*pq*]
module de précipitation, en mm	689	689	690
module de lame d'eau écoulée, en mm	196	197	197
débit maximum maximorum, en mm/j	14,93	15,28	12,09
débit minimum minimorum, en mm/j	0,02	0,01	0,01
débit moyen journalier, en mm/j	0,54	0,54	0,54
écart-type des erreurs introduites sur les débits, en mm/j	-	0,18	0,21

6.3.1 - Calage et contrôle sur des séries synthétiques sans erreurs et avec erreurs aléatoires

Les trois séries synthétiques décrites ci-dessus ont été utilisées pour le calage de GR4J sur la période complète 1963-1989 et sur 9 périodes de 3 années chacune, avec le même découpage dans le temps employé dans le chapitre 4. La fig. 6.4 montre l'évolution des valeurs des paramètres calés sur les sous-séries de 3 ans de *bm*. On constate que sur un total de 9 périodes on a toujours trouvé le même jeu de paramètres, celui utilisé pour générer la série synthétique de 27 années. Ce résultat renforce l'idée que le risque de se trouver sur un maximum local à la fin du calage de GR4J est très faible.

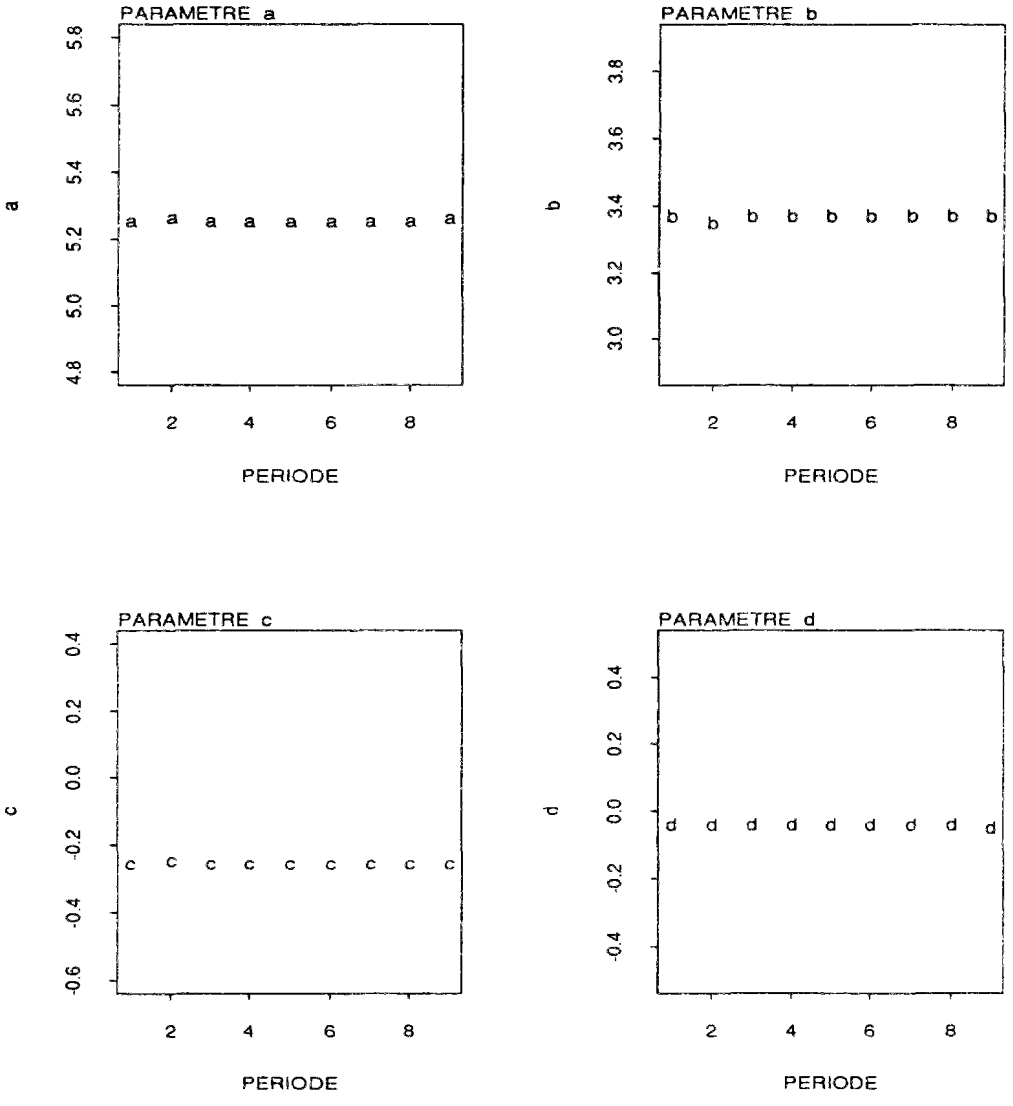


Fig. 6.4 - Bassin versant de l'Orgeval - paramètres *a*, *b*, *c* et *d*
calage de la série synthétique sans erreurs - 1963-1989 par période de 3 ans

Les fig. 6.5 et 6.6 montrent l'évolution des paramètres de calage, pour les sous-séries de 3 ans de 0,2q et de 0,2pq.

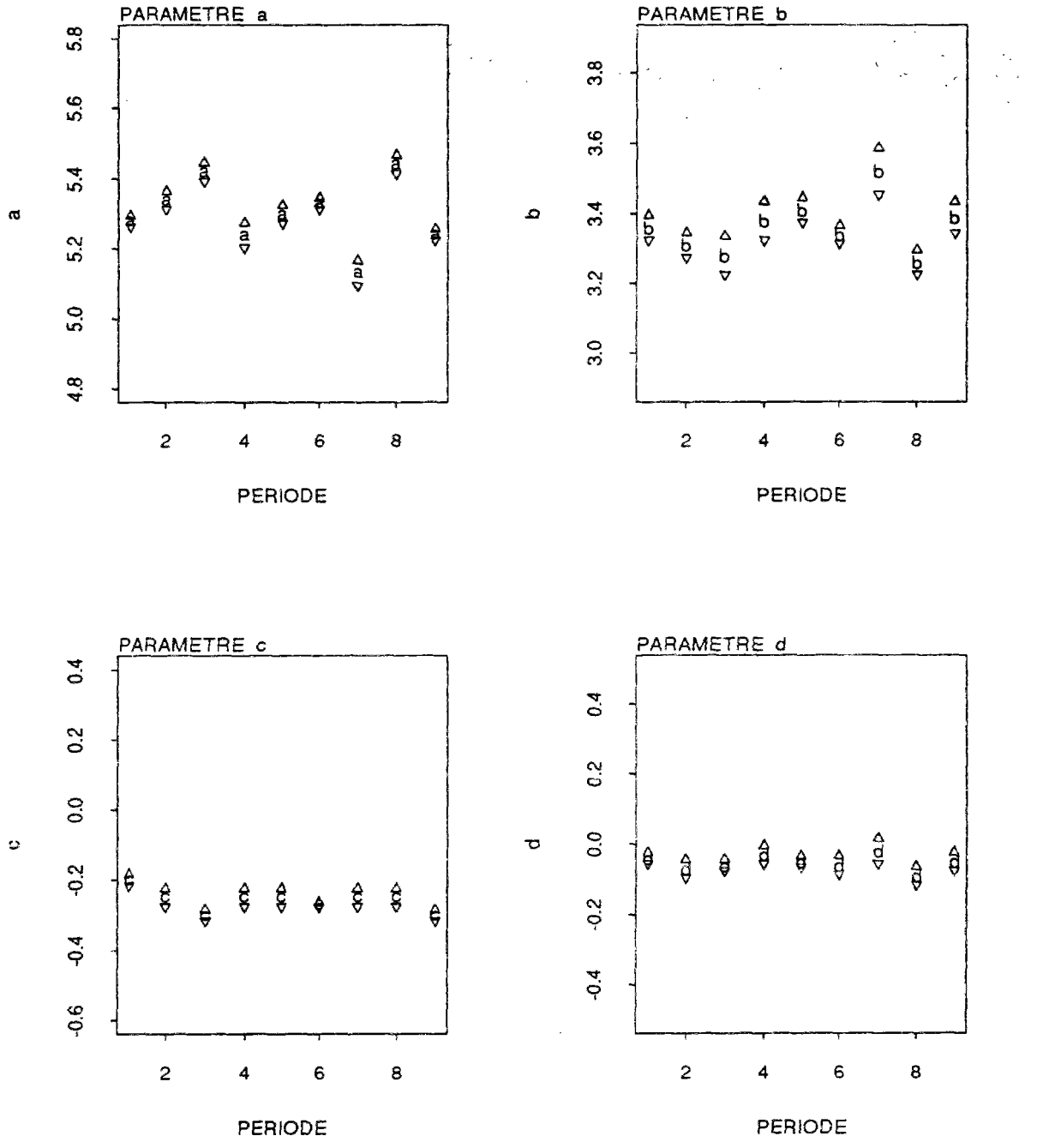


Fig. 6.5 - Bassin versant de l'Orgeval - paramètres a, b, c et d - calage de la série synthétique avec erreurs aléatoires (k = 0,2) sur les débits - 1963-1989, par période de 3 ans

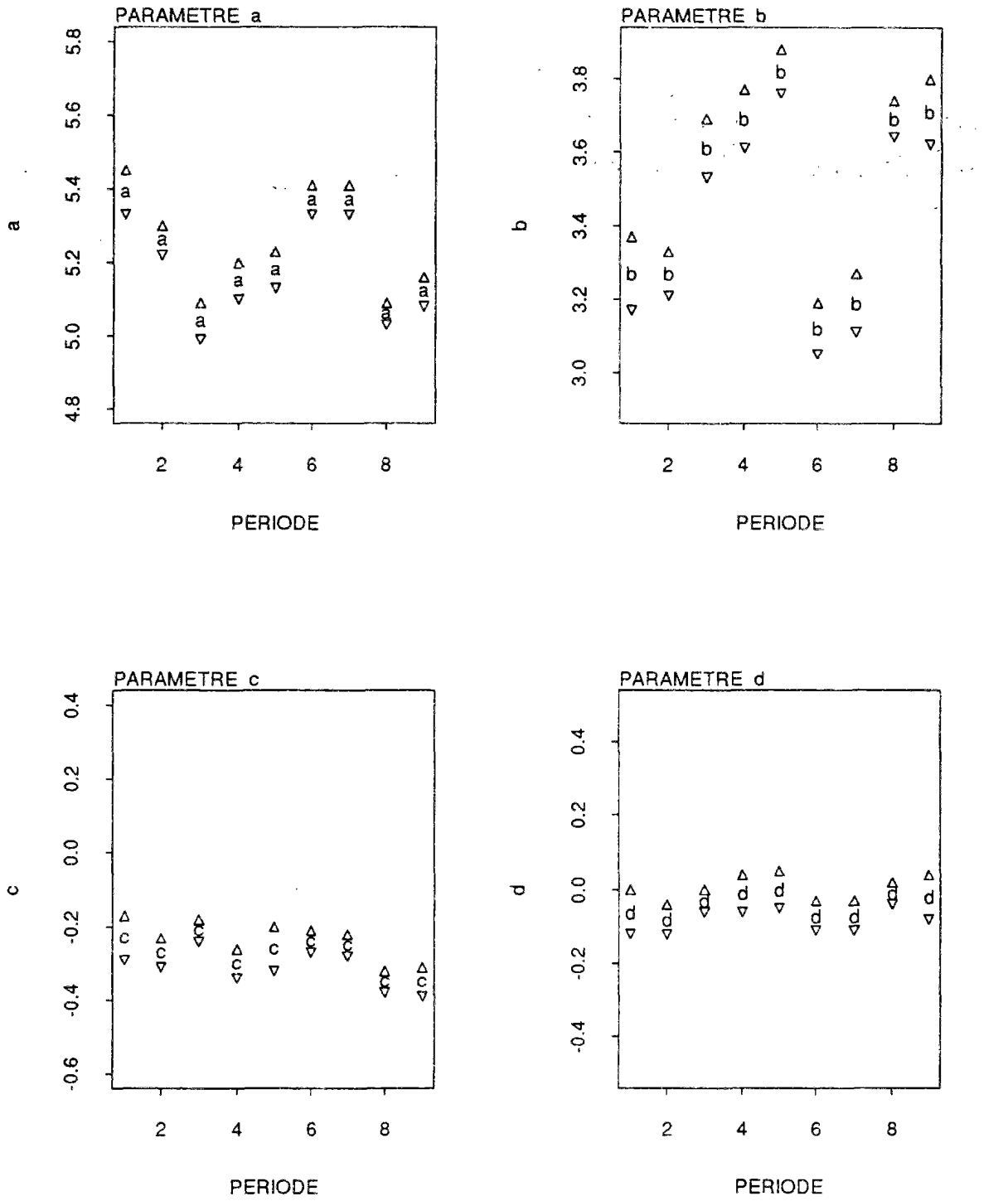


Fig. 6.6 - Paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - calage de la série synthétique avec erreurs aléatoires (k = 0,2) sur les pluies et les débits - 1963-1989, par période de 3 ans

En regardant ces graphiques, on constate des faits auxquels on s'attendait, comme par exemple le fait que les écarts-types des paramètres augmentent à mesure que l'on augmente l'amplitude des erreurs introduites sur les séries de données synthétiques. Par contre, il est remarquable qu'il faille introduire des erreurs à la fois sur les pluies et les débits pour effectivement obtenir des fluctuations des valeurs des paramètres semblables à celles observées dans le cas des données réelles.

En effet, les résultats du calage en ce qui concerne les valeurs des paramètres demeurent plus sensibles à l'introduction de bruits sur les données pluviométriques que sur les débits.

Les deux paramètres les plus sensibles à l'introduction de ce type de bruit sont les paramètres *a* et *b*. Pour la série [0,2*pq*] et des calages sur des périodes de 3 ans, on obtient des amplitudes de variation de *a* et *b* équivalentes à celles obtenues pour le calage sur les données réelles (voir fig. 4.4 - chapitre 4).

Le comportement du paramètre *c* est également semblable à celui de *c* calé sur les données réelles. Cependant, il est clair que l'on n'arrive pas à reproduire les grandes fluctuations des valeurs de *c* observées dans les périodes 1 et 3 des données réelles. A part ces deux cas, attribués à des changements dans la procédure de découpage du temps pour l'enregistrement des pluies mesurées, le paramètre *c* demeure stationnaire dans le cas des données réelles ainsi que dans les cas des données synthétiques.

Naturellement ces fluctuations des valeurs des paramètres se traduisent par des non-stationnarités des variables hydrologiques simulées. Nous avons construit les graphiques de l'évolution dans le temps des critères de qualité de GR4J, pour la série [0,2*pq*] (fig. 6.7), en utilisant la même méthodologie de calage et contrôle successifs déjà décrite dans le chapitre 4. Quelques valeurs des variables hydrologiques concernant cet essai sont également montrées dans les tableaux 6.3, 6.4 et 6.5.

Tableau 6.3 - Modules des précipitations et lames d'eau par périodes de 3 ans (série synthétique avec erreurs aléatoires (k = 0,2) sur les pluies et les débits)

PERIODES années	*P* mm	*Q* mm	*P-Q* mm	*CS*
1963-1965	679 (672)	159 (135)	520 (537)	0,23 (0,20)
1966-1968	726 (731)	252 (196)	474 (535)	0,35 (0,27)
1969-1971	648 (645)	154 (168)	494 (477)	0,24 (0,26)
1972-1974	666 (657)	167 (124)	499 (533)	0,25 (0,19)
1975-1977	594 (591)	169 (120)	425 (471)	0,28 (0,20)
1978-1980	737 (760)	233 (294)	504 (466)	0,32 (0,37)
1981-1983	727 (725)	230 (326)	497 (399)	0,32 (0,45)
1984-1986	672 (660)	168 (172)	504 (488)	0,25 (0,26)
1987-1989	759 (760)	244 (224)	515 (536)	0,32 (0,29)

P = précipitation ; *Q* = lame d'eau écoulée ; *P-Q* = pertes par rapport à l'écoulement ; *CS* = coefficient d'écoulement ; (.) = valeurs des données réelles

Tableau 6.4 - Variables hydrologiques utilisées pour le calcul des critères de qualité (série synthétique avec erreurs aléatoires (k = 0,2) sur les pluies et les débits)

périodes	moyenne de $\sum_1^N Q > 4.M$	moyenne de $\sum_1^N Q < M/4$	moyenne de $\sum_1^N Q_p > 4.M$	Q_{mx}	NJ $Q > 4.M$	NJ $Q < M/4$
années	mm	mm	mm	mm	jours	jours
1963-1989	59 (69)	8 (12)	8 (10)	12 (20)	434 (492)	2938 (3781)
1963-1965	48 (56)	5 (9)	6 (9)	8 (10)	49 (56)	209 (324)
1966-1968	81 (68)	12 (10)	10 (9)	11 (10)	50 (53)	343 (325)
1969-1971	42 (60)	6 (10)	6 (8)	9 (9)	39 (53)	270 (382)
1972-1974	48 (38)	8 (7)	5 (4)	6 (5)	49 (50)	344 (357)
1975-1977	44 (37)	6 (6)	6 (6)	10 (7)	43 (44)	361 (394)
1978-1980	69 (91)	10 (17)	9 (14)	12 (20)	48 (56)	359 (439)
1981-1983	56 (69)	9 (15)	8 (9)	9 (11)	44 (43)	308 (401)
1984-1986	51 (65)	8 (11)	6 (6)	10 (7)	53 (62)	356 (428)
1987-1989	71 (77)	9 (13)	9 (11)	11 (13)	47 (54)	317 (365)

(.) = valeurs des données réelles

Tableau 6.5 - Résultats de calage de la série de 27 ans et par période de 3 ans - critères (série synthétique avec erreurs aléatoires (k = 0,2) sur les pluies et les débits)

périodes	*NASH*	*BILAN*	*CMCR*	*CMET*	*CRU*	*CRUM*	*DRC*	*DRET*
années	%	%	%	%	%	%	%	%
1963-1989	90 (79)	101 (102)	91 (82)	112 (149)	93 (83)	118 (77)	96 (89)	95 (75)
1963-1965	91 (87)	102 (97)	93 (86)	137 (104)	95 (80)	84 (85)	90 (82)	65 (116)
1966-1968	93 (87)	102 (96)	92 (91)	127 (57)	101 (92)	109 (97)	98 (93)	75 (139)
1969-1971	93 (80)	100 (106)	89 (82)	109 (173)	99 (81)	77 (85)	100 (83)	99 (64)
1972-1974	88 (82)	102 (104)	89 (83)	101 (149)	89 (71)	110 (69)	94 (86)	102 (66)
1975-1977	88 (82)	100 (94)	96 (81)	94 (104)	93 (88)	70 (86)	118 (104)	111 (101)
1978-1980	93 (85)	100 (102)	93 (84)	121 (140)	102 (92)	98 (89)	106 (91)	95 (73)
1981-1983	90 (82)	102 (101)	92 (84)	126 (170)	86 (80)	98 (88)	89 (80)	92 (65)
1984-1986	88 (79)	101 (104)	88 (81)	100 (154)	93 (93)	70 (117)	89 (84)	100 (71)
1987-1989	90 (83)	100 (96)	88 (85)	105 (97)	115 (84)	125 (86)	88 (93)	94 (101)

(.) = valeurs des données réelles ; *BILN* = rapport des volumes ; *CMCR* = rapport de cumuls de crues ; *CMET* = rapport de cumuls d'étiages ; *CRU* = rapport des crues annuelles moyennes ; *CRUM* = rapport des crues-maxima-maximorum ; *DRC* = rapport des durées des crues; *DRET* = rapport des durées d'étiage.

Les modules des précipitations pour la série synthétique restent très proches de ceux pour la série des données réelles (tableau 6.3). Il s'agit d'un résultat attendu car les bruits introduits sur les données synthétiques sans erreurs possèdent une moyenne nulle.

Les modules des lames d'eau écoulées, qui sont en fait des valeurs simulées à partir d'un calage préalable, reflètent une tendance de la procédure de calage par moindres carrées à lisser les valeurs mesurées, comme nous avons déjà eu l'occasion de le mentionner. Ainsi, on voit des variations moins importantes pour *P-Q* ou pour *CS*, dans le cas des données synthétiques par rapport aux données réelles. Par contre, les sens des variations sont préservés, c'est à dire que l'on retrouve les mêmes fluctuations de la relation pluie-débit que dans le cas des données réelles, encore que moins intenses.

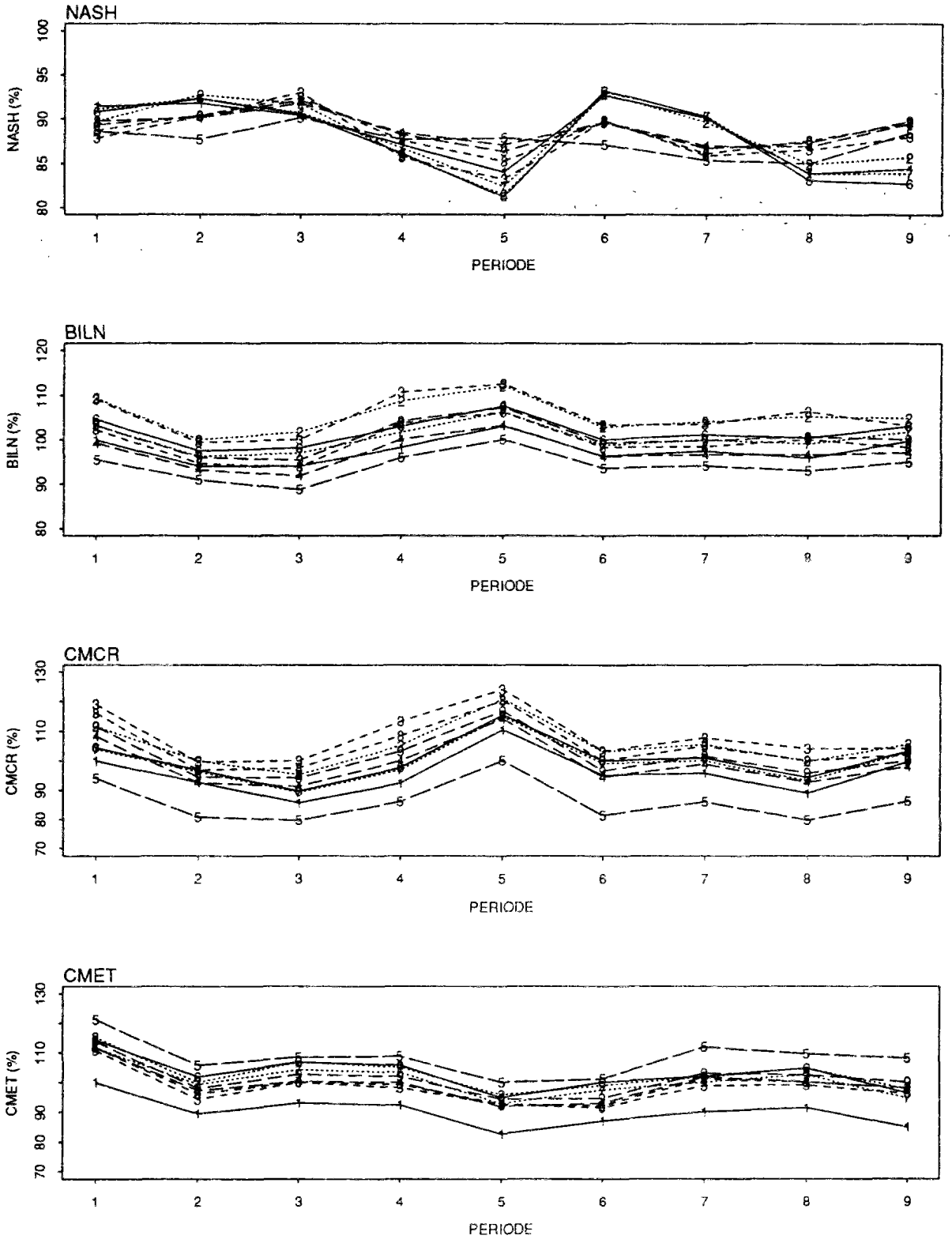
Bien évidemment, il est de même pour l'ensemble des variables hydrologiques listées dans le tableau 6.4. Par exemple, le nombre de jours pour lesquels $Q > 4.M$, ainsi que le nombre de jours pour lesquels $Q < M/4$ ont tous les deux diminué. On constate cette même tendance pour les cumuls de crues et d'étiages et pour les crues moyennes, avec une ou deux période où la tendance s'inverse.

Ce lissage des caractéristiques de la relation pluie-débit est à l'origine du fait que les résultats de calage sur la série synthétique sont globalement meilleurs que les résultats de calage sur la série de données réelles, même si les données synthétiques se trouvent contaminées par des bruits qui ne sont pas négligeables. Il faut noter que le débit moyen pluriannuel est de l'ordre de 0,5 mm/j et que l'on estime à 0,2 mm/j l'écart-type des erreurs introduites.

En conséquence, on note des fluctuations moins importantes sur les critères de qualité de GR4J pour des contrôles successifs, quand il s'agit de comparer les résultats pour les données synthétiques (fig. 6.7) avec ceux relatifs aux données réelles (fig. 4.6).

Même si ces fluctuations sont moins importantes, il est quand même remarquable que des bruits gaussiens à moyenne nulle soient capables de conduire à des fluctuations sur les variables hydrologiques simulées passibles d'être interprétées comme des non-stationnarités sur la relation pluie débit. Par exemple, l'introduction des bruits fait que la spécificité de la période 5, la plus sèche sur les 27 années, réapparaît à nouveau. D'autres écarts à la référence de stationnarité à 100% sont également visibles pour d'autres périodes, comme par exemple la sous-estimation des crues dans la période 9, la surestimation du même critère dans les périodes 3 et 7, entre autres.

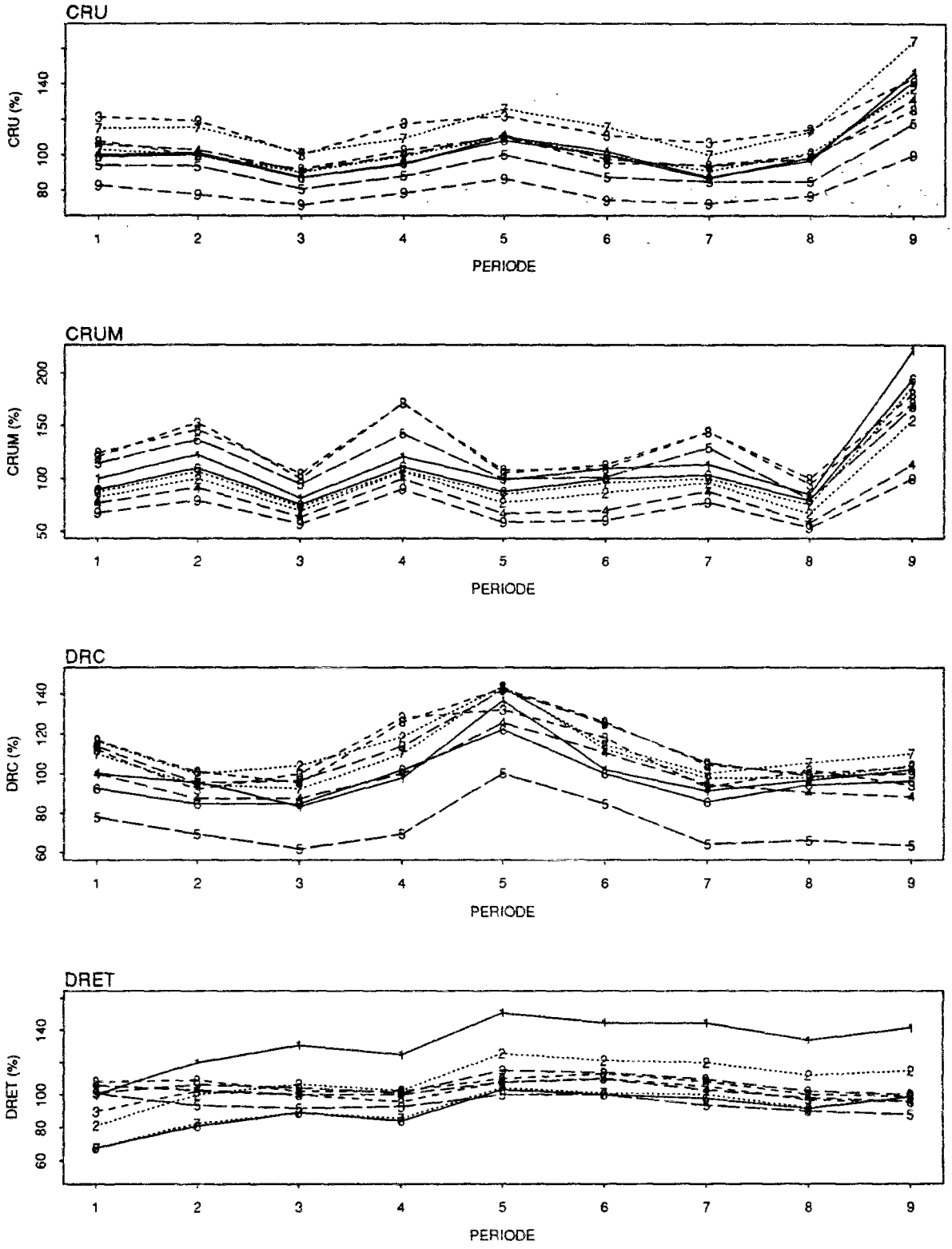
Ce fait nous amène à conclure qu'il est indispensable de disposer de bassins témoins pour des études comparatives toutes les fois que l'on essaie d'identifier des non-stationnarités sur la relation pluie-débit ayant pour origine d'éventuelles actions anthropiques sur un bassin versant.



légende des périodes :

1 : 1963-1965	2 : 1966-1968	3 : 1969-1971	4 : 1972-1974	5 : 1975-1977
6 : 1978-1980	7 : 1981-1983	8 : 1984-1986	9 : 1987-1989	

Fig. 6.7



NASH = critère de NASH | *BILN* = rapport de bilan | *CMCR* = r. des cumuls des crues | *CMET* = r. des cumuls d'étiages
CRU = r. des crues annuelles moy. | *CRUM* = r. crues m.-maximorum | *DRC* = rapport des durées de crue | *DRET* = r. des durées d'étiage

Fig. 6.7 - Evolution dans le temps des critères de qualité de GR4J sur des contrôles successifs (série synthétique avec erreurs aléatoires (k = 0,2) sur les pluies et les débits)

6.3.2 - Les résidus du calage de GR4J sur la série synthétique [0.2*pq*]

Le calage de GR4J sur la série de données synthétiques [0.2*pq*] fournit comme statistiques sur les résidus les valeurs montrées dans le tableau 6.6.

Tableau 6.6 - Résultats de calage de GR4J sur la série des données synthétiques [0.2*pq*] pour 27 ans - statistiques sur les résidus

Statistiques	Résultats
$\overline{e}$	0,00 mm/j (-0,01 mm/j)
s^2	0,08 (mm/j)^2 (0,19 (mm/j)^2)
$\overline{e}_{abs}$	0,11 mm/j (0,19 mm/j)
r_{j-1}	0,67 (0,53)

(.) = valeurs des données réelles ; $\overline{e}$ = résidu journalier moyen pluriannuel ; s^2 = variance estimée du résidu journalier ; $\overline{e}_{abs}$ = résidu absolu journalier moyen pluriannuel ; r_{j-1} = coefficient d'autocorrélation du premier ordre.

Les résidus du calage sur la série synthétique sont un peu moins importants que ceux du calage sur les données réelles, en particulier, dans le cas de la variance des résidus. Cela semble être plutôt dû à certaines valeurs extrêmes des résidus, dans le cas des données réelles, comme on le constate dans la figure 6.8. De plus, les valeurs de $\overline{e}_{abs}$, pour les deux séries, restent plus proches. Par contre, r_{j-1}, dans le cas de la série [0.2*pq*] est estimé à une valeur un peu plus grande que celle de r_{j-1} pour la série des données réelles, ce qui n'est pas surprenant car nous avons introduit une autocorrélation sur les débits, avec $\rho = 0,7$ dans l'équation 6.2.

La figure 6.8 ainsi que les figures 6.9 et 6.10 montrent que les résidus du modèle, une fois que les données synthétiques sont contaminées par des bruits, présentent des caractéristiques statistiques très semblables à celles des données réelles examinées dans le chapitre 4. On constate l'hétéroscedasticité des résidus et le fait qu'ils ne s'ajustent pas à une loi normale. Cela confirme quelques idées que nous avons eu l'occasion de développer dans le chapitre 4 sur les différentes origines des résidus du modèle (voir paragraphe 4.7.2).

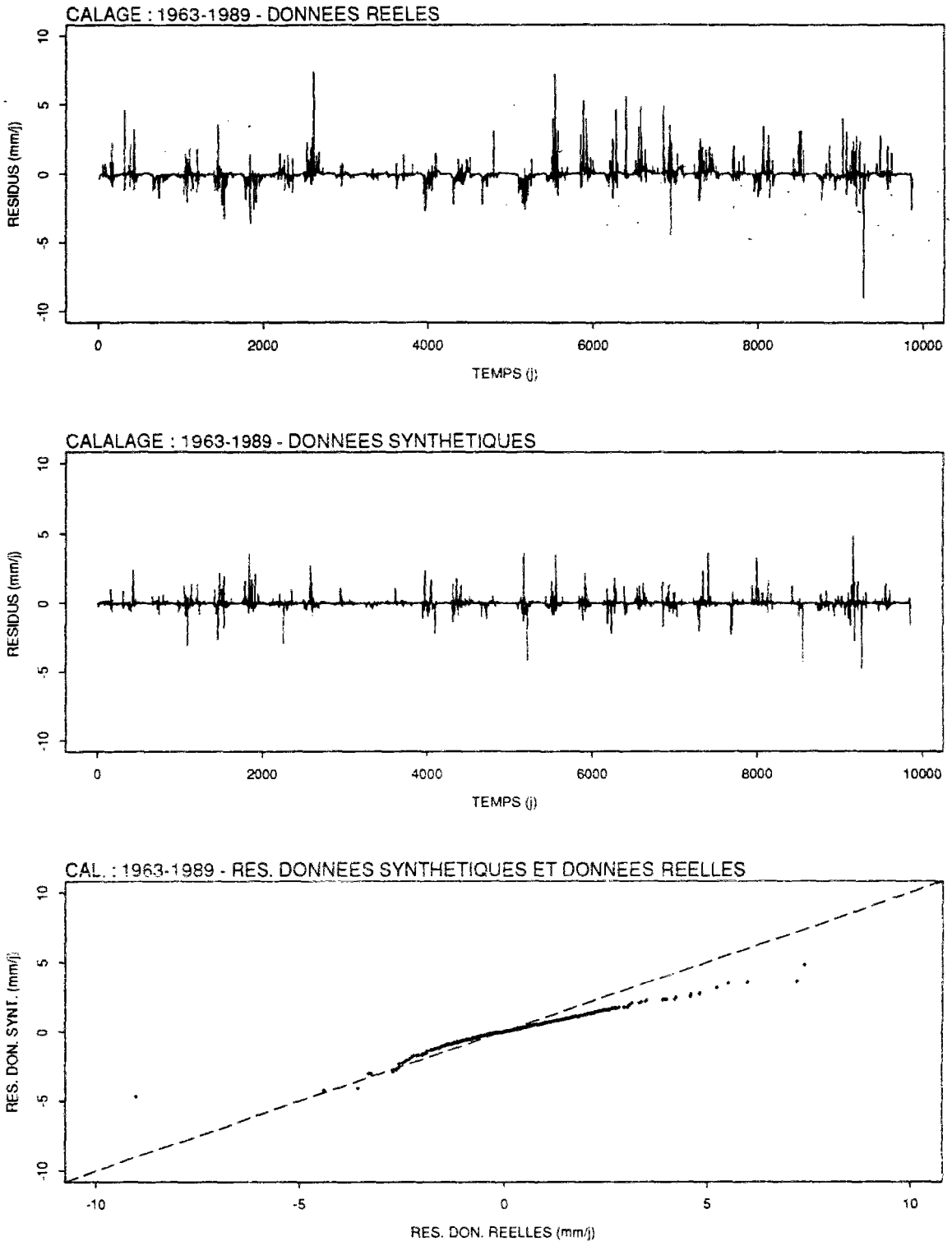


Fig. 6.8 - Calage du modèle GR4J sur les données réelles et sur la série [0.2*pq*]
résidus journaliers en fonction du temps pour la série des données réelles
résidus journaliers en fonction du temps pour la série des données synthétiques [0.2*pq*]
résidus journaliers (données réelles et données synthétiques [0.2*pq*])

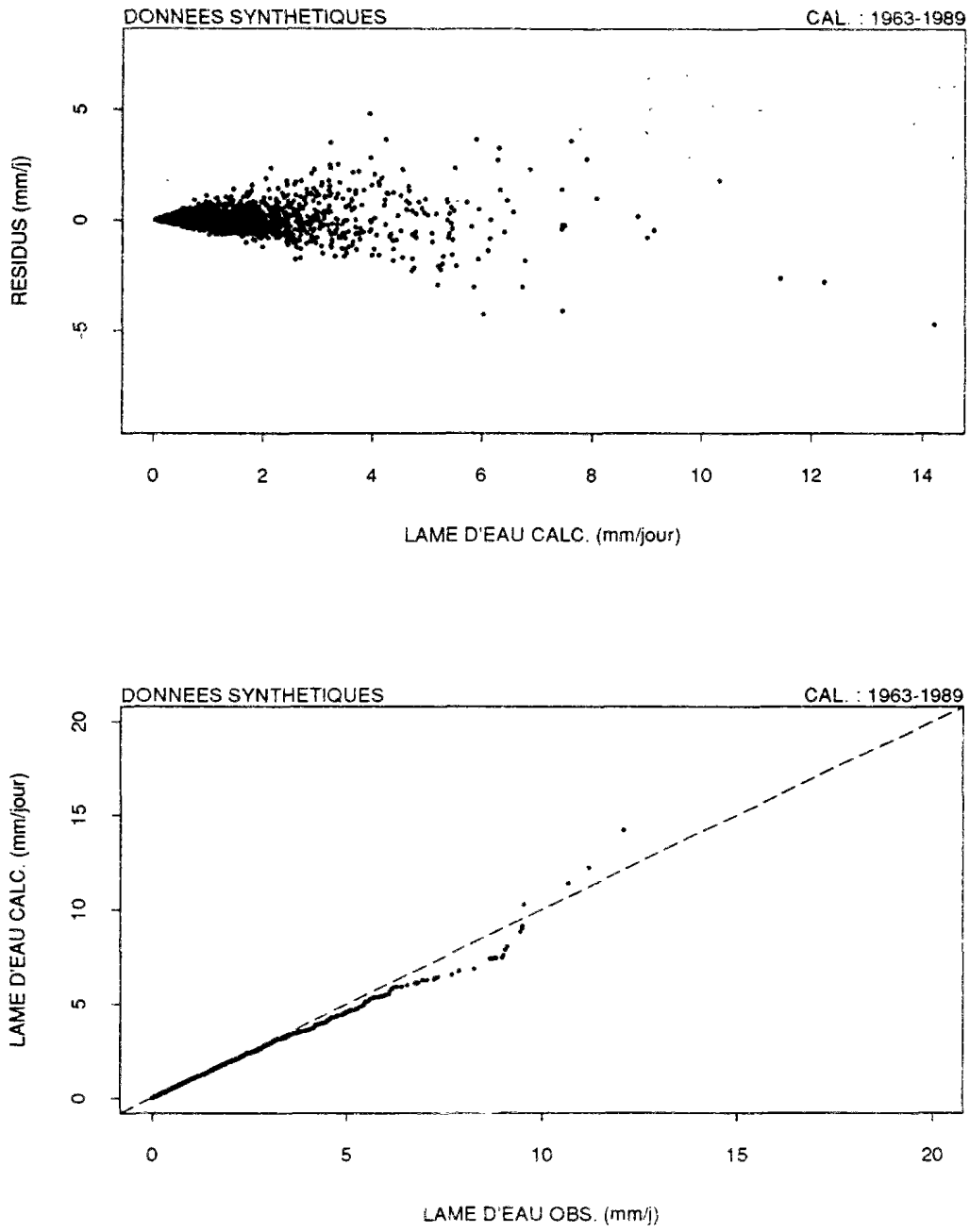
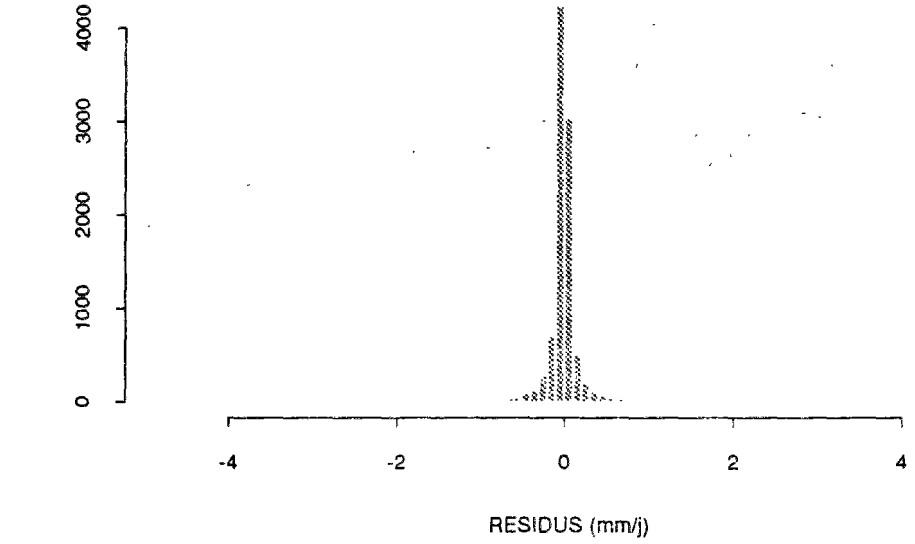


Fig. 6.9 - Calage du modèle GR4J sur la série [0.2*pq*]
résidus journaliers en fonction de Q_{calc} et Q_{calc} en fonction de Q_{sth}



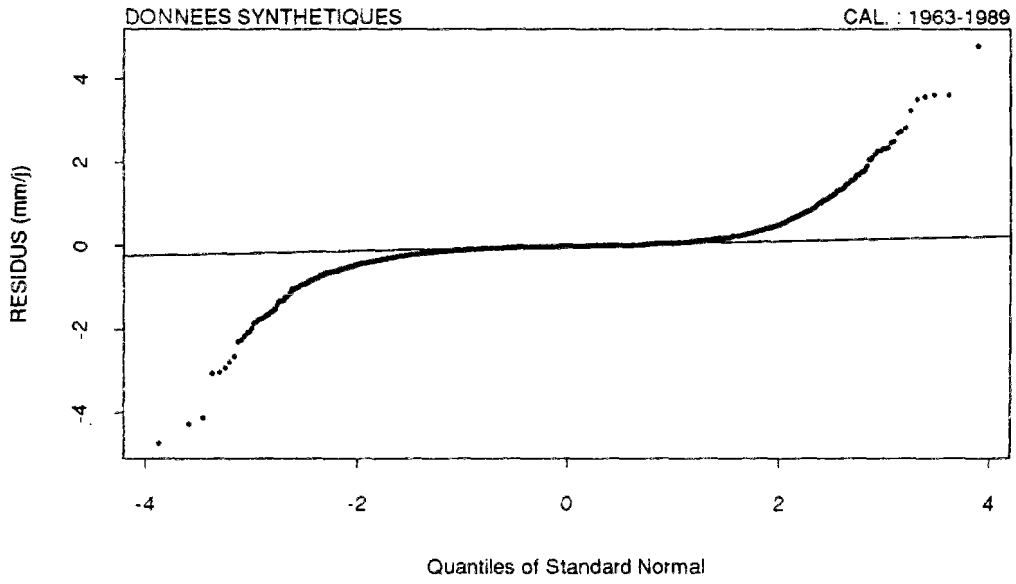


Fig. 6.10 Calage du modèle GR4J sur la série [0.2*pq*]
hystogramme et ajustement des résidus à la loi normale

6.4 - SERIES SYNTHETIQUES CONTAMINEES PAR DE NON-STATIONNARITES

Au total on a construit une trentaine des séries synthétiques dont les débits sont contaminés par des tendances linéaires introduites à l'aide de l'équation 6.3, par des sauts, et par des tendances linéaires ou des sauts plus des bruits aléatoires sur les débits et sur les pluies.

Dans le présent paragraphe, nous considérons quelques unes des séries ainsi construites, choisies en fonction des informations que l'étude de ces séries apporte sur l'identification de non-stationnarités à l'aide de GR4J. Ils sont listés dans le tableau 6.7.

Tableau 6.7 - Description des séries synthétiques contaminées par des non-stationnarités

type de non-stationnarité introduite	série	paramètres de l'équation 6.1 k	6.2 ρ	6.3 β
série synthétique sans bruit aléatoire, plus tendance linéaire sur les débits, de 0,01% à 50%	[0*qtl*50]	0	0	1,85
série synthétique sans erreur aléatoire, plus tendance linéaire sur les débits, de 0,01% à 100%	[0*qtl*100]	0	0	3,70
série synthétique avec bruit aléatoire sur p et q, plus tendance linéaire sur les débits, de 0,01% à 100%	[0,2*pqtl*100]	0,2	0,7	3,70
série synthétique sans erreur aléatoire, plus saut correspondant à q_m sur les débits, à partir de 1975	[0*qs*1*qm*]	-	-	-

q_m = débit moyen journalier sur la série des données de l'Orgeval dans la période 1963-1989.

Le tableau 6.8 montre quelques statistiques concernant les données hydrologiques de ces quatre séries.

Tableau 6.8 - Quelques statistiques sur les données synthétiques pour la période 1963-1989

Statistiques	[0*qtl*50]	[0*qtl*100]	[0,2*pqtl*100]	[0*qs*1*qm*]
module des précipitations, en mm	689	689	690	689
module de lames d'eau écoulées, en mm	219	242	243	298
débit maximum maximorum, en mm/j	19,62	24,31	19,68	15,43
débit minimum minimorum, en mm/j	0,01	0,00	0,00	0,03

6.4.1 - Calage et contrôle sur des séries synthétiques contaminées par des non-stationnarités

Nous avons calé le modèle GR4J sur les quatre séries synthétiques décrites ci-dessus pour les 9 sous-séries de 3 années chacune, avec le découpage dans le temps utilisé dans le chapitre 4.

Les fig. 6.11 et 6.12 montrent l'évolution des paramètres calés pour les séries [0*qtl*50] et [0*qtl*100].

Les résultats présentés par ces graphiques indiquent que le modèle est sensible à l'introduction de tendances sur les débits et que les paramètres changent d'une manière à peu près régulière.

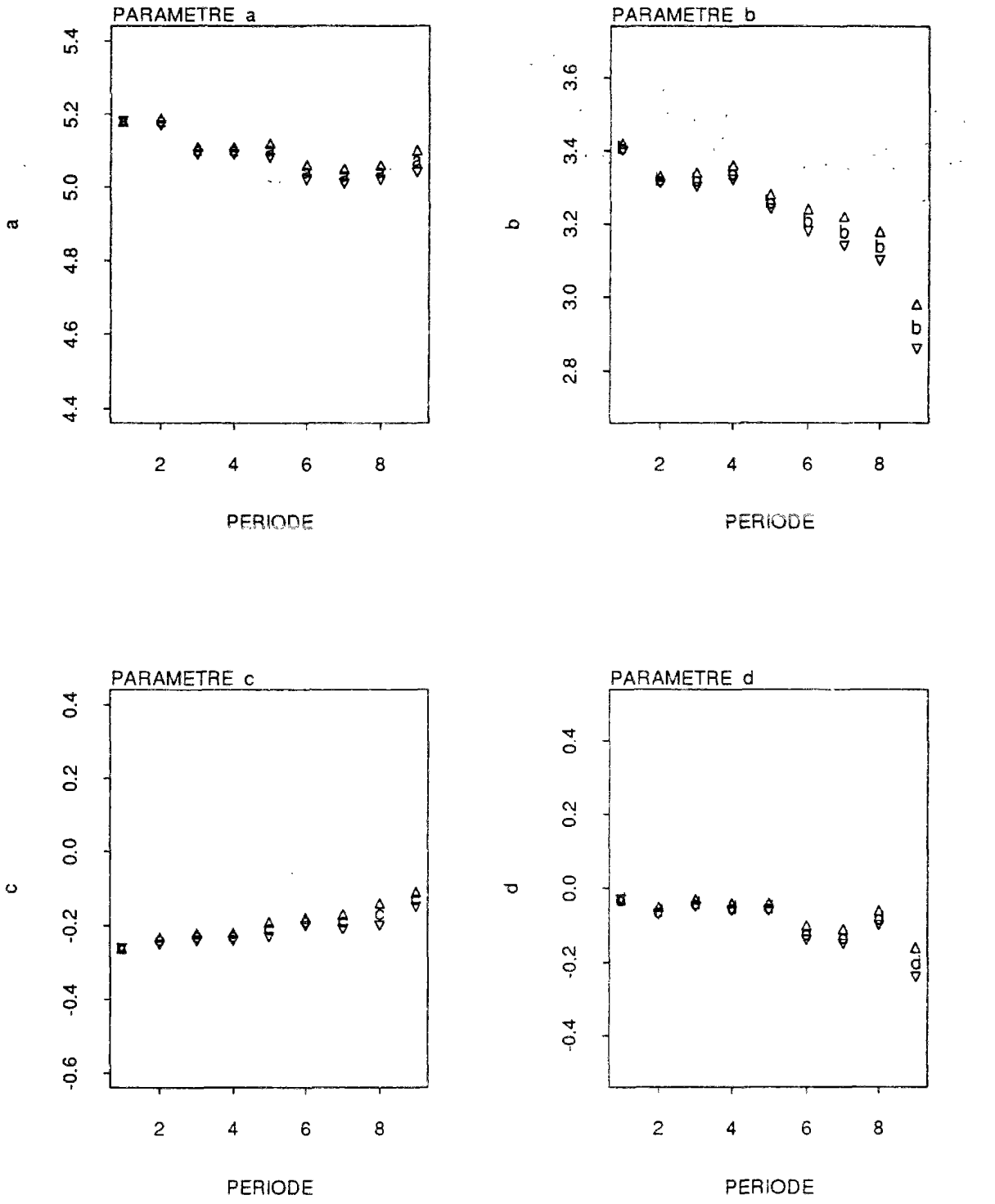
Les paramètres sont également sensibles à l'importance de la tendance introduite sur la série, par leurs valeurs absolues et par l'incertitude associée à ceux valeurs. L'introduction d'une tendance fait augmenter progressivement les écarts types des paramètres. On dispose ainsi de deux indications de changement dans la série des données de calage, au cours du temps, l'évolution des valeurs et celles des écarts-types des paramètres.

Le paramètre *b* demeure le plus sensible à la contamination de la série sans erreurs par une non-stationnarité. Sa valeur augmente légèrement dans la première période, par rapport à la valeur que l'on utilise pour générer la série sans erreur initiale. Ensuite, elle diminue progressivement, avec une exception pour la période 4.

Le paramètre *a* présente également une tendance à diminuer en fonction de l'augmentation du poids de la tendance introduite. Cependant, à partir de la période 6 et au cours de toutes les années humides jusqu'à 1989, sa valeur reste plutôt stationnaire, même si l'on remarque une légère augmentation de son écart-type. D'autre part, la spécificité de la période 5, la plus sèche des 9 sous-séries, exerce toujours une influence sur la valeur de *a*, qui y augmente en dépit de la tendance introduite sur les débits.

La diminution de la valeur de *a* va plutôt favoriser la génération de plus forts débits. De plus, l'évolution de la valeur du paramètre *d*, de plus en plus négative, favorise l'entrée d'eau en quantités progressivement plus importantes dans le réservoir-eau-gravitaire. On conclut, donc, que la tendance synthétique d'augmentation des forts débits se distingue parfaitement de la tendance synthétique de diminution des faibles débits également présente dans la série.

Notre objectif en construisant une série comportant deux tendances divergentes était d'essayer de reproduire certains effets d'une urbanisation progressive du bassin versant, généralement cités dans la littérature spécialisée (*e.g.* : PACKMAN, 1980 ; DELLEUR, 1982). Il est clair que nous n'avons combiné qu'une partie de ces effets, l'augmentation des crues et la diminution des faibles débits.



légende des périodes :

1 : 1963-1965	2 : 1966-1968	3 : 1969-1971	4 : 1972-1974	5 : 1975-1977
6 : 1978-1980	7 : 1981-1983	8 : 1984-1986	9 : 1987-1989	

Fig. 6.11 - Paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - calage sur la série synthétique [*0qtl*50] 1963-1989, par période de 3 ans

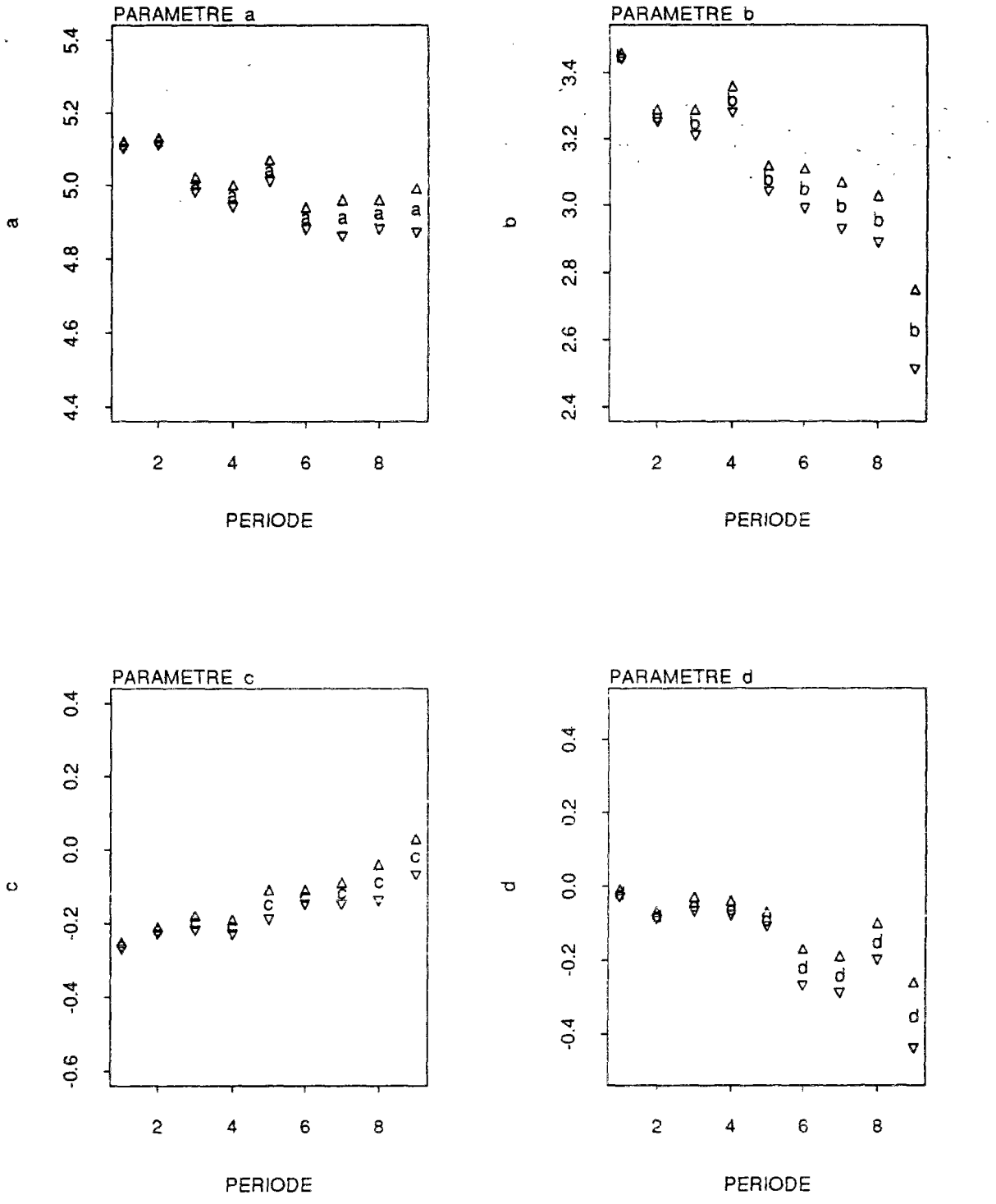


Fig. 6.12 - Paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - calage sur la série synthétique [0*qtl*100] 1963-1989, par période de 3 ans

Nous croyons que l'exercice reste valable, comme étude de sensibilité des paramètres à des changements dans la relation pluie-débit, même si par rapport aux effets présumés d'une urbanisation progressive, certains résultats en termes d'évolution des paramètres vont dans le sens contraire de celui que l'on pourrait attendre. Il est possible que les tendances synthétiques aient plutôt augmenté le temps de base des hydrogrammes de crue, car le paramètre *c* augmente au cours du temps.

D'autre part, il s'avère nécessaire d'avoir une meilleure compréhension de la sensibilité individuelle de chaque paramètre à des caractéristiques spécifiques de la relation pluie-débit. On reviendra à ce point par la suite. Pour l'instant, essayons de regarder l'évolution de telles caractéristiques, quand elles sont simulées par les différents jeux des paramètres obtenus dans les calages sur les 9 sous-séries de la série [0*qtl*100] (tableau 6.9 et fig. 6.13).

Tableau 6.9 - Bassin versant de l'Orgeval
Résultats de calage de la série [0*qtl*100] - 27 ans et par période de 3 ans - critères

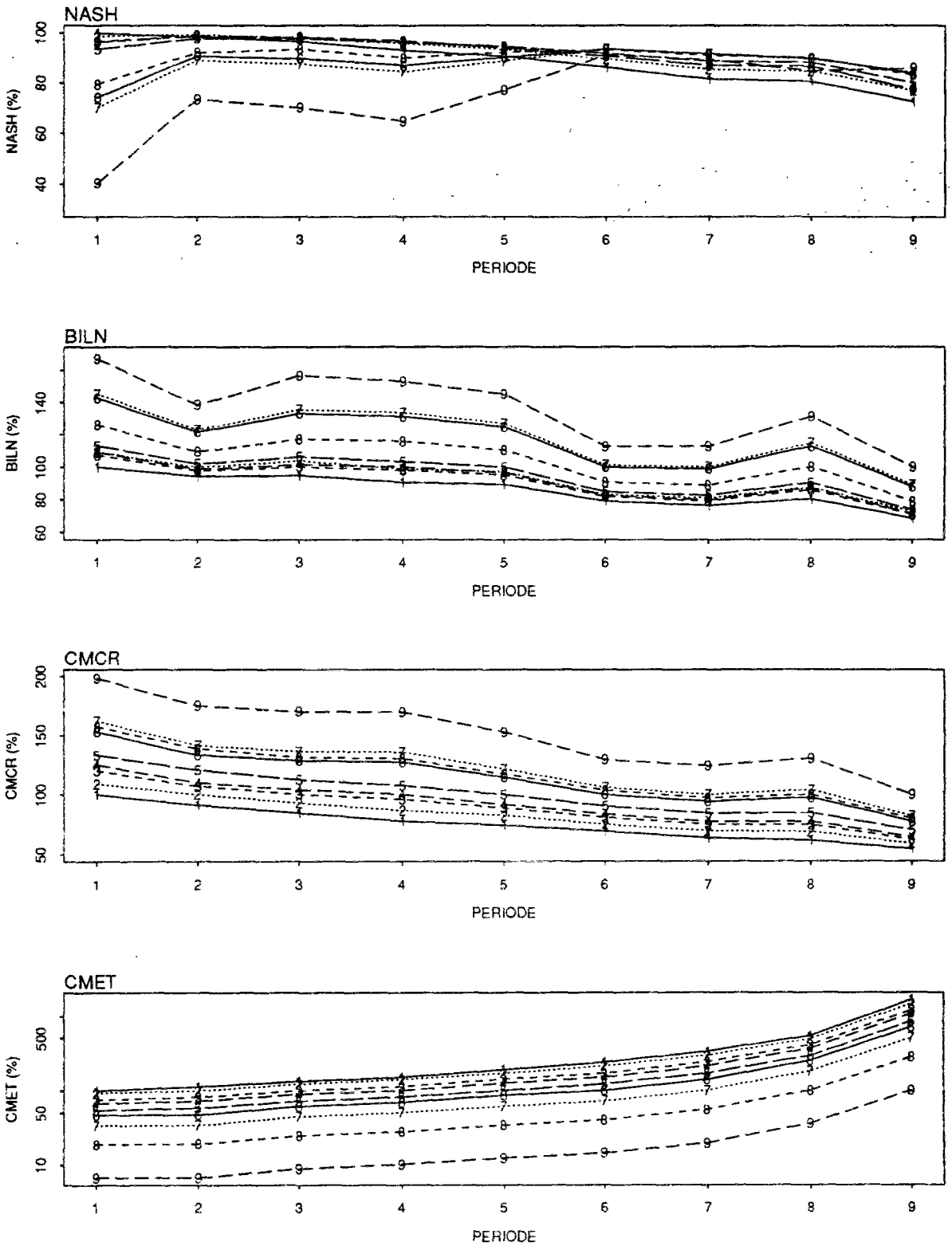
périodes années	*NASH* %	*BILAN* %	*CMCR* %	*CMET* %	*CRU* %	*CRUM* %	*DRC* %	*DRET* %
1963-1989	90	107	82	304	87	79	71	55
1963-1965	100	99	98	95	99	95	94	104
1966-1968	99	103	96	135	99	101	96	72
1969-1971	98	103	92	140	92	93	85	70
1972-1974	97	104	90	169	104	102	81	65
1975-1977	95	104	86	229	88	80	76	63
1978-1980	94	107	86	423	82	80	69	65
1981-1983	92	108	82	616	90	89	72	61
1984-1986	90	108	81	842	89	81	71	59
1987-1989	86	109	73	4000	76	76	59	46

BILN = rapport des volumes ; *CMCR* = rapport de cumuls de crues ; *CMET* = rapport de cumuls d'étiages ; *CRU* = rapport des crues annuelles moyennes ; *CRUM* = rapport des crues-maxima-maximorum ; *DRC* = rapport des durées des crues; *DRET* = rapport des durées d'étiage.

Les valeurs proches de 100% de l'ensemble des critères dans les premières périodes indiquent que les tendances introduites sur les débits sont encore faibles. Les données sont donc proches de ceux de la série [*bm*]. A partir de la période 1969-1971, la dégradation des critères devient plus importante. Elle est remarquable dans le cas du critère de cumuls d'étiages. Cela s'explique par le fait que la réaction du modèle est fortement conditionnée par la tendance à l'augmentation des forts débits, au moment où les faibles débits ont tendance à diminuer. Donc, le numérateur du rapport des cumuls d'étiage augmente progressivement, parce que le modèle génère des débits de plus en plus importants, au fur et à mesure que le dénominateur de ce même rapport diminue, en raison de la tendance synthétique introduite.

Malgré les mauvais résultats obtenus dans le cas du critère de représentation d'étiages, le critère de NASH demeure assez élevé, ce qui confirme que les forts débits sont prépondérants dans la fonction critère.

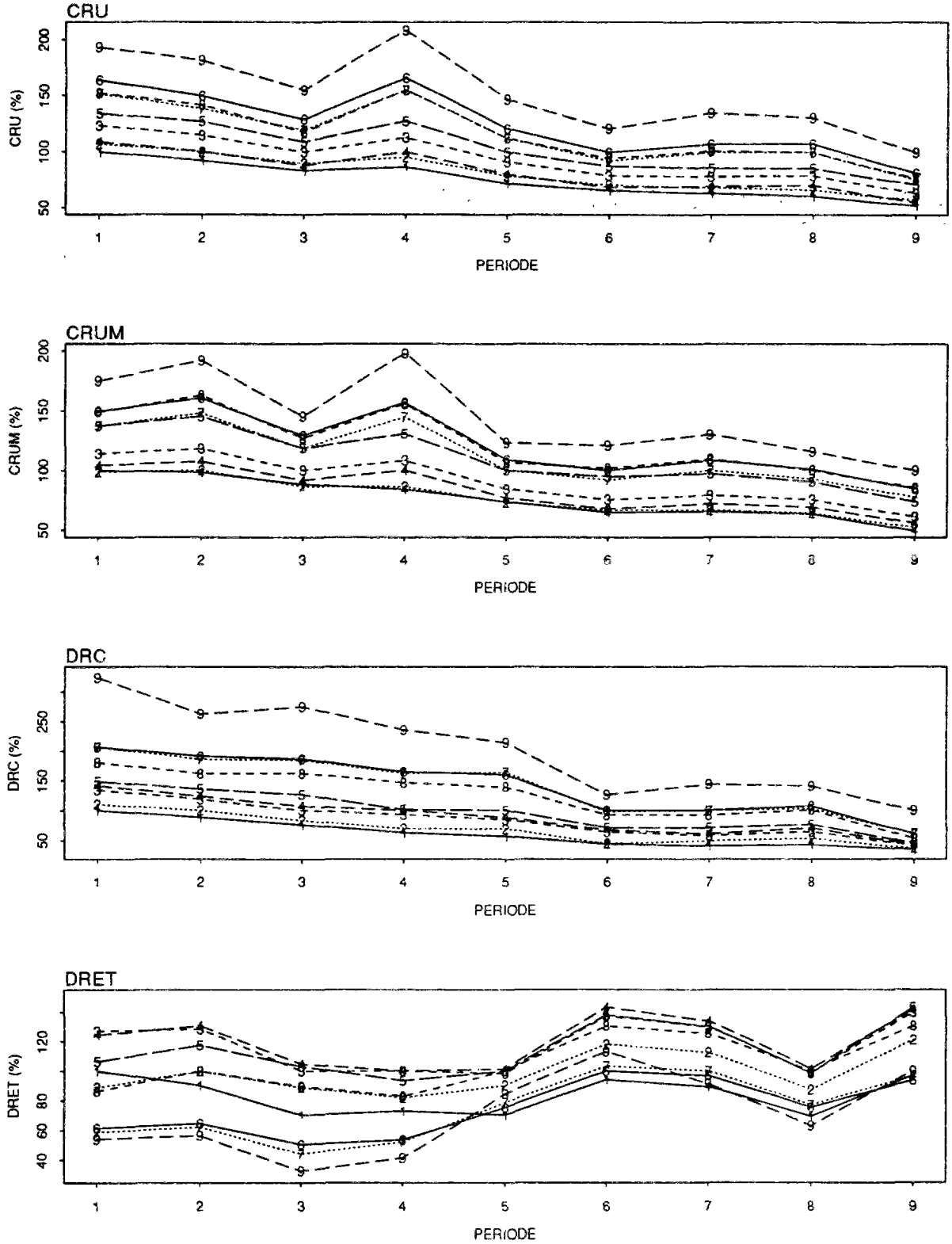
Le rapport des volumes est peut dégradé par l'introduction des tendances ; même dans le cas extrême de la période 1987-1989, l'erreur sur les volumes n'arrive pas à 10%. Par contre, les durées de crues et d'étiages sont progressivement mal représentées.



légende des périodes :

1 : 1963-1965	2 : 1966-1968	3 : 1969-1971	4 : 1972-1974	5 : 1975-1977
6 : 1978-1980	7 : 1981-1983	8 : 1984-1986	9 : 1987-1989	

Fig. 6.13



NASH = critère de NASH | *BILN* = rapport de bilan | *CMCR* = r. des cumuls des crues | *CMET* = r. des cumuls d'étiages
CRU = r. des crues annuelles moy. | *CRUM* = r. crues m.-maximorum | *DRC* = rapport des durées de crue | *DRET* = r. des durées d'étiage

Fig. 6.13 - Evolution dans le temps des critères de qualité de GR4J dans des contrôles successifs (série synthétique [0*qtl*100])

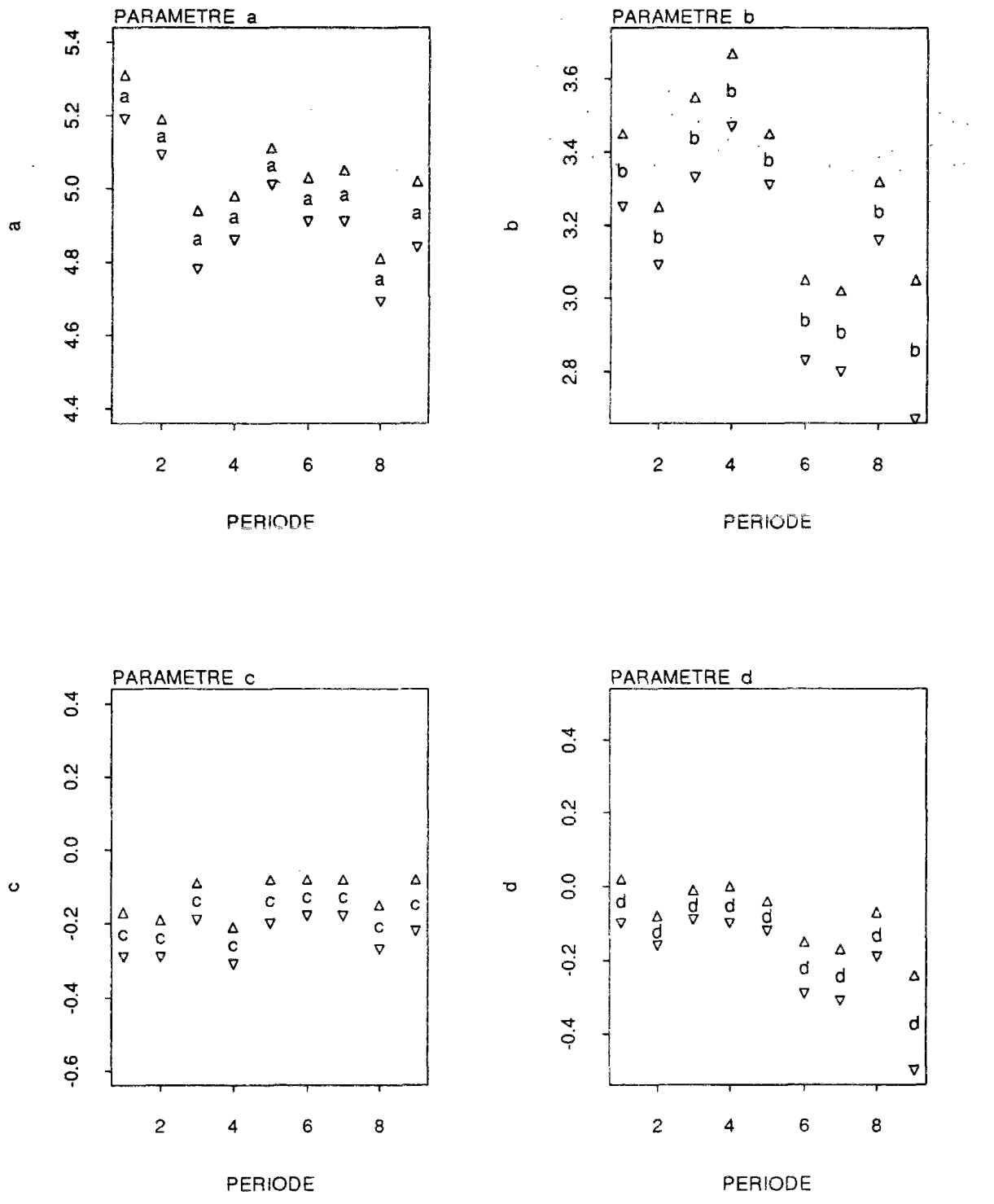
Quand on considère l'évolution des critères au cours des contrôle successifs, on constate que la non-stationnarité introduite sur les forts débits apparaît nettement. En ce qui concerne les volumes, les cumuls de crues, les crues elles mêmes et les durées de crues, les paramètres obtenus par calage sur les dernières périodes présentent une tendance à les surestimer sur toutes les périodes antérieures. Ils y sous-estiment les cumuls d'étiages et les durées d'étiage. Bien évidemment, c'est l'inverse qui a lieu quand on utilise les paramètres calés sur les premières périodes pour simuler les périodes suivantes.

Il est clair, donc, que sous ces conditions certainement irréalistes par rapport à des changements pouvant avoir lieu dans la relation pluie-débit d'un bassin réel, le modèle GR4J est bien capable d'identifier les non-stationnarités synthétiques introduites sur la série des données sans erreurs.

Nous avons, ensuite, vérifié si des erreurs aléatoires superposées aux tendances linéaires étaient capables d'entraver l'identification de ces non-stationnarités par GR4J. En utilisant les équations 6.1 et 6.2, nous avons progressivement introduit des erreurs aléatoires sur les données de pluie et de débit de la série [0*qtl*100], pour k =0,1 jusqu'à k = 0,4. La figure 6.14 montre l'évolution des paramètres du modèle, pour les calages des sous-séries de 3 ans échantillonnées sur la série [0,2*pqtl*100].

Les résultats présentés sur ces graphiques indiquent qu'à partir de l'introduction d'erreurs aléatoires avec $k > 0,2$ sur les données synthétiques, l'identification des tendances introduites devient moins précise.

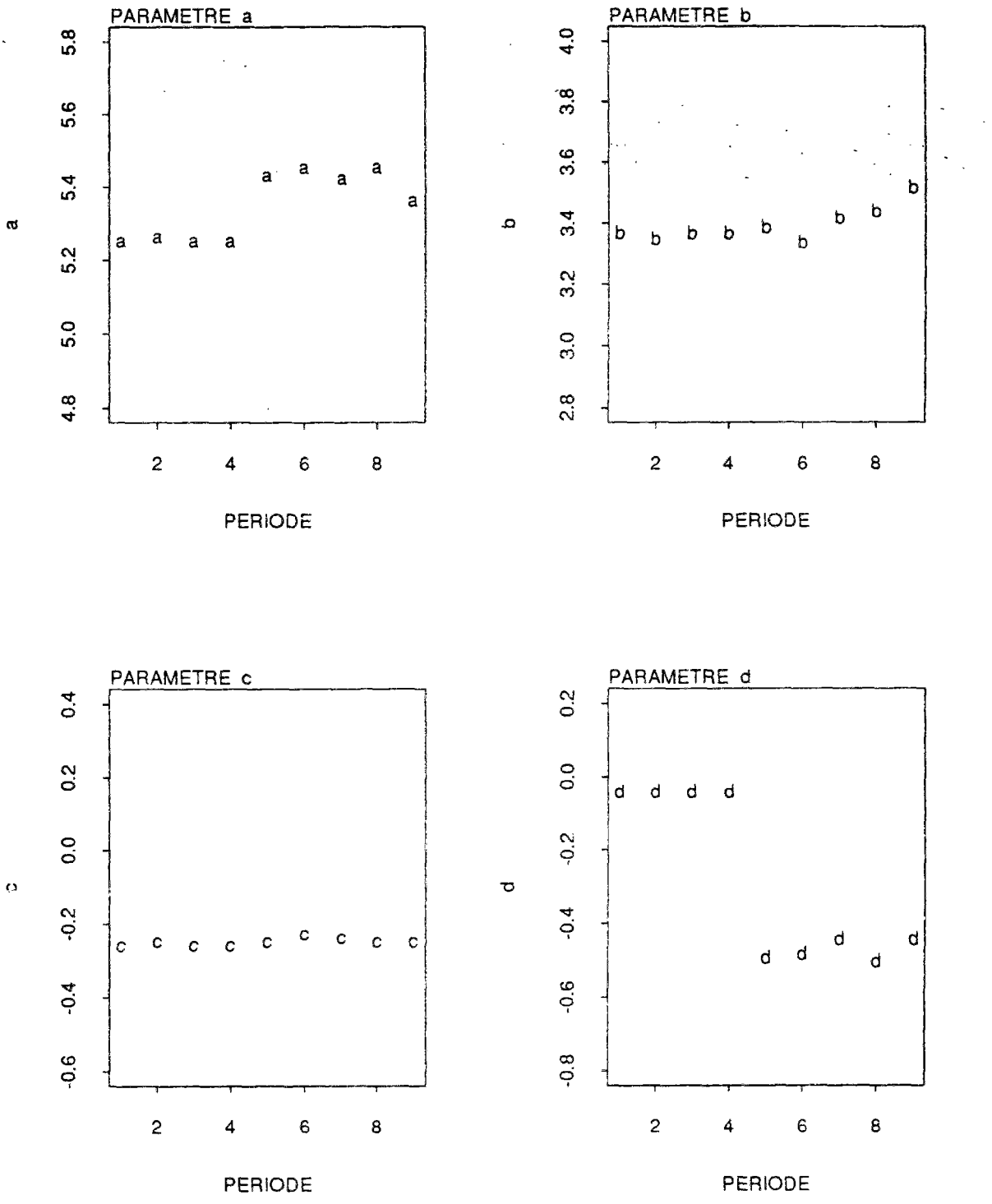
Si les tendances linéaires produisent plutôt des changements importants sur les paramètres liés au transfert, notamment le paramètre b, l'introduction d'un saut sur la série des données sans erreurs joue surtout sur le rendement du modèle, c'est-à-dire, les paramètres a et d (fig. 6.15). Le saut est introduit sur les données de la série [*bm*] par addition de 0,5 mm/j (le débit moyen journalier pluriannuel) sur les débits journaliers à partir de l'année 1975.



légende des périodes :

1 : 1963-1965	2 : 1966-1968	3 : 1969-1971	4 : 1972-1974	5 : 1975-1977
6 : 1978-1980	7 : 1981-1983	8 : 1984-1986	9 : 1987-1989	

Fig. 6.14 - Paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - calage de la série synthétique [0,2*pqtl*100] 1963-1989, par période de 3 ans



légende des périodes :

1 : 1963-1965	2 : 1966-1968	3 : 1969-1971	4 : 1972-1974	5 : 1975-1977
6 : 1978-1980	7 : 1981-1983	8 : 1984-1986	9 : 1987-1989	

Fig. 6.15 - Paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - calage de la série synthétique [0*qs*1*qm*] 1963-1989, par période de 3 ans

6.4.2 - Calage et contrôle sur la série des données réelles contaminées par de non-stationnarités

Nous avons voulu réaliser sur la série des données réelles de l'Orgeval, les mêmes essais décrits ci-dessus. Dans ce cas, nous construisons toujours des séries synthétiques, cependant, la structure des erreurs réelles présente dans les données est préservée. Trois séries des données ont été ainsi construites. Elles sont décrites dans le tableau 6.10. Le tableau 6.11 montre quelques statistiques concernant les données hydrologiques de ces trois séries.

Tableau 6.10 - Description des séries des données réelles contaminées par des non-stationnarités

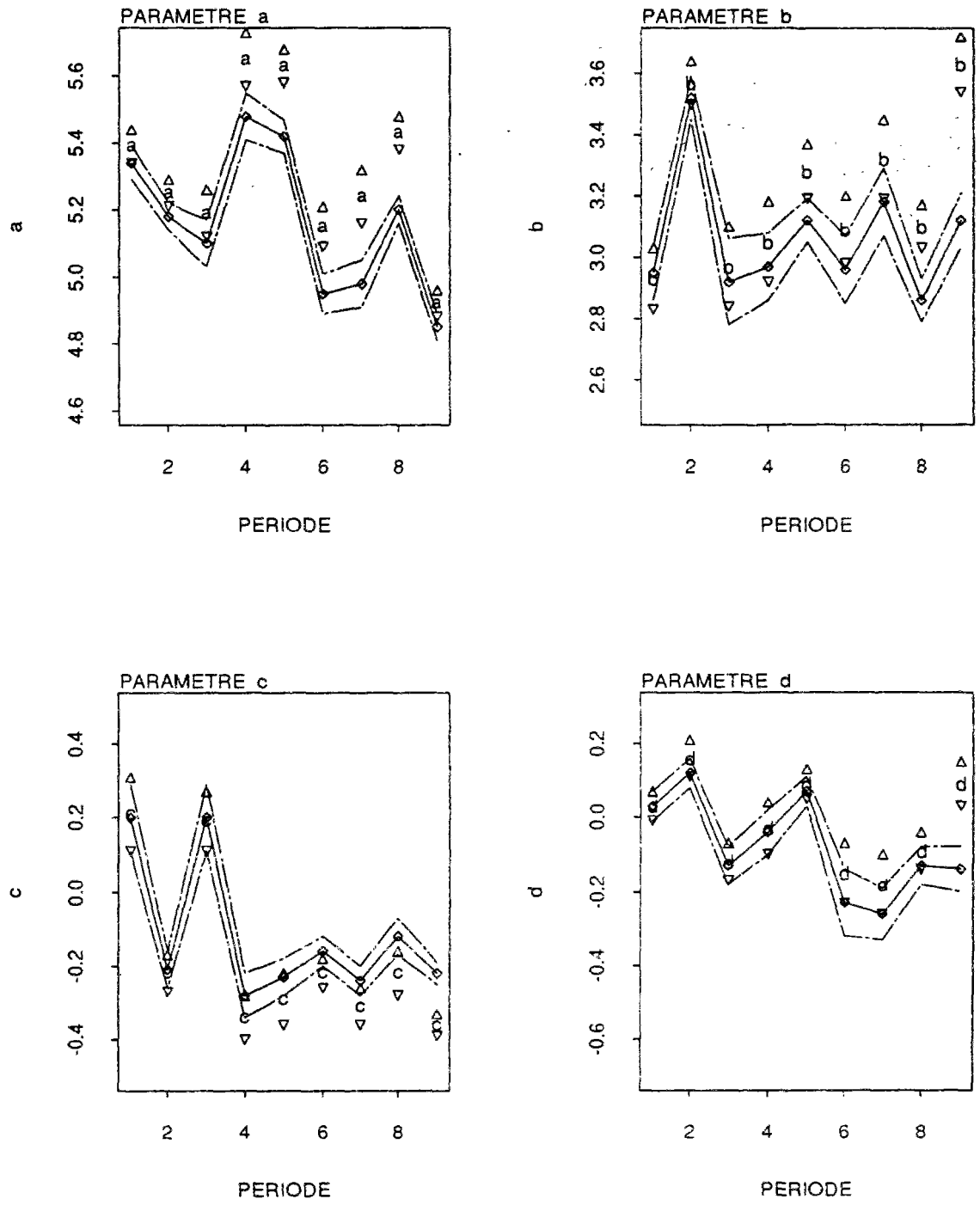
type de non-stationnarité introduite	série	paramètres de l'équation 6.3 - β
série des données réelles plus tendance linéaire sur les débits, de 0,01% à 50%	[*br.qtl*50]	1,85
série des données réelles plus tendance linéaire sur les débits, de 0,01% à 100%	[*br.qtl*100]	3,70
série des données réelles, plus saut correspondant à q_m sur les débits, à partir de 1975	[*br.q1qm*]	-

q_m = débit moyen journalier sur la série des données de l'Orgeval dans la période 1963-1989.

Tableau 6.11 - Quelques statistiques sur les données réelles contaminées par des non-stationnarités pour la période 1963-1989

Statistiques	[*br.qtl*50]	[*br.qtl*100]	[*br.q1qm*]
module des précipitations, en mm	689	689	689
module de lames d'eau écoulées, en mm	214	237	293
débit maximum maximorum, en mm/j	24,2	29,0	20,5
débit minimum minimorum, en mm/j	0	0	0,03

Les figures 6.16, 6.17 et 6.18 montrent l'évolution des paramètres (lignes continues) de GR4J et ces écarts-types respectifs (lignes interrompues) quand on le cale sur les trois séries décrites ci-dessus, par intervalles successifs de 3 ans. En vue de faciliter la comparaison, nous montrons également l'évolution des mêmes paramètres quand le modèle est calé sur la série originale du bassin de l'Orgeval.



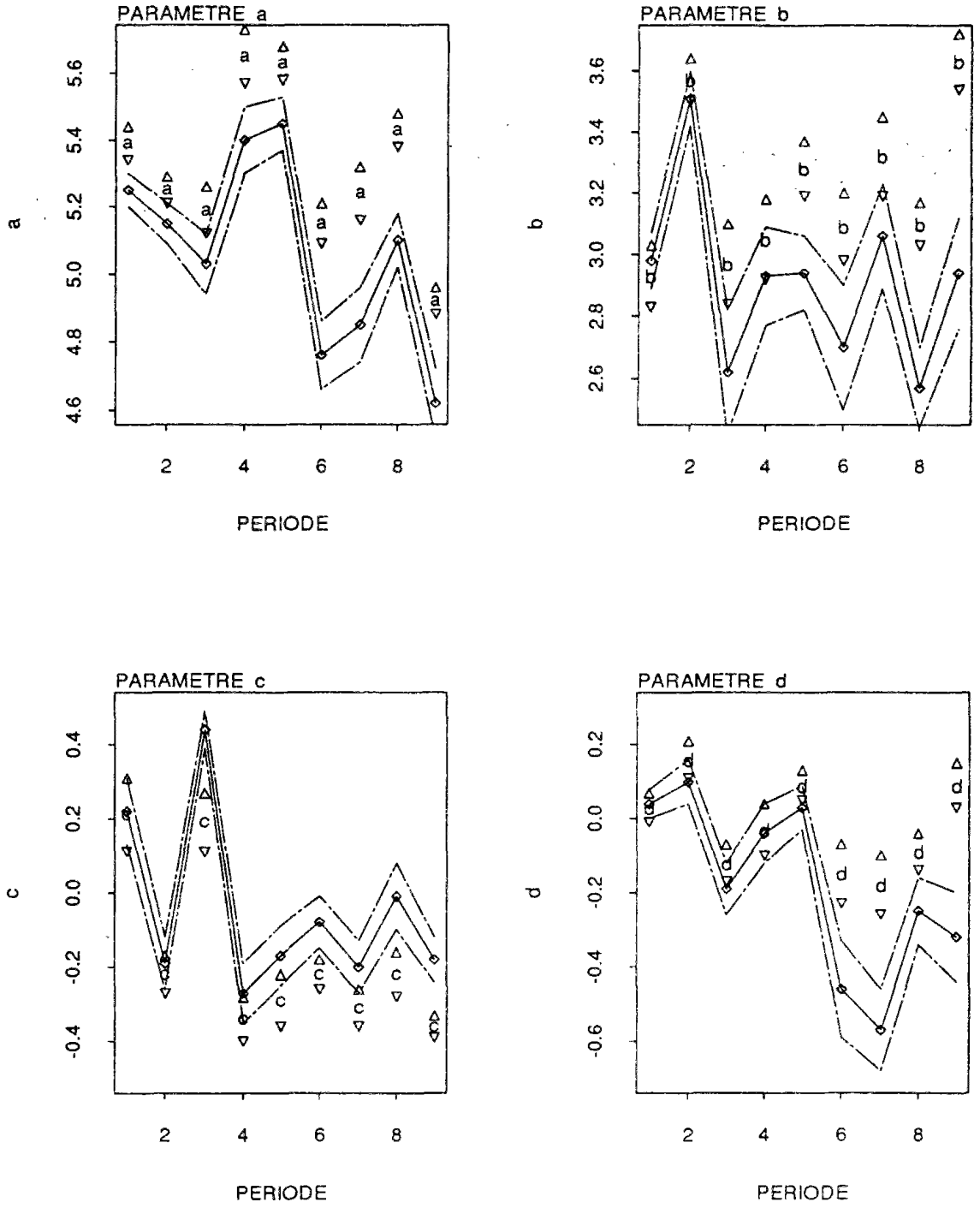
valeurs des paramètres obtenus à partir du calage de la série synthétique [*br.qtl*50]

écarts-types des paramètres obtenus à partir du calage de la série synthétique [*br.qtl*50]

légende des périodes :

1 : 1963-1965	2 : 1966-1968	3 : 1969-1971	4 : 1972-1974	5 : 1975-1977
6 : 1978-1980	7 : 1981-1983	8 : 1984-1986	9 : 1987-1989	

Fig. 6.16 - Paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - calage de la série synthétique [*br.qtl*50] 1963-1989, par période de 3 ans

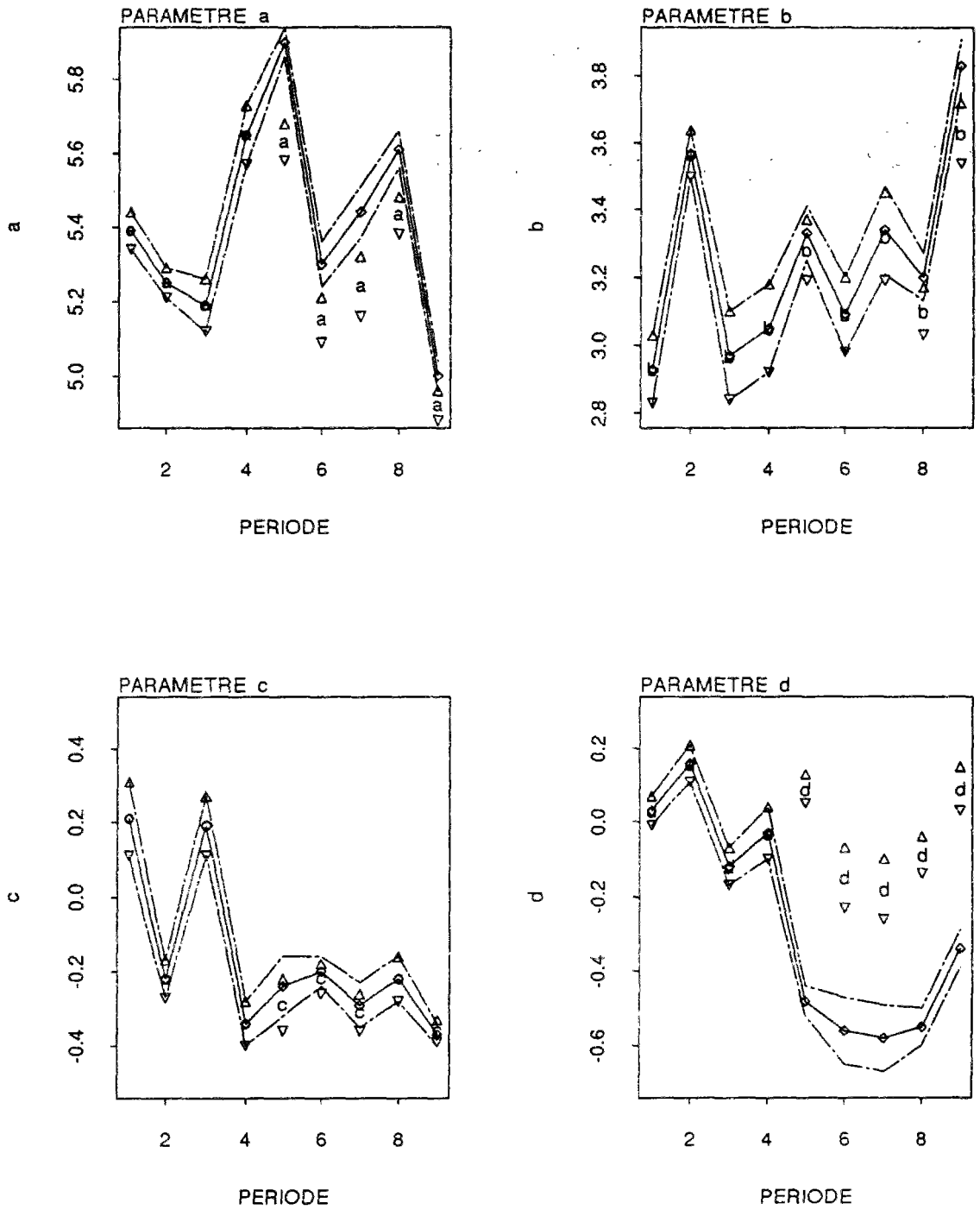


valeurs des paramètres obtenus à partir du calage de la série synthétique [*br.qtl*100]
écarts-types des paramètres obtenus à partir du calage de la série synthétique [*br.qtl*100]

légende des périodes :

1 : 1963-1965	2 : 1966-1968	3 : 1969-1971	4 : 1972-1974	5 : 1975-1977
6 : 1978-1980	7 : 1981-1983	8 : 1984-1986	9 : 1987-1989	

Fig. 6.17 - Paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - calage de la série synthétique [*br.qtl*100] 1963-1989, par période de 3 ans



——— valeurs des paramètres obtenus à partir du calage de la série synthétique [*br.q1qm*]
------- écarts-types des paramètres obtenus à partir du calage de la série synthétique [*br.q1qm*]

légende des périodes :

1 : 1963-1965	2 : 1966-1968	3 : 1969-1971	4 : 1972-1974	5 : 1975-1977
6 : 1978-1980	7 : 1981-1983	8 : 1984-1986	9 . 1987-1989	

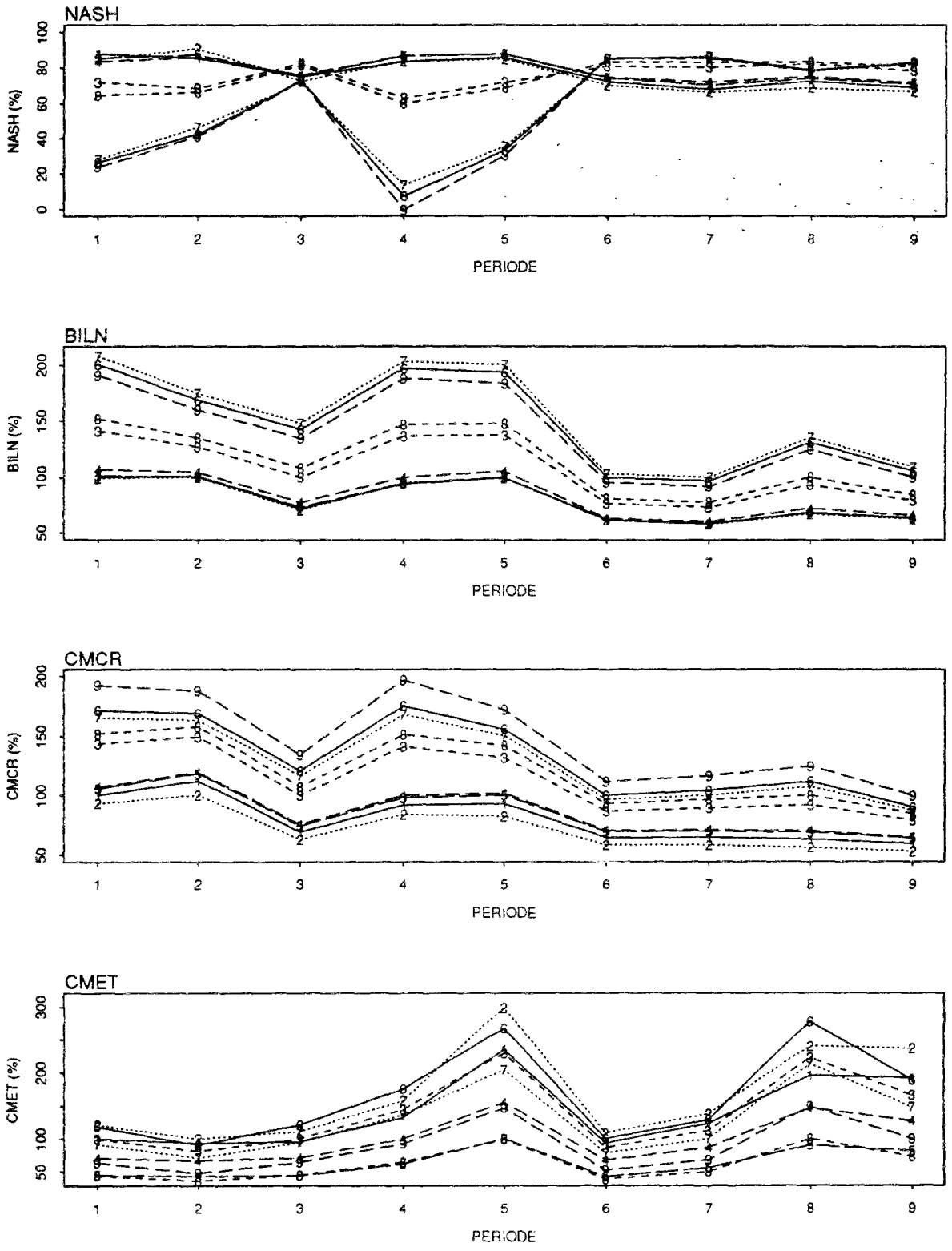
Fig. 6.18 - Paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - calage de la série synthétique [*br.q1qm*] 1963-1989, par période de 3 ans

Ces graphiques confirment les conclusions des essais précédants où les non-stationnarités sont introduites sur une série synthétique sans erreurs au départ. On observe que le modèle est sensible aux non-stationnarités introduites et que les paramètres présentent à peu près le même type d'évolution dans le temps que dans les essais antérieurs, face à ces non-stationnarités.

Néanmoins, dans le cas présent, les changements observés sur l'évolution des paramètres due aux non-stationnarités, se superposent aux fluctuations déjà observées sur l'évolution des paramètres quand GR4J est calé sur les données réelles. La structure de ces fluctuations est toujours préservée, malgré les changements introduits sur la série originale.

Dans certains cas, comme par exemple pour le paramètre *b* calé sur la série [*br.qtl*50] (fig. 6.16) on constate un changement à partir de la période 4 surtout parce que l'on dispose des valeurs de ce paramètre lorsqu'il est calé sur la série de données réelles qui nous servent de référence. Pris individuellement, il ne serait pas possible de supposer une non-stationnarité particulière sur la série à partir de l'évolution de *b*. Par contre, la tendance de *a* à diminuer au cours du temps, quand il est calé sur cette même série, est plus claire. Cela nous amène encore une fois à soulever l'importance des bassins témoins dans le cas de l'identification de non-stationnarités sur des séries de données hydrologiques.

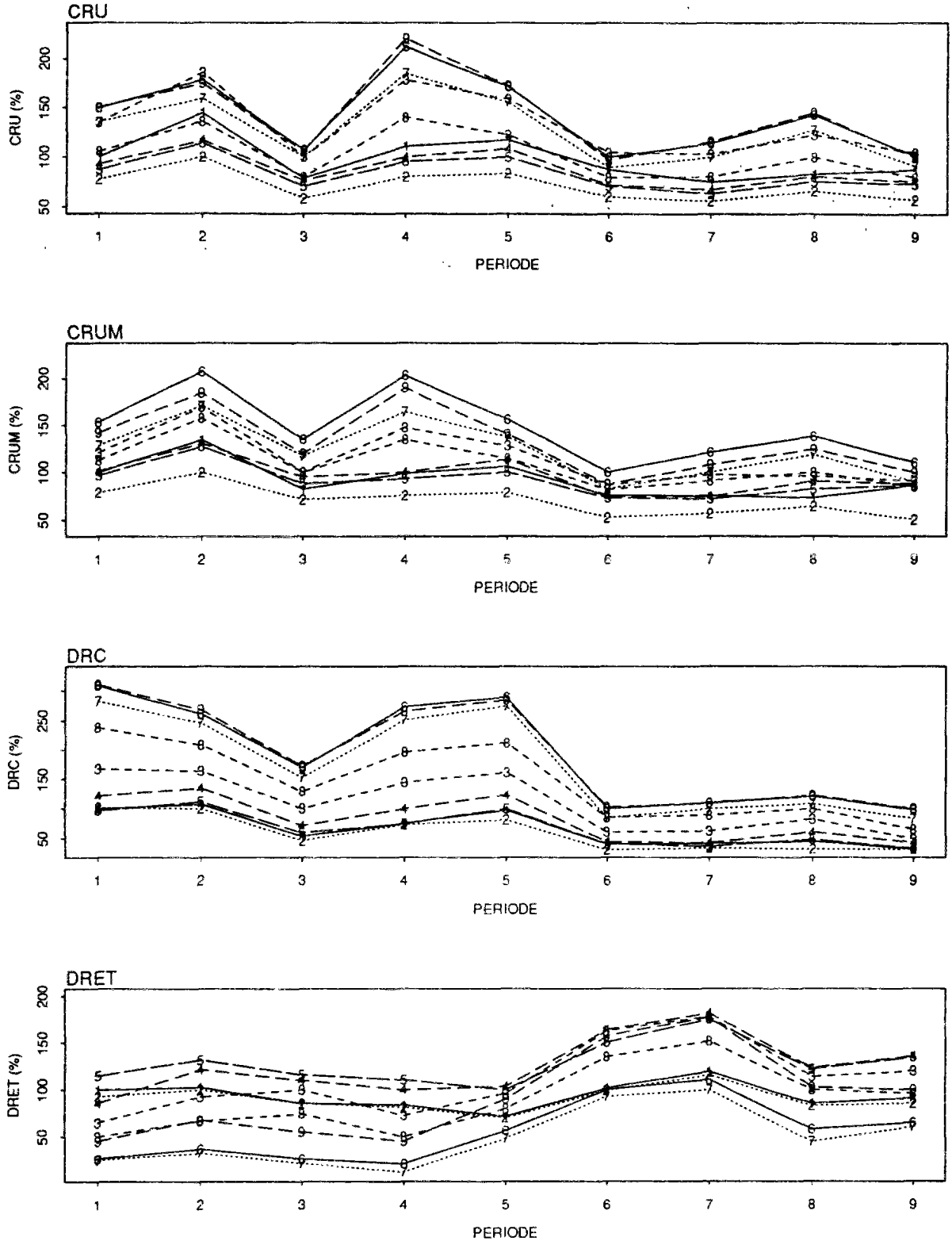
Maintenant, il serait intéressant de voir si, sur les critères de qualité de GR4J, on arrive à identifier les non-stationnarités introduites sur la série des données réelles. On le fait ici pour la série *br.qtl*100, en appliquant notre méthode de contrôles successifs (fig. 6.19). Le même exercice à été aussi réalisé pour la série *br.q1qm*, dont les résultats se trouvent dans l'annexe 6.1.



légende des périodes :

1 : 1963-1965	2 : 1966-1968	3 : 1969-1971	4 : 1972-1974	5 : 1975-1977
6 : 1978-1980	7 : 1981-1983	8 : 1984-1986	9 : 1987-1989	

Fig. 6.19



NASH = critère de NASH — *BILN* = rapport de bilan — *CMCR* = r. des cumuls des crues — *CMET* = r. des cumuls d'étiages
CRU = r. des crues annuelles moy. — *CRUM* = r. crues m.-maximorum — *DRC* = rapport des durées de crue — *DRET* = r. des durées d'étiage

Fig. 6.19 - Evolution dans le temps des critères de qualité de GR4J pour des contrôles successifs (série synthétique [*br.qtl*100])

Comme dans le cas de l'évolution dans le temps des paramètres (fig. 6.17), l'évolution des critères de qualité - qui traduisent l'évolution de certaines variables hydrologiques dans le temps - montre une superposition des conséquences de non-stationnarités synthétiques sur les fluctuations déjà observées dans les critères pour la série des données réelles (fig. 4.6).

On confirme par exemple le fait que les jeux de paramètres calés sur les dernières périodes, plus touchées par les tendances introduites, génèrent des volumes plus importants sur les premières périodes, plus proches des données réelles et vice-versa.

Cependant, les caractéristiques de la relation pluie-débit spécifique de chaque période jouent également un rôle important sur l'évolution des variable hydrologiques, dans le cas d'un contrôle. Par exemple, le type de tendance introduite semble toucher plutôt les périodes 6 et 7, deux des périodes les plus humides, que la période 8, même si celle-ci subi des changements proportionnellement plus importants, selon l'équation 6.3.

Ainsi, on confirme que GR4J semble capable d'identifier des non-stationnarités synthétiques introduites sur une série de données, même quand cette série correspond à l'origine à des valeurs réellement mesurées et non à des données simulées par le modèle. La spécificité de la relation pluie-débit dans une période échantillonnée sur la série des données réelles peut éventuellement importer sur la non-stationnarité synthétique, y compris quand celle-ci est importante.

6.5 - SERIES SYNTHETIQUES GENEREES PAR GR4J AVEC DES PARAMETRES VARIABLES EN FONCTION DU TEMPS

Etant donné que les paramètres de GR4J sont sensibles à des non-stationnarités introduites directement sur des séries stationnaires de données hydrologiques, il doit être également possible de construire des séries synthétiques non-stationnaires par des simulations avec GR4J, en faisant varier les paramètres a, b, c et d selon des lois établies au préalable.

Comme nous avons eu l'occasion de le constater, GR4J reproduit d'une façon relativement adéquate la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant. Ainsi, on peut supposer que la procédure proposée ci-dessus doit générer des non-sationnarités plus réalistes du point de vue de l'évolution de la relation pluie-débit, que celles construites en intervenant directement sur les données hydrologiques. A condition toutefois que les intervalles de variation des paramètres restent dans des limites raisonnables, ce qui par fois peut être difficile à établir.

Dans les essais que nous avons développés à ce sujet, nous avons construit plusieurs séries non-stationnaires en faisant varier d'une façon linéaire au cours du temps les paramètres de GR4J, à partir du 01 Janvier 1963 jusqu'au 31 Décembre 1989. Nous les faisons varier individuellement ou par groupe de 2 ou 3 paramètres. Les paramètres qui demeurent fixes prennent les valeurs obtenues par le calage de GR4J sur la série des données de l'Orgeval pour la période 1963-1989. Les valeurs des paramètres au départ, au 01 Janvier 1963, sont également celles obtenues par le calage du modèle sur les données de l'Orgeval pour la période 1963-1989. Nous les rappelons ci-dessous :

$a = 5{,}25$		$A = 191mm$
$b = 3{,}37$		$B = 29mm$
$c = -0{,}26$	ce qui correspond, en valeurs naturelles, à	$C = 1{,}3j$
$d = -0{,}04$		$D = -0{,}04mm/j$

A la fin de la période, au 31 Décembre 1989, les paramètres atteignent des valeurs égales à 0,01 ; 0,1 ; 0,5 ; 0,75 ; 1,5 ; 2 ; 3; 6 ou 11 fois leurs valeurs de départ.

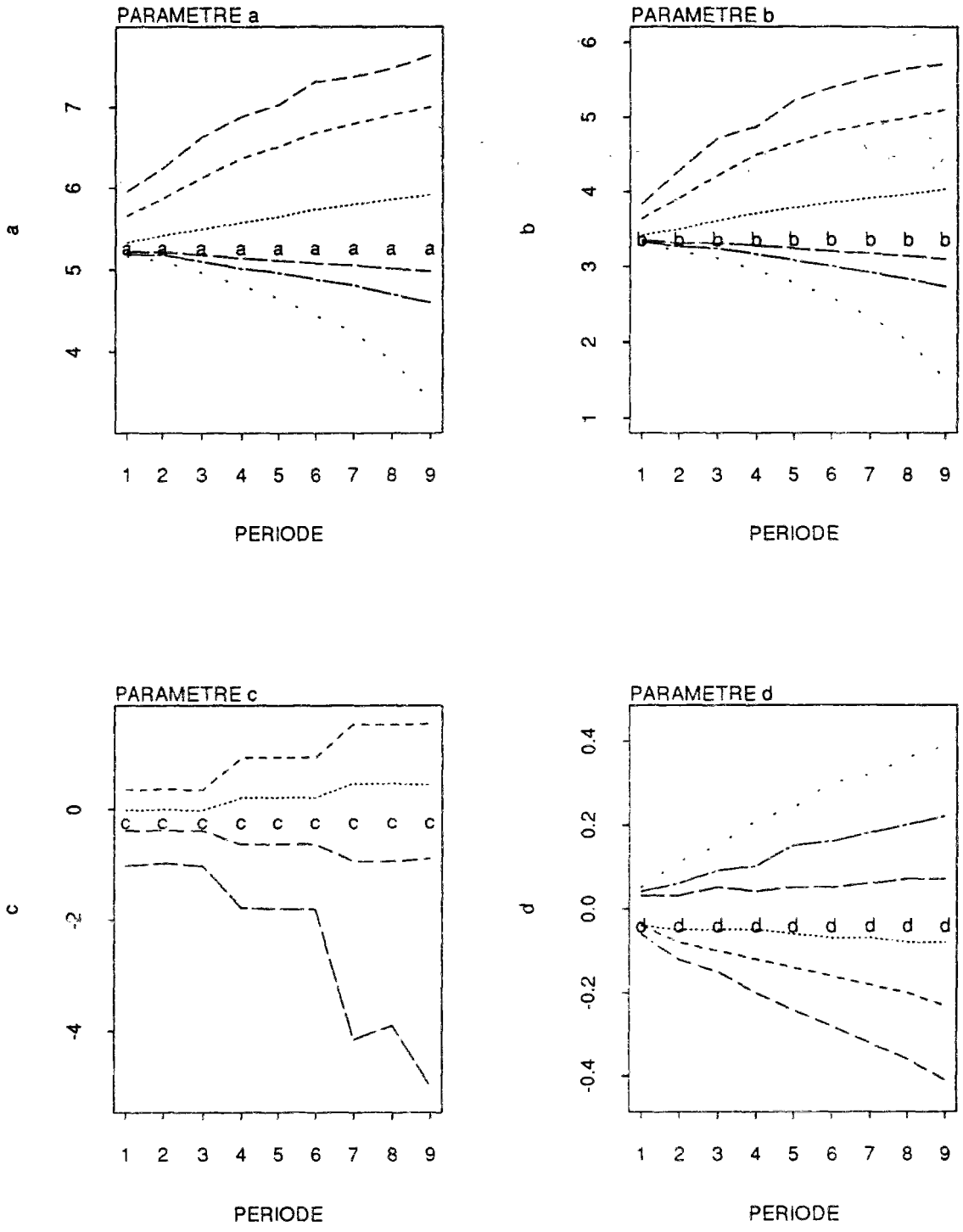
Ensuite, GR4J a été calé sur les séries synthétiques ainsi obtenues, pour des périodes successives de 3 années chacune, c'est à dire en utilisant le découpage dans le temps que nous avons toujours utilisé dans cette recherche. La figure 6.20 permet de visualiser les résultats de quelques uns des ces différents calages, en termes d'évolution des paramètres au cours du temps, quand on les fait varier individuellement, les 3 autres étant à chaque fois des paramètres fixes. Dans cette figure, les points représentés par les caractères *a*, *b*, *c* et *d* sont relatifs aux valeurs des paramètres au départ.

Les intervalles de variation des paramètres les plus étendus ainsi obtenus sont les suivants :

a : [3,42 ; 7,64]		A : [31 ; 2080]mm
b : [1,50 ; 5,71]		B : [4 ; 302]mm
c : [−5,00 ; 1,54]	ce qui correspond, en valeurs naturelles, à	C : [0,5 ; 5,1]$jour$
d : [−0,41 ; 0,39]		D : [−0,4 ; 0,4]mm/j

Ces intervalles sont établis en repérant les valeurs extrêmes des paramètres obtenues par le calage de GR4J sur la dernière période de 3 ans, c'est-à-dire la période 1987-1989, parmi l'ensemble des séries construites.

A partir des séries synthétiques non-stationnaires ainsi construites, nous avons développé deux types d'étude. La première a pour objectif d'analyser le rôle de chaque paramètre du modèle, individuellement, sur l'évolution des variables hydrologiques. La deuxième envisage de tester l'aptitude de GR4J à identifier ces non-stationnarités sur les séries synthétiques, quand les données sont en plus contaminées par des bruits aléatoires.



légende des périodes :

1 : 1963-1965	2 : 1966-1968	3 : 1969-1971	4 : 1972-1974	5 : 1975-1977
6 : 1978-1980	7 : 1981-1983	8 : 1984-1986	9 : 1987-1989	

Fig. 6.20 - Paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - calage sur différentes séries synthétiques construites par évolution des paramètres au cours du temps 1963-1989, par période de 3 ans

6.5.1 - L'évolution des variables hydrologiques comme résultat de l'évolution des paramètres du modèle GR4J

La construction de différentes séries synthétiques de données hydrologiques par simulation avec GR4J, en utilisant des paramètres qui évoluent dans le temps, donne l'occasion d'analyser le rôle de chaque paramètre sur l'évolution des variables hydrologiques. Pour ce faire, nous avons comparé les valeurs que prennent les variables hydrologiques dans ces différentes séries synthétiques avec les variables hydrologiques de la série synthétique [*bm*]. Nous rappelons que la série [*bm*] a été construite en utilisant les paramètres de GR4J obtenus par le calage du modèle sur la série des données réelles de l'Orgeval pour la période 1963-1989. Les résultats de ces essais se trouvent, sous forme graphique, dans l'annexe 6.2. Nous discutons quelques aspects de ces résultats ensuite.

Le paramètre A joue un rôle significatif sur l'évolution de toutes les variables que nous utilisons dans le contrôle de qualité de GR4J. Etant donné les intervalles de valeur des paramètres que nous avons testés, une augmentation de la valeur de A produit des réductions sur le bilan, sur les crues, sur les cumuls de crues, sur les durées de crues et, en moindre mesure, sur les durées d'étiage. Par exemple, si l'on double la valeur de A sur la période 1963-1989, on génère 20% de moins de volume écoulé. Des diminutions de A produisent des effets opposés à ceux que l'on vient de décrire, sur ces mêmes variables.

L'influence de A, ainsi que celle des autres paramètres sur les variables hydrologiques n'est pas linéaire, ce qui n'est pas étonnant car dans la structure du modèle ils sont exprimés par des relations non-linéaires. Par exemple, si l'on réduit la valeur de A de 95 mm ($0{,}5A$), les volumes écoulés augmentent de 59 mm/an, en moyenne. Par contre, si l'on augmente A de 95 mm, les volumes écoulés ne diminuent que de 20 mm/an, en moyenne. D'autre part, l'influence de ce paramètre n'est pas toujours monotone. Par exemple, des réduction de ce paramètre jusqu'à la limite de 50% produisent des réductions marginales sur les cumuls d'étiages. Au delà, ils subissent de fortes augmentations. Cependant, des augmentations de A peuvent également entraîner des augmentations des cumuls d'étiage.

L'ensemble des effets que nous venons de décrire concernant l'influence des variations de A sur la relation pluie-débit peut être constaté au travers de la figure 6.21, où on montre un hydrogramme synthétique originaire de la série [*bm*], simulé par GR4J avec A = 19,1 mm (0,1 fois sa valeur optimale dans le calage sur la série [*bm*]) et A = 1.141 mm (6 fois sa valeur optimale dans le calage sur la série [*bm*]). Les autres paramètres du modèle restent fixes à leurs valeurs optimales. Bien entendu, ces valeurs de A sont un peu extrêmes, mais elles ont l'avantage de permettre de montrer clairement le rôle du paramètre.

Le paramètre B n'a pas d'influence sur le bilan et, donc, sur les volumes écoulés. Cela indique qu'il y a une bonne différenciation dans le modèle, entre les rôles joués par A et par B. Par contre, quand B augmente de valeur il produit de fortes réductions sur les crues, sur les durées de crues et sur les durées d'étiages. Les cumuls de crues diminuent en fonction des augmentations de B, tandis que les cumuls d'étiages augmentent, mais ces critères ne sont effectivement sensibles que pour des fortes variations de B. On observe des effets contraires, pour l'ensemble des ces variables quand B diminue.

Dans la figure 6.22 on montre également le rôle joué par le paramètre B, quand on fait simuler par GR4J des débits avec B = 2,9 mm et B = 174 mm, respectivement 0,1 et 6 fois la valeur optimale de B dans la série [*bm*].

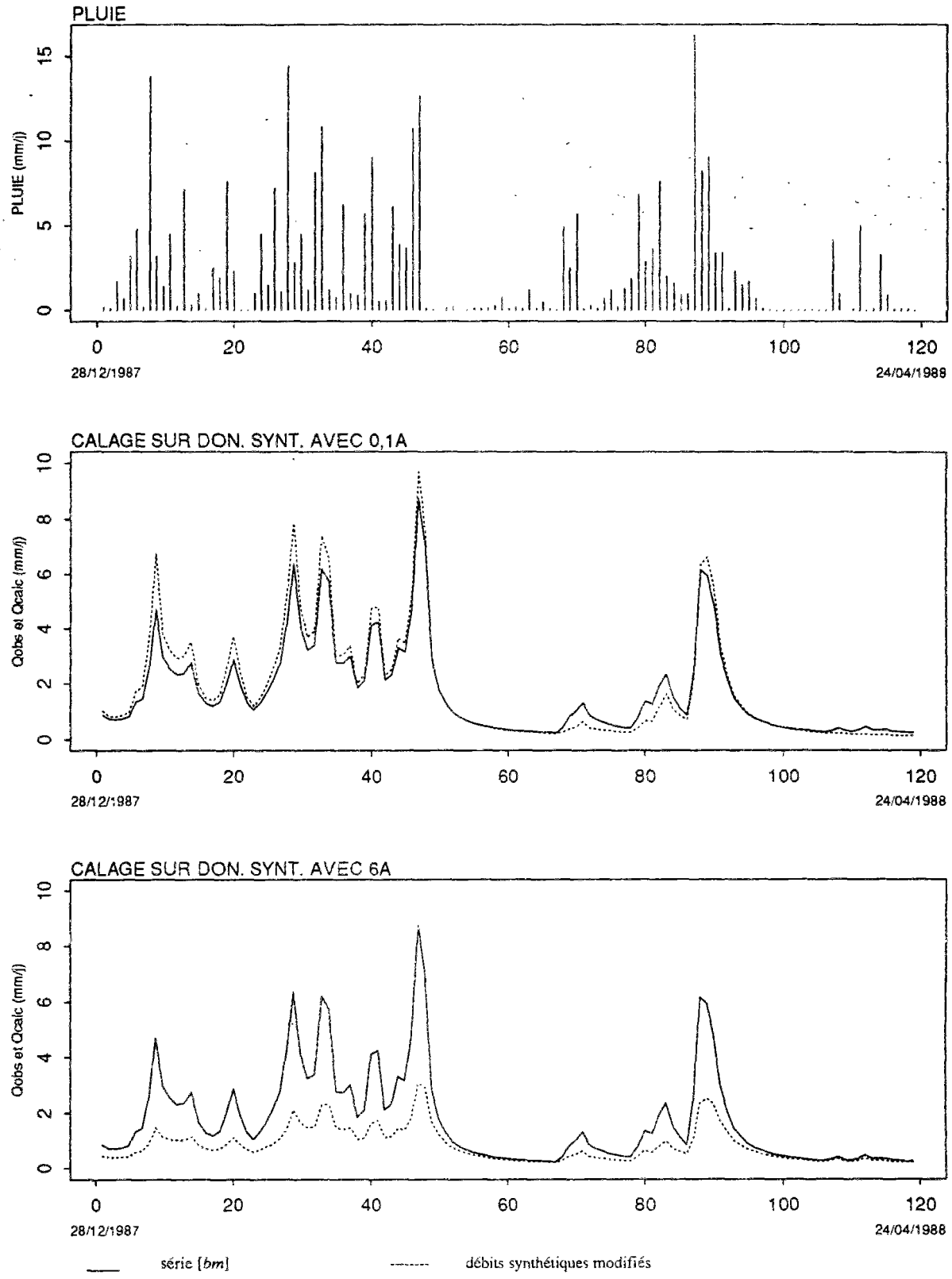


Fig. 6.21 - Débits simulés par GR4J, avec A = 191 mm (valeur optimale) ; 0,1A et 6A

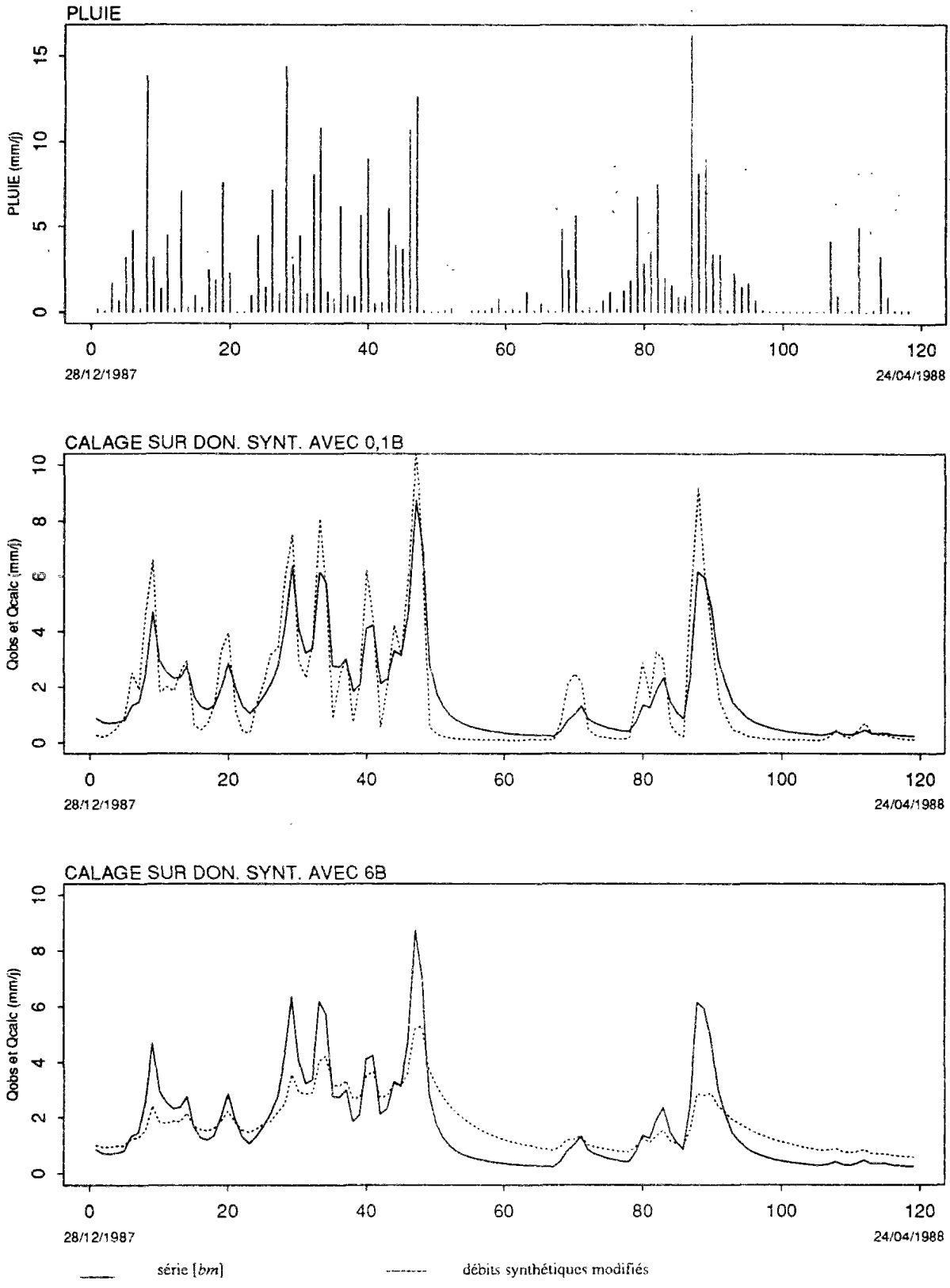


Fig. 6.22 - Débits simulés par GR4J, avec B = 29 mm (valeur optimale) ; 0,1B et 6B

On constate que de petites valeurs de B produisent des décrues très rapides, pouvant même conduire à une annulation des débits à la sortie, tandis que les crues se trouvent surestimées. Les valeurs élevées de B, par contre, produisent de longues décrues et une sous-estimation des forts débits. Ces effets toujours combinés sur les faibles et les forts débits expliquent le fait que B a une influence sur les cumuls de crues et d'étiages, mais ne joue aucun rôle sur le bilan global.

D'autre part, il peut sembler surprenant qu'une augmentation de la valeur de B puisse entraîner simultanément une réduction sur les critères de durée des crues et des étiages. On pourrait en dire autant dans le cas d'une réduction de B, quand les deux critères de durée augmentent. En effet, de longues décrues devraient générer des durées de crues plus longues et des décrues rapides devraient produire des durées de crues plus petites.

Cependant, on ne peut pas considérer de façon indépendante les critères que l'on utilise pour suivre l'évolution des variables hydrologiques. Par exemple, une augmentation de B entraîne non seulement des décrues plus longues, mais en même temps des crues plus petites et des cumuls de crues plus petits. Comme le critère des durées de crues n'est sensible qu'aux crues au dessus d'un seuil égal à 4 fois le débit journalier moyen, des crues simulées moins importantes impliquent des crues plus courtes par rapport au seuil. Les décrues sont longues, mais elles se situent probablement au-dessous du seuil.

Dans l'étude de l'évolution des variables hydrologiques, il est donc important d'utiliser des critères de contrôle tels que ceux que l'on utilise, car ils produisent une information de synthèse importante. Il nous semble aussi utile de vérifier sur les hydrogrammes ce que l'on observe sur les critères, comme nous le faisons généralement au cours de cette recherche.

Le paramètre C n'influence que les crues et les cumuls de crues et cela quand on le fait varier de façon importante. Il ne joue aucun rôle sur le bilan ou sur les étiages, ce qui n'est d'ailleurs pas surprenant. Cependant, son influence sur les durées de crues est également négligeable. Le fait de faire varier beaucoup le paramètre C joue surtout sur la réponse du bassin à des événements pluvieux au cours du temps. La réponse sera très rapide quand on réduit C, ou très lente quand on l'augment, comme on le constate dans la figure 6.23.

Le rôle joué par C sur les crues quand on le fait varier est une conséquence typique du fait que ce paramètre est le temps de base d'un hydrogramme unitaire. Quand on réduit C, presque tout l'effet de la pluie se trouve concentré dans le premier pas de temps de sa convolution par l'hydrogramme unitaire. Quand on augmente C, l'effet contraire a lieu et le volume de pluie est beaucoup mieux réparti dans le temps par la convolution et la pointe de la crue se trouve décalée.

De plus, on constate que les paramètres B et C jouent des rôles bien définis et relativement indépendants, malgré le fait d'appartenir tous les deux à la structure de transfert du modèle. Quand on a fait varier B, on a joué sur les crues et les décrues. Cependant, grâce au fait que C était fixé dans sa valeur optimale, cela n'a presque pas eu de conséquence sur la simultanéité entre les pics des crues de la série de référence [*bm*] et les pics des crues de la série simulée. Par contre, en faisant varier C avec B constant et égal à sa valeur optimale, on a obtenu surtout une perte de simultanéité entre les crues, tandis que les conséquences sur les pics des crues ont été de moindres importance.

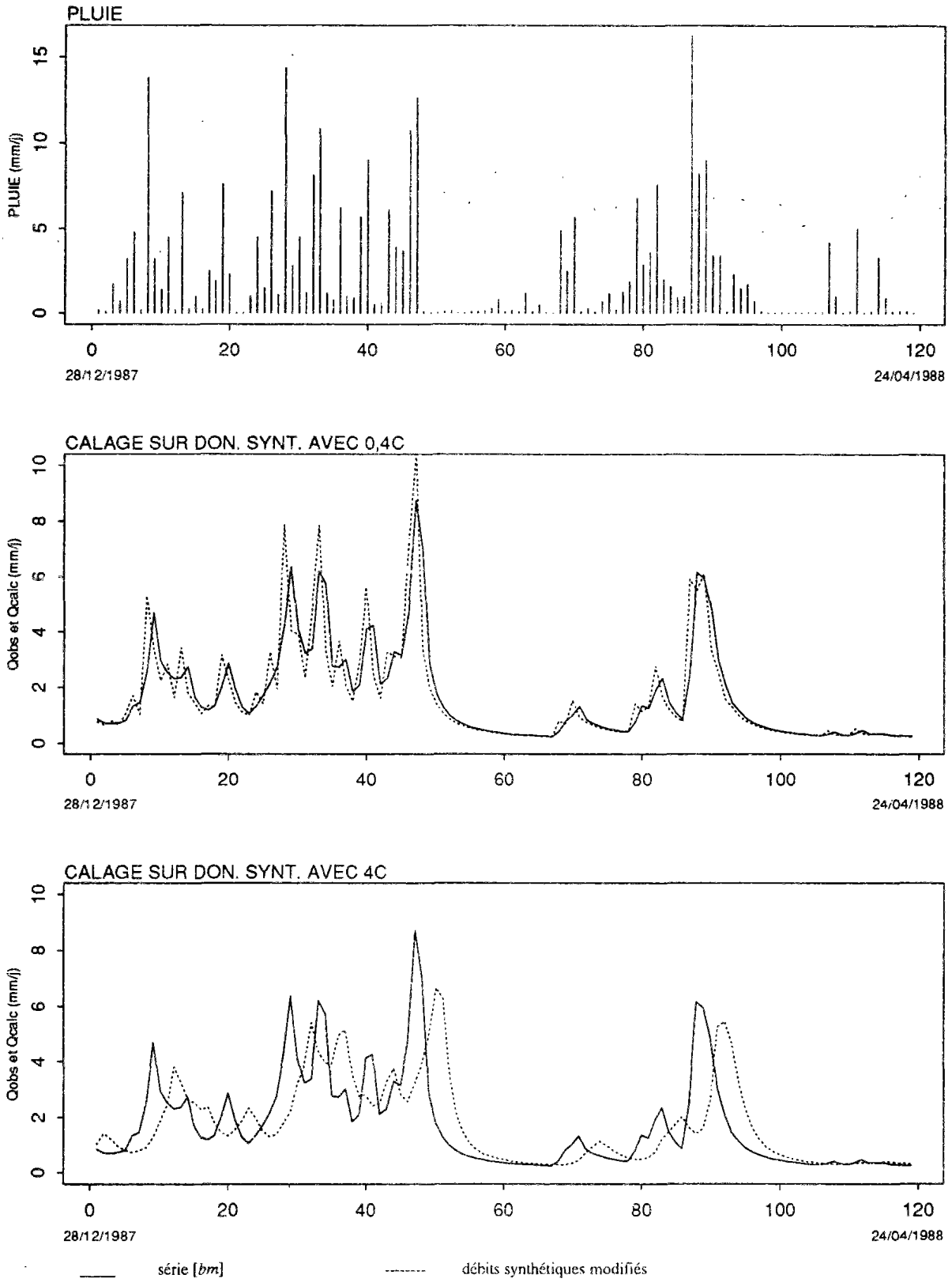


Fig. 6.23 - Débits simulés par GR4J, avec
C = 1,3 j (valeur optimale) ; 0,4C (C = 0,52 j) et 4C (C = 5,2 j)

Finalement, le paramètre D, en peu comme le paramètre A, a une influence sur l'ensemble des variables étudiées. L'augmentation de valeurs de $D > 0$, c'est à dire des pertes d'eau, produit des réductions sur le bilan, de réductions un peu faibles sur le cumul des crues, sur les crues et sur les durées de crues, de réductions importantes sur le cumul des étiages et des augmentations importantes sur les durées d'étiages. Comme pour d'autres paramètres, il produit des effets opposés sur ces variables quand ce sont des gains en eau, c'est à dire des augmentations de la valeur absolue d'un $D < 0$, qui ont lieu (figure 6.24).

Egalement comme dans le cas du paramètre A, des variations sur D produisent surtout un ajout d'eau ou une perte d'eau à la sortie du modèle. Les conséquences sur l'ensemble des critères du fait de changer A ou D découlent essentiellement de l'influence de ces paramètres liés au rendement du modèle sur les volumes simulés. Ils n'ont pas d'influence directe sur le déroulement du phénomène dans le temps.

En conclusion, on peut affirmer que l'influence des paramètres sur les variables hydrologiques que nous utilisons dans la présente étude, quand on les fait varier individuellement, est généralement cohérente avec le rôle qu'ils jouent dans la structure du modèle. On peut également constater qu'ils gardent un degré relativement élevé d'indépendance entre eux.

Une étude beaucoup plus complète, à ce sujet, a été développée par MAKHLOUF (1990), concernant le modèle GR3J et par MAKHLOUF (1994), concernant le modèle GR4J. Dans cette dernière étude, MAKHLOUF utilise les précipitations et les évapotranspirations de Paris-Montsouris et de 18 autres sites dans différentes régions de la France, pour construire des courbes d'écoulements annuels, d'écoulements de crues (temps de retour de 10 ans), et d'écoulement d'étiage (l'écoulement médian du mois de septembre) en fonction des paramètres de GR4J pris individuellement.

Nous ne pouvons pas comparer directement les résultats de notre étude en utilisant les données climatiques de l'Orgeval avec ceux de MAKHLOUF (1994) pour par exemple la station de Paris-Montsouris, car les variables hydrologiques employées ne sont pas exactement les mêmes. Cependant, nos résultats concernant les critères de bilan et de crues sont bien en accord avec ceux de MAKHLOUF (1994) concernant les écoulements annuels et les écoulements de crues. L'évolution du critère de cumul d'étiages suit à peu près les écoulements d'étiage générés par MAKHLOUF (1994).

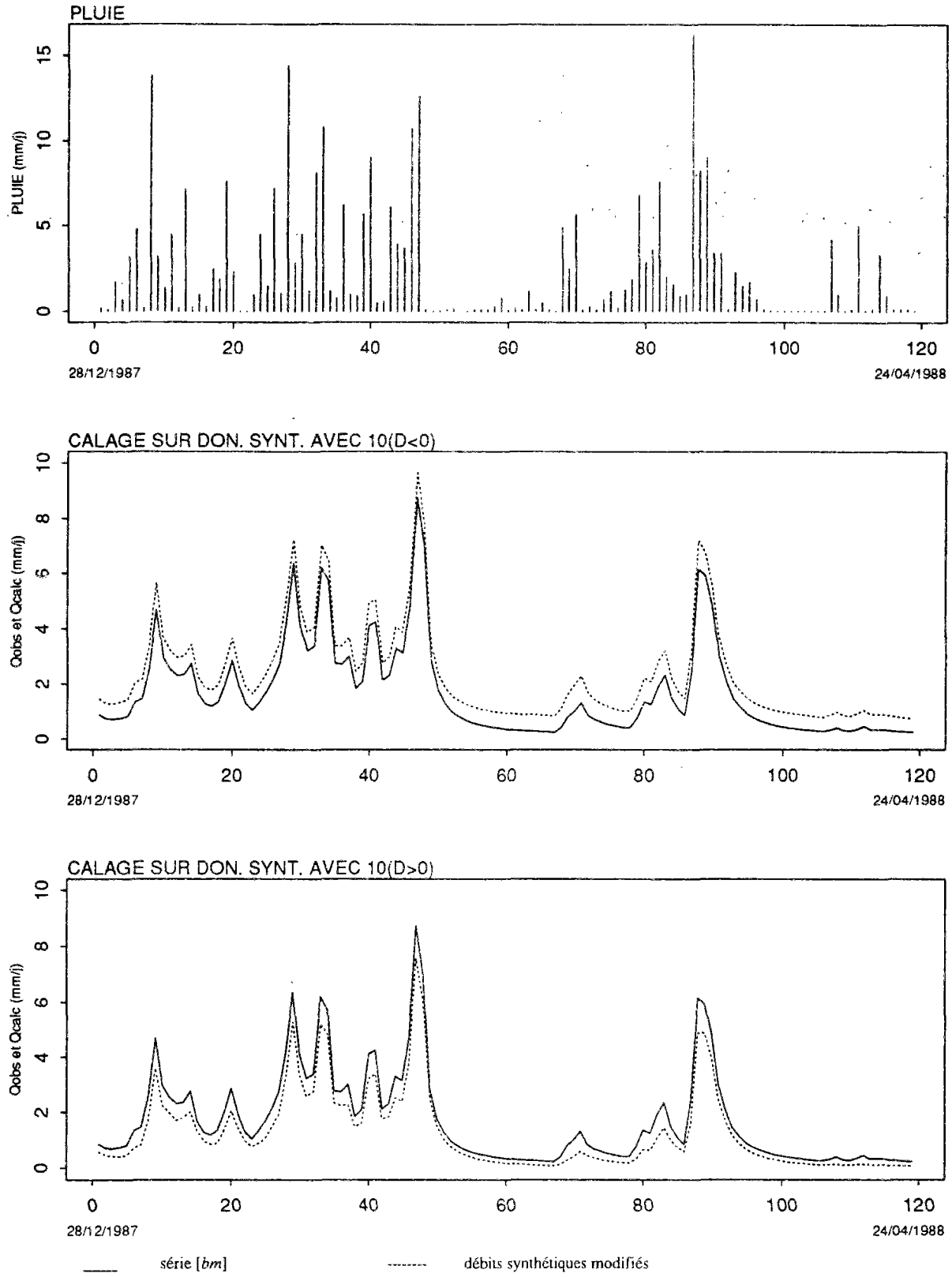


Fig. 6.24 - Débits simulés par GR4J, avec
D = 0,04 mm/j (valeur optimale) ; 10.(D < 0) et 10.(D > 0)

Nous avons aussi réalisé un certain nombre d'essais faisant varier de façon simultanée 2 paramètres du modèle. Le but de cette étude est d'essayer de voir si une variation sur un paramètre, capable de produire certains effets sur les variables hydrologiques, pourrait être neutralisée par une variation sur un autre paramètre, produisant des effets contraires sur les mêmes variables hydrologiques. Nous avons utilisé les paramètres les plus sensibles, c'est à dire A, B et D.

Pour composer les couples des paramètres et définir les sens de variation, nous disposons d'autres sources d'information, en plus des résultats sur les variables hydrologiques obtenus ici avec les essais de variation individuelle des paramètres. C'est le cas, par exemple, des matrices des corrélations des paramètres (voir le chapitre 3) ou les courbes d'isocritères (voir le chapitre 5). Ces informations nous ont conduit à construire des séries synthétiques simulées par GR4J, avec les évolutions des paramètres suivantes :

AB : $[0{,}5A\ ;\ 2{,}0B]$	AD : $[0{,}5A\ ;\ 2{,}0(D>0)]$	BD : $[0{,}5B\ ;\ 2{,}0(D>0)]$
AB : $[2{,}0A\ ;\ 0{,}5B]$	AD : $[2{,}0A\ ;\ 2{,}0(D<0)]$	BD : $[2{,}0B\ ;\ 2{,}0(D<0)]$

Nous discutons ensuite quelques résultats de ces essais qui se trouvent dans l'annexe 6.3, sous forme graphique.

On constate qu'il y a un certain niveau de compensation entre les effets introduits sur les variables hydrologiques en conséquence de l'évolution dans le temps des couples de paramètres. Par exemple, pour $0{,}5A$, individuellement, le critère de crues augmente de 33%, tandis que pour $2B$, il diminue de 24%. La simulation de la série synthétique pour $[0{,}5A\ ;\ 2{,}0B]$ produit une augmentation de ce critère de 4%. Cette variation est proche du produit des effets causés par les variations individuelles des paramètres.

Un autre exemple, D = 0,08 individuellement diminue le critère de bilan de 17%, tandis que $0{,}5A$ l'augmente de 22%. La combinaison des deux tendances causées par les variations de ces paramètres produit une déviation de +4% sur ce critère. Elle est de 1% si l'on prend les effets des paramètres individuels. Il faut noter que la perte d'eau est modulée par R/B et que B reste fixe.

Si, par contre, on prend le couple [$2{,}0B$; D = -0,08)], on constate que le critère des durées des crues subi une réduction de 29%. $2B$ diminue ce critère de 16%, quand pris individuellement, et D = -0,08 le diminue de 18% dans les mêmes conditions. Maintenant nous avons donc des effets combinés qui pris individuellement conduiraient à une réduction de 31% sur ce critère.

Il nous semble, donc, que les résultats de ces essais confirment une bonne indépendance entre les paramètres du modèle. Ces résultats suggèrent donc, qu'en cas de changement dans la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant, le ou les paramètres concernés de GR4J, pourraient traduire tel changement en prenant de nouvelles valeurs dans le calage.

Néanmoins, ces essais on été développés en utilisant toujours des séries synthétiques contaminés uniquement par des non-stationnarités. Cela était nécessaire étant donné notre objectif d'établir des relations entre l'évolution d'un paramètre du modèle au cours du temps et l'évolution des variables hydrologiques également au cours du temps, sans l'interférence de bruits aléatoires.

Nous avons eu l'occasion de voir dans les paragraphes précédants que les bruits aléatoires présents dans les données hydrologiques peuvent, en fonction de leur importance, rendre considérablement difficile la tâche du modèle d'identifier une non-stationnarité sur la relation pluie-débit au travers de l'analyse de l'évolution des paramètres. C'est pourquoi l'on fait, dans le prochain paragraphe, une étude de la capacité de GR4J à identifier des non-stationnarités construites à partir de l'évolution des paramètres sur une série synthétique, quand cette série est aussi contaminée par des bruits aléatoires.

6.5.2 - Calage sur une des séries synthétiques générées par des simulations avec de paramètres variables en fonction du temps

Parmi les différentes séries synthétiques ainsi construites, nous en avons choisi une pour illustrer le comportement du modèle en situation de calage. La série dont il est question comporte des variations sur les paramètres *a*, *b* et *c*. La valeur du paramètre *d* reste constante et égale à -0,04. Les facteurs de multiplication des paramètres *a*, *b* et *c* au 31 Décembre 1989 sont, respectivement 2, 3 et 1,5.

A partir de cette série synthétique, nous avons construit encore deux autres séries qui sont en plus contaminées par de bruits aléatoires sur la pluie et sur les débits, en suivant les équations 6.1 et 6.2. L'ensemble des séries synthétiques est décrit dans le tableau 6.12.

Tableau 6.12 - Description des séries synthétiques générées par simulation avec les paramètres *a*, *b* et *c* qui augmentent au cours du temps

type de non-stationnarité introduite	série	paramètres de l'équation 6.1 k	paramètres de l'équation 6.2 ρ
série synthétique sans erreurs aléatoires ; les paramètres *a*, *b* et *c* augmentent au cours du temps	[0*q.abc*]	0	0
série synthétique avec erreurs aléatoires sur *q* ; les paramètres *a*, *b* et *c* augmentent au cours du temps	[0,2*q.abc*]	0,2	0,7
série synthétique avec erreurs aléatoires sur *p* et *q* ; les paramètres *a*, *b* et *c* augmentent au cours du temps	[0,2*p*0.3*q.abc*]	0,2 sur *p* 0,3 sur *q*	0,7 sur *q*

Le tableau 6.13 montre quelques statistiques concernant les données hydrologiques de ces trois séries.

Tableau 6.13 - Quelques statistiques sur les données synthétiques pour la période 1963-1989

Statistiques	[0*q.abc*]	[0,2*q.abc*]	[0,2*p*0,3*q.abc*]
module des précipitations, en mm	689	689	692
module de lames d'eau écoulées, en mm	159 (196)	159	159
débit maximum maximorum, en mm/j	9,2 (14,9)	8,5	8,4
débit minimum minimorum, en mm/j	0,02 (0,02)	0,01	0,01

(.) = valeurs des données de la série synthétique [*bm*]

On constate ainsi une diminution du module et du débit maximum maximorum de ces trois séries, par rapport à la série [*bm*], qui n'est contaminée par aucune tendance ou bruit aléatoire.

On confirme ces effets, en ce qui concerne la série [0*q.abc*], également sur d'autres variables hydrologiques (tableaux 6.14 et 6.15). Le tableau 6.14 montre les modules des pluies effectivement mesurées et des lames d'eau simulées par GR4J pour constituer la série [0*q.abc*]. Le tableau 6.15 montre les variables hydrologiques utilisées dans le calcul des critères de qualité du modèle pour cette même série. La figure 6.25 montre les moyennes mobiles des lames d'eau annuelles sur un cycle de 5 ans.

L'augmentation progressive des paramètres *a*, *b* et *c* entraîne, donc, une réduction généralisée et également progressive des écoulements.

Tableau 6.14 - Valeurs des précipitations et des lames d'eau écoulées par périodes de 3 ans série synthétique [0*q.abc*]

PERIODES années	*P* mm	*Q* mm	*P-Q* mm	*CS*
1963-1965	672	142 (161)	530 (511)	0,21 (0,24)
1966-1968	731	214 (241)	517 (490)	0,29 (0,33)
1969-1971	645	130 (153)	515 (492)	0,20 (0,24)
1972-1974	657	120 (162)	537 (495)	0,18 (0,25)
1975-1977	591	125 (166)	466 (425)	0,21 (0,28)
1978-1980	760	192 (245)	568 (515)	0,25 (0,32)
1981-1983	725	205 (231)	520 (494)	0,28 (0,32)
1984-1986	660	113 (167)	547 (493)	0,17 (0,25)
1987-1989	760	190 (242)	570 (518)	0,25 (0,32)

P = précipitation ; *Q* = lame d'eau écoulée ; *P-Q* = pertes par rapport à l'écoulement ; *CS* = coefficient d'écoulement.
(.) = valeurs des données de la série synthétique [*bm*].

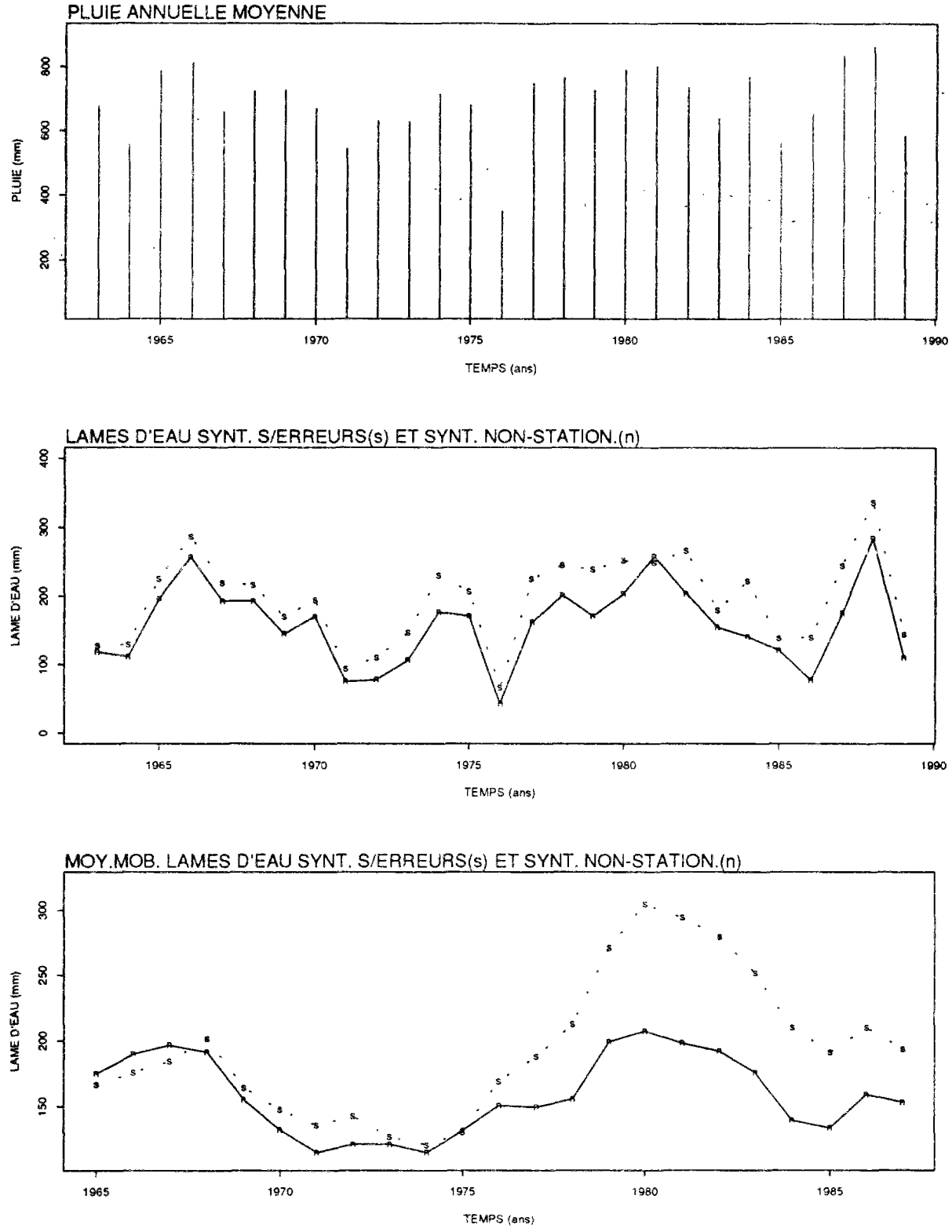


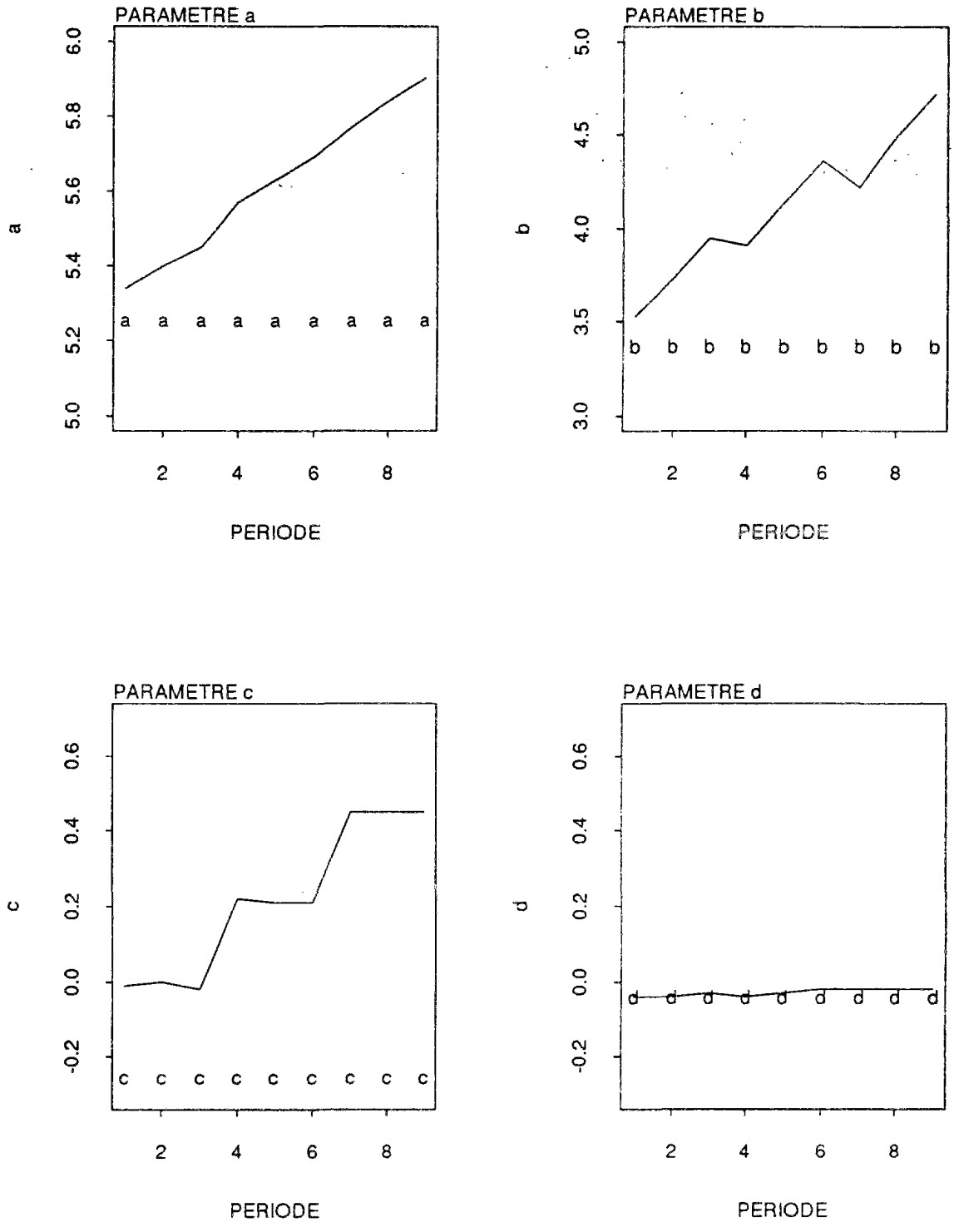
Fig. 6.25 - Précipitations et lames d'eau annuelles et ses moyennes mobiles (t = 5 ans) (série synthétique [0*q.abc*])

Tableau 6.15 - Variables hydrologiques utilisées pour le calcul des critères de qualité série synthétique générée par simulation avec les paramètres *a*, *b* et *c* qui augmentent au cours du temps

périodes	moyenne de $\sum_1^N Q > 4.M$	moyenne de $\sum_1^N Q < M/4$	moyenne de $\sum_1^N Q_p > 4.M$	Q_{mo}	NJ $Q > 4.M$	NJ $Q < M/4$
années	mm	mm	mm	mm	jours	jours
1963-1989	31 (56)	5 (8)	5 (8)	9 (15)	313 (424)	2098 (2895)
1963-1965	42 (47)	5 (4)	6 (7)	7 (7)	47 (47)	251 (179)
1966-1968	56 (70)	9 (11)	8 (9)	9 (11)	45 (47)	289 (313)
1969-1971	25 (38)	5 (6)	4 (5)	5 (7)	30 (39)	231 (265)
1972-1974	21 (41)	5 (8)	2 (4)	3 (4)	38 (45)	257 (325)
1975-1977	18 (41)	4 (7)	4 (6)	5 (9)	27 (42)	263 (361)
1978-1980	31 (80)	6 (11)	5 (11)	6 (15)	32 (56)	235 (371)
1981-1983	27 (54)	8 (9)	4 (7)	4 (9)	28 (42)	236 (324)
1984-1986	9 (48)	2 (8)	2 (6)	3 (9)	17 (52)	112 (357)
1987-1989	26 (61)	4 (9)	4 (10)	5 (12)	28 (40)	125 (298)

Dans le présent paragraphe nous nous intéressons à la capacité de GR4J à identifier l'évolution des paramètres du modèle quand on le cale sur les 3 séries décrites dans le tableau 6.12, par périodes successives de 3 ans chacune.

Le résultat du calage de GR4J sur la série [0*q.abc*] en termes d'évolution des paramètres se trouve dans la figure 6.26.



a a a
b b b
c c c
d d d

série synthétique sans erreur [bm]

série synthétique non-stationnaire [0*q.abc*])

Fig. 6.26 - Paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - calage sur la série synthétique [0*q.abc*] 1963-1989, par période de 3 ans

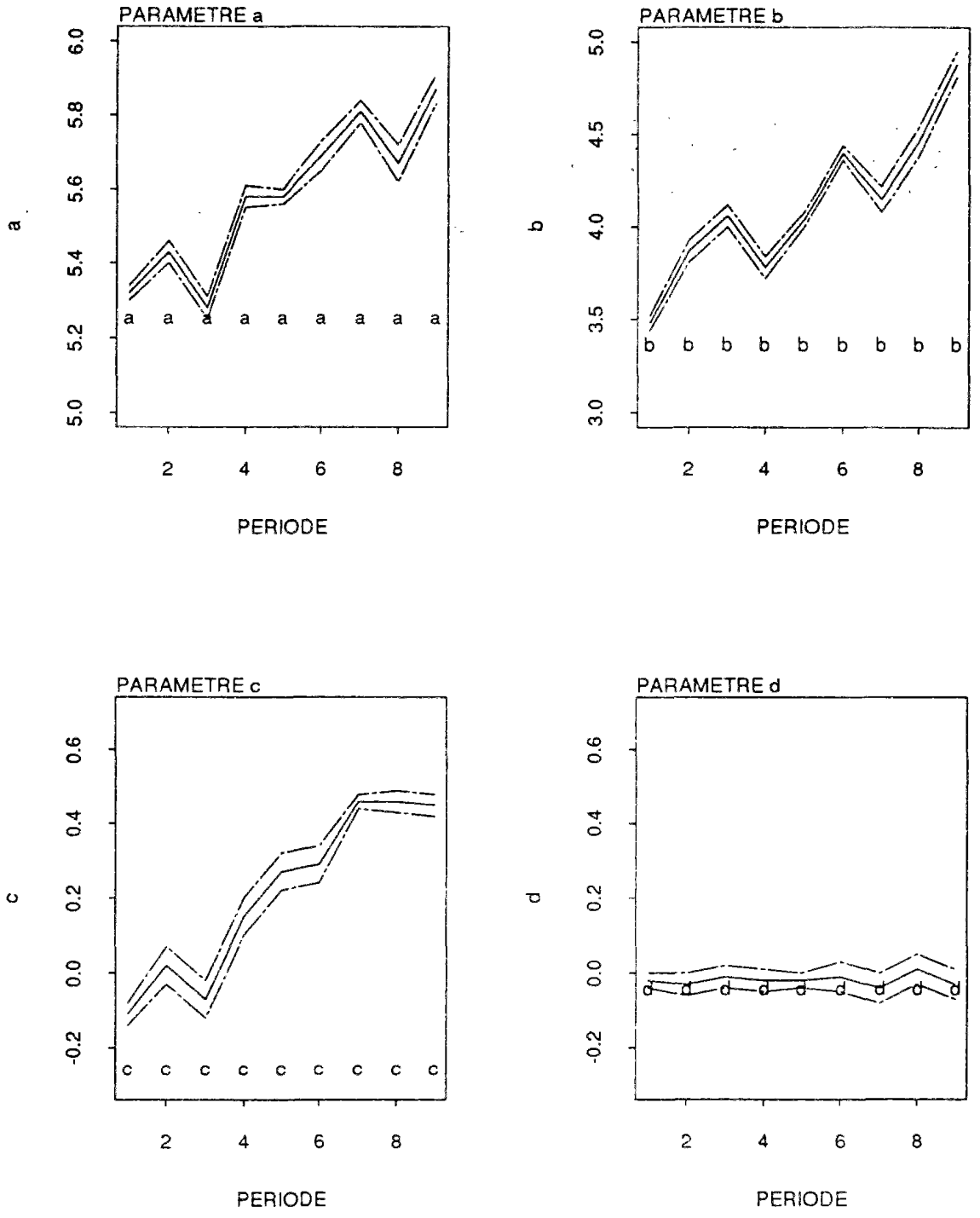
En effet, les graphiques de la figure 6.26 doivent plutôt servir comme référence pour les deux essais suivants qui consistent à contaminer la série [0*q*.*abc*] par des bruits aléatoires, [0,2*q*.*abc*] et [0,2*p*0,3*q*.*abc*].

Les résultats du calage de GR4J sur les série [0,2*q*.*abc*] et [0,2*p*0,3*q*.*abc*] en termes d'évolution des paramètres se trouvent respectivement dans les figures 6.27 et 6.28.

On observe ainsi que le bruit introduit seulement sur les débits n'empêche pas l'identification par le modèle des tendances introduites sur l'évolution des paramètres au cours du temps, même si parfois il y a inversion de tendance, comme pour le paramètre *a* à la période 3 ou pour le paramètre *b* à la période 4.

Par contre, quand on introduit des bruits aléatoires sur les pluies et sur les débits, on constate une plus grande difficulté du modèle à identifier l'évolution des paramètres. Cela confirme les résultats obtenus pour les essais antérieurs, quand on introduit des non-stationnarités synthétiques directement sur les données.

On remarque également que le paramètre *d*, dans tous les calages réalisés sur les 3 séries étudiées, est resté stationnaire.



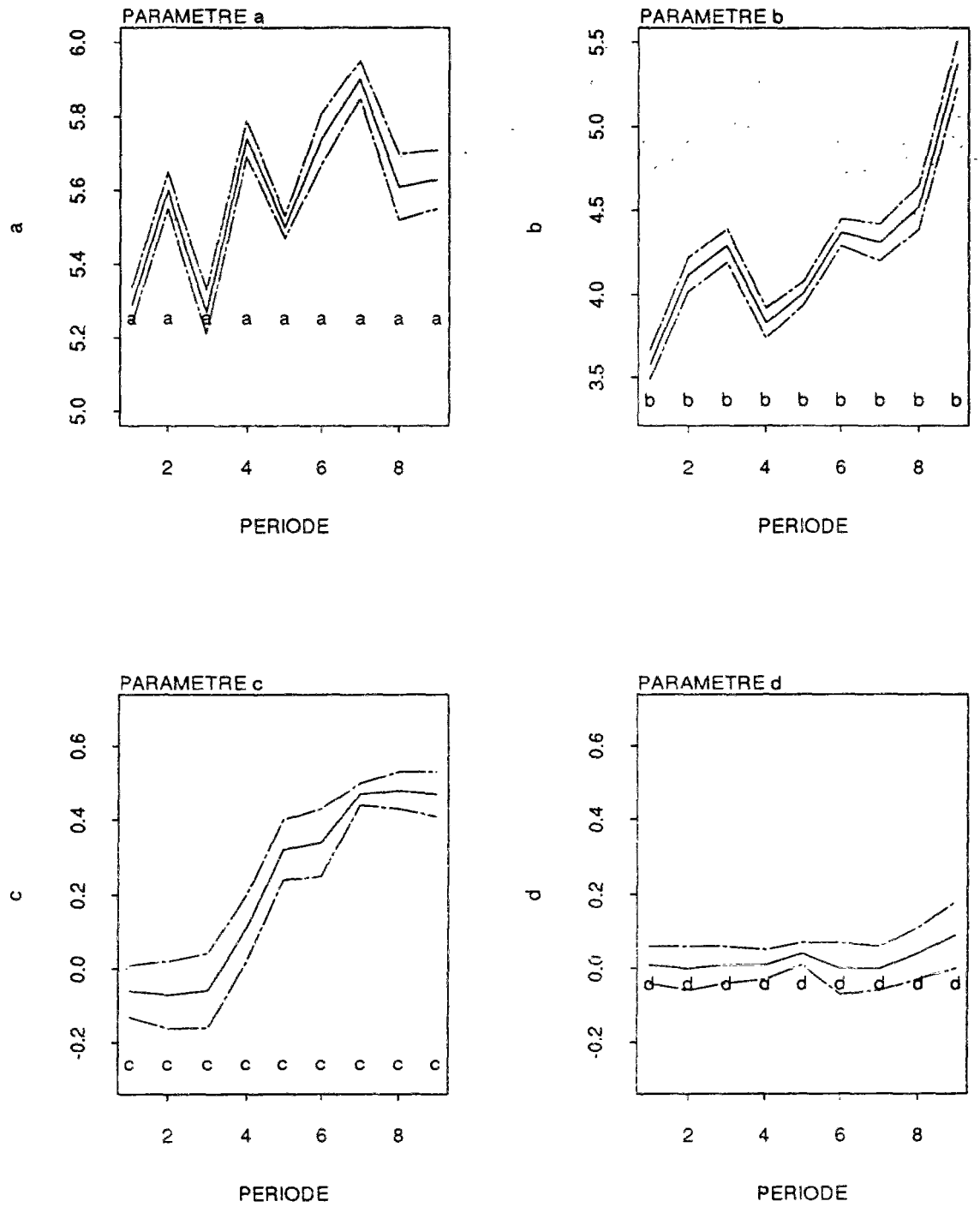
valeurs des paramètres obtenus à partir du calage sur la série synthetique [0,2*q.abc*]

écarts-types des paramètres obtenus à partir du calage sur la série synthétique [0,2*q.abc*]

légende des périodes :

1 : 1963-1965	2 : 1966-1968	3 : 1969-1971	4 : 1972-1974	5 : 1975-1977
6 : 1978-1980	7 : 1981-1983	8 : 1984-1986	9 : 1987-1989	

Fig. 6.27 - Paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - calage sur la série synthétique [0,2*q.abc*] 1963-1989, par période de 3 ans



——— valeurs des paramètres obtenus à partir du calage sur la série synthétique [0,2*p*0,3*q*.*abc*]
------ écarts-types des paramètres obtenus à partir du calage sur la série synthétique [0,2*p*0,3*q*.*abc*]

légende des périodes :

1 : 1963-1965	2 : 1966-1968	3 : 1969-1971	4 : 1972-1974	5 : 1975-1977
6 : 1978-1980	7 : 1981-1983	8 : 1984-1986	9 : 1987-1989	

Fig. 6.28 - Paramètres *a*, *b*, *c* et *d* - calage sur la série synthétique [0,2*p*0,3*q*.*abc*] 1963-1989, par période de 3 ans

6.6 - LA METHODE EG APPLIQUEE DANS LE CALAGE DE GR4J SUR DES SERIES DE DONNEES SYNTHETIQUES

Avec l'objectif d'essayer de détecter l'influence d'erreurs et de non-stationnarités synthétiques ajoutées à la série des données de l'Orgeval sur la forme de l'hypersurface de calage de GR4J, nous avons encore une fois appliqué la méthode EG. Deux séries des données synthétiques ont été utilisées dans cette étude, la série [0,2*pq*] et la série [*br.qtl*100]. La période étudiée dans les deux cas est toujours 1978-1980, ce qui doit faciliter les comparaisons avec les études du même genre développées dans le chapitre 5.

Le tableau 6.16 affiche le nombre de régions d'attraction et de maxima dans chacune de ces régions pour le calage de GR4J sur la série [0,2*pq*]. Le courbes d'isocritères pour cette série se trouvent dans l'annexe 6.4.

Tableau 6.16 - Méthode EG appliquée au modèle GR4J - Bassin versant de l'Orgeval période 1978-1980 - Résultats du calage sur la série synthétique [0,2*pq*]

sous-espace bidimensionnel	nombre de maxima locaux	localisation des régions d'attraction	*NASH* %
a-b	3	*a*:[5,32 ; 5,37] - *b*:[3,11 ; 3,16]	93,2
a-c	4	*a*:[5,37] - *c*:[-0,27 ; -0,21]	93,2
a-d	2	*a*:[5,37] - *d*:[-0,09 ; -0,07]	93,2
b-c	7	*b*:[3,11 ; 3,16] - *c*:[-0,27 ; -0,21]	93,2
b-d	4	*b*:[3,11 ; 3,16] - *d*:[-0,09 ; -0,07]	93,2
c-d	6	*c*:[-0,27 ; -0,21] - *d*:[-0,09 ; -0,07]	93,2
	5	*c*:[0,94 ; 0,96] - *d*:[-0,09 ; -0,07]	44,7
Résultats du calage de GR4J avec la méthode RL-GR4J sur la série 1978-1980 : intervalles d'un écart-type		*a*:[5,33 ; 5,41] *b*:[3,05 ; 3,19] *c*:[-0,27 ; -0,19] *d*:[-0,11 ; -0,03]	93,2

Quand on compare les courbes d'isocritère de l'annexe 6.4, avec celles concernant les données réelles pour la période 1978-1980 (voir fig. 5.14 à 5.20, dans le chapitre 5), on constate une très grande similitude de forme entre ces courbes. Il semble que les rapports entre les paramètres du modèle et la fonction critère utilisée dans son calage sont plus conditionnés par la structure du modèle, qui établit des relations à peu près stable entre les paramètres, que par la structure des erreurs présentes dans les données.

Néanmoins, quand on compare les résultats des calages sur les deux séries présentées dans le tableau 5.4, pour les données réelles et dans le tableau 6.16 pour les données synthétiques, on constate des différences. Essentiellement ces différences se situent au niveau du nombre de régions d'attraction et du nombre de maxima par région d'attraction.

En effet, le calage sur la série [0,2*pq*] révèle un nombre plus petit de régions d'attraction. Pour les sous-espaces bidimensionnels *a-b*, *a-c* et *a-d*, elles sont réduites à 1 et dans chacun de ces sous-espaces elles contiennent le maximum maximorum également identifié par la méthode RL-GR4J. Il ne reste que le sous-espace *c-d* qui contient toujours deux régions d'attraction.

Les régions d'attraction pour des valeurs très élevées du paramètre *a* ne sont plus présente dans le cas de la série [0,2*pq*]. Par contre, dans le sous-espace *c-d* on retrouve toujours une région d'attraction autour de *c* = 0,96.

Le nombre de maxima par région d'attraction a considérablement diminué, également, dans le cas des données de [0,2*pq*]. Comme on l'a déjà suggéré, cela peut vouloir dire que l'amplitude des bruits aléatoires introduits sur la série synthétique sans erreurs n'arrive pas à reproduire les mêmes perturbations que celles présentes dans les données réelles.

Nous avons aussi appliqué la méthode EG sur la série synthétique [*br.qtl*100], composée par les données réelles contaminées par l'addition d'une tendance linéaire sur les débits, selon l'équation 6.3 et le tableau 6.10. Les résultats de cet essai se trouvent dans le tableau 6.17, en ce qui concerne les régions d'attraction, et dans l'annexe 6.5, en ce qui concerne les courbes d'isocritère.

Tableau 6.17 - Méthode EG appliquée au modèle GR4J - Bassin versant de l'Orgeval période 1978-1980 - Résultats du calage sur la série synthétique [*br.qtl*100]

sous-espace bidimensionnel	nombre de maxima locaux	localisation des régions d'attraction	*NASH* %
a-b	5	*a*:[4,77 ; 4,87] - *b*:[2,67 ; 3,02]	85
	34	*a*:[7,04 ; 7,90] - *b*:[2,67 ; 3,17]	58
a-c	7	*a*:[4,82 ; 4,87] - *c*:[-0,15 ; 0,01]	85
	2	*a*:[4,97 ; 5,02] - *c*:[0,94]	49
	60	*a*:[6,99 ; 7,54] - *c*:[-0,21 ; 0,03]	58
a-d	5	*a*:[4,82 ; 4,87] - *d*:[-0,39 ; -0,31]	85
	2	*a*:[6,94 ; 6,99] - *d*:[-0,31 ; -0,29]	58
	3	*a*:[8,00] - *d*:[-0,05 ; -0,01]	60
b-c	11	*b*:[2,67 ; 2,92] - *c*:[-0,13 ; -0,01]	85
	24	*b*:[1,00 ; 3,02] - *c*:[0,94 ; 0,98]	[47 ; 49]
b-d	12	*b*:[2,72 ; 2,92] - *d*:[-0,39 ; -0,33]	85
c-d	16	*c*:[-0,15 ; -0,01] - *d*:[-0,39 ; -0,29]	85
	2	*c*:[0,94] - *d*:[-0,41 ; -0,29]	49
Résultats du calage de GR4J avec la méthode RL-GR4J sur la série 1978-1980 : intervalles d'un écart-type		*a*:[4,76 ; 4,90] *b*:[2,70 ; 2,96] *c*:[-0,15 ; -0,05] *d*:[-0,44 ; -0,24]	85

Dans le cas de la série [*br.qtl*100], on peut dire qu'elle reproduit *grosso modo*, en nombre et localisation des régions d'attraction, les résultats obtenus avec la série des données réelles. Le nombre de maxima locaux augmente un peu dans chaque sous-espace.

De plus, on constate un déplacement des courbes d'isocritère relatives à cette série synthétique (annexe 6.5), par rapport aux courbes de la série des données réelles, en fonction des effets sur les valeurs des paramètres de l'inclusion des non-stationnarités synthétiques sur les débits réels. Ces déplacements n'entraînent pas de changements significatifs de forme des ces courbes, quand on les compare avec celles obtenues par le calage sur les données réelles.

La valeur du critère de NASH relatif au calage de GR4J sur la série [*br.qtl*100] - période 1978-1980 - par la méthode EG ainsi que par la méthode RL-GR4J, ne change pas par rapport à la valeur que ce critère prend dans le cas du calage sur la même période en utilisant les données réelles. D'autre part, les deux méthodes de calage identifient le même maximum maximorum pour la série [*br.qtl*100].

6.7 - CONCLUSION

Dans ce chapitre nous avons mené une étude ayant pour objectif de tester l'aptitude du modèle GR4J à identifier des non-stationnarités synthétiques introduites sur les données du bassin versant de l'Orgeval. Nous avons également contaminé ces séries synthétiques avec des bruits aléatoires pour vérifier si ces perturbations seraient capables de masquer les non-stationnarités des séries synthétiques en ce qui concerne leur identification par GR4J.

Les résultats montrent que le modèle est capable d'identifier les non-stationnarités synthétiques d'une façon cohérente, en termes d'évolution des paramètres au cours du temps, ainsi qu'en termes d'évolution des variables hydrologiques.

Néanmoins, des bruits aléatoires introduits à la fois sur les pluies et sur les débits et qui se superposent aux non-stationnarités synthétiques sur les débits peuvent perturber l'identification des ces non-stationnarités par GR4J. L'importance des bruits aléatoires utilisées dans la contamination des séries synthétiques est proportionnelle à celle des résidus du modèle, quand il est calé sur les données réelles de l'Orgeval.

Nous avons également introduit des non-stationnarités sur les données réelles de l'Orgeval, en gardant la même structure des erreurs présentes dans cette série. Dans ce cas, nous constatons que les non-stationnarités se superposent aux tendances originales d'évolution des paramètres du modèle déjà identifiées dans le chapitre 4. On ne peut s'apercevoir de façon nette de l'existence de non-stationnarités qu'en confrontant l'évolution des paramètres ainsi obtenus avec l'évolution des paramètres obtenus par le calage de GR4J sur les données réelles. Par contre, quand on utilise la méthode des contrôles successifs les non-stationnarités deviennent plus visibles sur l'évolution des variables hydrologiques.

L'ensemble de ces résultats nous amène à croire que l'identification de changements sur la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant au travers d'un ME tel que GR4J n'est possible que quand ce changement est très significatif. Il faut que les changements apparaissent de façon nette, par des tendances ou des sauts qui vont au delà des incertitudes typiques de la modélisation pluie-débit en hydrologie, sachant que ces incertitudes peuvent être élevées.

Par exemple, en utilisant une série synthétique contaminée uniquement par des erreurs aléatoires sur les pluies et les débits de l'ordre de grandeur des résidus du calage de GR4J, nous avons produit des incertitudes d'approximativement 20% sur les volumes calculés et de 20% à 40% sur les crues calculées.

D'autre part, comme nous avons déjà eu l'occasion de le souligner plusieurs fois, les résultats de l'ensemble des essais réalisés ici confirment également la nécessité impérative d'utiliser un ou plusieurs bassins témoins comme référence d'évolution naturelle de la relation pluie-débit dans le contexte climatique du bassin pour lequel il est question d'une non-stationnarité d'origine anthropique.

Nous avons, en plus, construit des séries synthétiques à partir de l'utilisation de GR4J, en faisant varier les paramètres du modèle au cours du temps. Cela a permis de réaliser des essais d'identification des tendances quand on introduit des bruits aléatoires sur les séries synthétiques ainsi obtenues, de façon similaire à ce que l'on a fait pour les séries synthétiques construites par introduction de non-stationnarités directement sur les données. Les résultats obtenus dans ces derniers essais confirment ceux obtenus dans les essais précédents.

D'autre part, le fait de construire des séries synthétiques en faisant varier les paramètres du modèle nous a permis également de réaliser une étude sur l'influence de l'évolution des paramètres sur les variables hydrologiques, quand ils sont pris individuellement. Cette étude reprend, en effet, une démarche déjà réalisée par MAKHLOUF (1994) dans différents contextes climatiques en France.

L'étude qui nous avons réalisée concerne le bassin de l'Orgeval. Elle demeure plutôt qualitative et exploratoire, et malgré cela elle permet de mieux interpréter les conséquences de changements dans la relation pluie-débit sur l'évolution des paramètres.

Nous avons aussi étudié certains cas d'influence de l'évolution des paramètres sur les variables hydrologiques, quand ils sont modifiés par couple. Ces essais nous ont permit de constater un degré élevée d'indépendance entre les paramètre. Chaque paramètre semble ainsi jouer un rôle précis dans la structure du modèle, sans trop influencer l'action des autres paramètres. Il s'agit d'un résultat attendu, étant donné que le modèle ne comporte que 4 paramètres.

En principe, un tel résultat est rassurant quant à la possibilité d'identifier des changements sur la relation pluie-débit à l'échelle d'un bassin versant au travers de l'évolution des paramètres de GR4J, au cours du temps, selon la méthode que nous proposons dans le chapitre 4. Néanmoins, il faut être prudent à ce sujet, car les autres essais réalisés dans le présent chapitre montrent que des erreurs sur les données hydrologiques constituent des sources importantes d'incertitudes, capables de rendre difficile l'application de la méthode.

Chapitre 7

CHAPITRE 7

L'Identification de Non-stationnarités sur de Données Réelles

7.1 - INTRODUCTION

Dans le chapitre 4 nous avons identifié un comportement non-stationnaire des paramètres du modèle GR4J au cours du temps et en fonction de la période de calage choisie, à l'intérieur d'une série de données hydrologiques longue de 27 années. Ces données proviennent du bassin versant de l'Orgeval, un bassin expérimental géré par le CEMAGREF. Il s'agit donc d'un bassin observé soigneusement, équipé d'un réseau dense de récolte de données hydrologiques et dont la qualité de l'information produite est assurée.

Dans le chapitre 5 nous avons évalué le risque d'interpréter comme comportement non-stationnaire du modèle le changement des valeurs des paramètres à imputer à un mauvais calage, c'est à dire le risque de se trouver sur un maximum secondaire dans l'hypersurface de calage. Les conclusions de ce chapitre indiquent que tel n'est pas le cas. Nous avons également calé le modèle en utilisant des familles de transformation des débits selon la formulation proposée par BOX et COX (cité par KOTTEGODA, 1980). Les résultats de ces essais confirment la non-stationnarité des paramètres du modèle, comme décrit dans le chapitre 4.

Ainsi, le bassin de l'Orgeval n'ayant pas subi de changements significatifs d'occupation du sol ou des aménagements hydrauliques importants au cours de ces 27 années, la non-stationnarité des paramètres semble n'être imputable qu'à la variation climatique naturelle existante dans les séries de données hydrologiques et à des changements dans la relation pluie-débit comme conséquence d'une telle variation.

Au cours du chapitre 6 nous avons évalué l'aptitude de GR4J à identifier des non-stationnarités synthétiques introduites sur des séries de données hydrologiques. Les conclusions de ce chapitre indiquent que le modèle est capable de les identifier au travers de l'évolution des valeurs des paramètres ainsi qu'au travers des variables hydrologiques, au cours du temps. Cependant, les erreurs de nature aléatoire superposées sur les séries de données hydrologiques que nous avons construites peuvent rendre cette tâche difficile.

Dans le présent chapitre nous considérons le problème de savoir si un changement intervenu dans le bassin versant, au niveau de l'occupation du sol ou au travers d'aménagements divers, est identifiable par le modèle GR4J, sur des cas réels. Ou encore, quel serait le niveau d'intervention sur le bassin versant capable de produire sur les paramètres du modèle un changement plus important que celui de la variation climatique au cours du temps.

Comme nous avons déjà eu l'occasion d'en discuter dans le chapitre 4, les impacts d'actions anthropiques sur un bassin versant demeurent très dépendants d'un nombre élevé de facteurs de différentes natures. Ce sont des exemples de tels facteurs, les caractéristiques

morphologiques (la taille du bassin ou la densité de drainage) ainsi que différents types de sols, de couverture végétale et d'occupation humaines préalables à l'intervention anthropique que l'on étudie à un moment donné[1].

De plus, on doit prendre ces facteurs en compte à partir d'une perspective historique. Il est bien clair que pour pouvoir reconnaître un certain changement de la relation pluie-débit comme étant le résultat d'une intervention humaine sur le bassin versant il est impératif de pouvoir caractériser un état antérieur de cette relation, supposé naturel ou tout au moins peu changé. Dans des régions longuement et intensément soumises à l'occupation humaine, un état naturel n'est généralement plus retrouvable et différents effets anthropiques peuvent se superposer.

Cela nous amène à conclure qu'un cadre bien défini et surtout quantitatif pour la généralisation des résultats concernant le domaine d'application d'un modèle empirique tel que GR4J pour des conditions de non-stationnarité d'origine anthropique ne serait envisageable qu'à partir d'un très grand échantillon de cas, couvrant différents types d'intervention sur différents bassins versants et de différentes ampleurs. Un tel échantillon reste à constituer.

Nous étudions ici deux cas réels d'effets d'activités anthropiques sur la relation pluie-débit. L'un des cas concerne les conséquences du drainage agricole et l'autre cas les effets des incendies de forêt. Cinq bassins ont été utilisés dans l'étude, trois d'entre eux étant des bassins témoins. Tous les bassins sont expérimentaux, trois étant suivi depuis plus de 25 années. Les cinq bassins sont gérés par le CEMAGREF. Le CEMAGREF - groupement de Lyon à mis au point la recherche expérimentale sur le drainage agricole et le CEMAGREF - groupement d'Aix-en-Provence gère les trois bassins où un incendie de forêt a eu lieu en 1990.

L'étude des effets du drainage agricole sur le bassin cité ci-dessus a été objet d'un D.A.A. de l'ENSAR, dont le stage a été réalisé au CEMAGREF - Groupement de Lyon (GAZULL, 1987) et d'un D.E.A. (Diplôme d'Etudes Approfondies) de l'ENGREF, de l'ENPC et de l'Université de Paris XII, dont le stage a été réalisé au CERGRENE (DANTAS DE AQUINO, 1992).

Dans son stage, Mlle. DANTAS DE AQUINO a été encadrée par Mr. Claude MICHEL, Enseignant Superviseur, et par Mr. Nilo NASCIMENTO, Maître de Stage. Elle utilise dans son travail le modèle GR4J, dans une version antérieure à celle décrite ici, à la fin du chapitre 3. Dans le présent travail, nous utilisons la version actualisée de GR4J, ainsi qu'une méthodologie un peu différente de celle utilisée par DANTAS DE AQUINO (1992), comme on aura l'occasion de le spécifier au cours des prochains paragraphes.

Le cas de l'incendie de forêt dans la région méditerranéenne est l'objet de plusieurs études au centre du CEMAGREF - Groupement d'Aix en Provence, ainsi que dans le cadre de coopérations internationales (*e.g.* : LAVABRE, SEMPERE TORRES et CERNESSON, 1993 ; BEVEN *et al.*, 1994 ; SEMPERE TORRES, URBANO et LAVABRE, 1994 ; SHEFFIELD *et al.*, 1994).

[1]Pour une synthèse du rôle joué par tels facteurs dans l'étude de l'impact d'actions anthropiques sur la relation pluie-débit, voir ARNELL (1989).

7.2 - LES IMPACTS DU DRAINAGE ET DE L'ASSAINISSEMENT AGRICOLE SUR LA RELATION PLUIE-DEBIT

Selon OBERLIN (1981) le drainage agricole est l'opération d'aménagement consistant à favoriser le ressuyage des sols par un réseau de drains enterrés reliés à des collecteurs eux-mêmes enterrés. L'assainissement agricole, par contre, est l'opération consistant à créer ou développer un réseau de fossés à ciel ouvert où l'écoulement des eaux se fait à l'air libre. Ces émissaires de surface recueillent les eaux de drainage et les eaux de ruissellement et assurent leur écoulement jusqu'à un cours d'eau (figure 7.1).

Cependant, parfois l'assainissement agricole aussi bien que le drainage sont des termes utilisés indifféremment pour désigner toutes les techniques de ressuyage des sols en milieu agricole. Dans le présent travail, le terme drainage sera donc considéré dans un sens plus général. Nous spécifierons le type de drainage quand nécessaire.

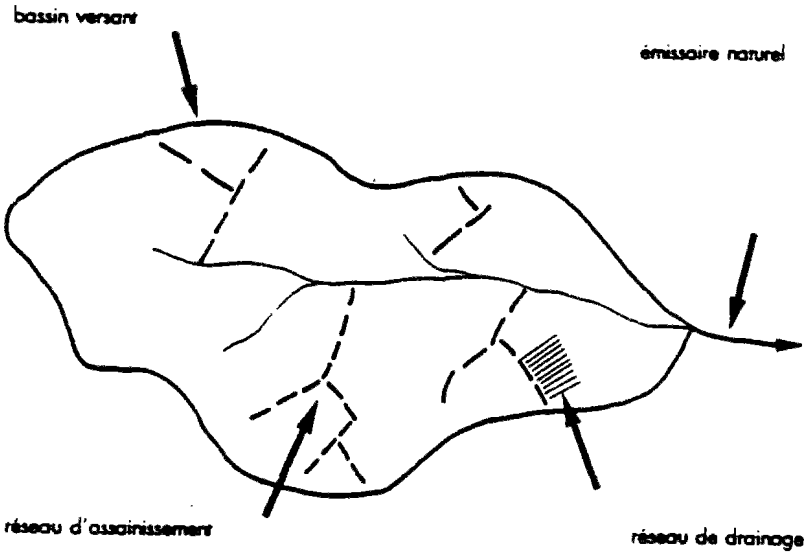


Fig. 7.1 - Le drainage agricole dans le bassin versant (ARLOT, 1992)

Le drainage agricole est réalisé en ayant différents objectifs. On peut citer, entre autres, celui de promouvoir une meilleure aération des racines des plantes facilitant l'absorption de nutriments et un enracinement plus profond ; celui d'augmenter l'adéquation des sols à une plus large variété des plantes ; celui d'uniformiser la productivité des terrains ; celui de rendre accessibles aux machines agricoles des sols trop humides et donc peu résistants à la pression ; celui de réduire les maladies transmissibles par l'eau aux animaux en élevage ; etc.

En termes de pratiques agricoles, le drainage est vu aussi comme un moyen de limiter le lessivage en permettant une meilleure valorisation des ressources minérales du sol, en facilitant les interventions culturales au bon moment et en autorisant le choix de systèmes de culture adaptés.

Différentes techniques peuvent être employées pour la réalisation du drainage. Le choix des techniques dépend de caractéristiques de la surface à drainer, telles que le type de sols et son humidité ; des objectifs spécifiques du drainage et des moyens techniques et financiers mis à disposition pour le réaliser.

Les techniques les plus communes sont le drainage par fossés et le drainage enterré. Le drainage par fossés est plus ancien et meilleur marché que le drainage enterré ; il a cependant l'inconvénient de partager le terrain en petites surfaces, ce qui peut rendre difficile l'utilisation des machines agricoles. Par contre, des fossés peuvent êtres construits dans les limites des terrains drainés, acheminant vers les cours d'eau les eaux drainées soit par du sous-solage ou du drainage taupe à l'intérieur des terrains.

Le drainage enterré est réalisé à la machine, en posant des drains annelés en PVC dans la zone saturée du sol, au dessous de la nappe phréatique, d'une façon telle à permettre le drainage gravitaire des eaux considérées comme étant au delà de la capacité au camp. Les drains plus anciens sont faits en tuyaux céramiques. Ces drains sont en général régulièrement espacés et débouchent dans un collecteur qui, à son tour, débouche dans des fossés ou dans des canaux de drainage. L'espacement des drains dépend du type de sol et varie généralement de 10 m, dans le cas des sols argileux, à 40 m dans le cas des sols plus perméables.

7.2.1 - La polémique concernant les conséquences du drainage agricole sur la relation pluie-débit

Probablement, en raison du manque d'études et d'observations suffisantes, en durée et en nombre, la connaissance des effets du drainage sur le cycle hydrologique est encore fragmentaire, ce qui est à l'origine d'une polémique concernant la nature de ces effets. Ainsi, il est fréquent que l'on attribue au drainage agricole des conséquences contradictoires sur la relation pluie-débit.

ROBINSON (1990) fait une synthèse des principaux arguments de cette polémique, en particulier dans le contexte anglo-saxon, concernant l'effet du drainage sur les crues[2]. Il classe ces arguments en 5 aspects qu'il appelle théoriques, car généralement ils ne sont pas soutenus par des vérifications expérimentales, à savoir :

a L'effet de l'augmentation de la densité de drainage : Etant donné qu'une corrélation positive existe entre les pics des crues et les densités de drainage naturels, dans un bassin versant, certains auteurs pensent qu'une augmentation de la densité de drainage causé par la pose de drains doit, elle aussi conduire à une augmentation des crues. Dans le cas des drainages naturels, cela est dû au fait que les écoulements sont plus rapides dans les cours d'eau que le ruissellement de surface. D'autres auteurs pensent

[2]On trouve dans cet ouvrage l'ensemble des références bibliographiques concernant les hypothèses ci-dessous ainsi qu'une synthèse des quelques travaux expérimentaux pour la plupart réalisés dans le Royaume-Uni, jusqu'au début des années 80.

que jusqu'à un certain niveau de drainage artificiel, l'analogie avec le drainage naturel n'est pas valable, car les drains artificiels éliminent le ruissellement et une diminution des crues doit en résulter.

b Capacité de stockage du sol : Selon ROBINSON (1990), il y a un accord, au moins en théorie, comme quoi le type de sol joue un rôle important sur l'effet du drainage sur les crues. Dans le cas des sols poreux, le drainage augmenterait la capacité de stockage du sol en raison de l'abaissement de la nappe, conduisant à une réduction des crues. Malgré la reconnaissance de la nécessité d'étude plus approfondies dans le cas des sols peu perméables, certains auteurs ont le sentiment que le drainage peut ici conduire à une augmentation des crues.

c Intensité, volume et durée de la pluie : Si l'on admet que le drainage augmente la capacité de stockage du sol, on est conduit à conclure que pour toutes les pluies dont le volume est inférieur à cette capacité agrandie, il y aurait une réduction des crues. Le drainage serait sans effet sur les crues originaires d'événements pluvieux dont le volume dépasse la capacité de stockage du sol, ou dont l'intensité dépasse le taux d'infiltration préexistant. Néanmoins, ROBINSON (1990) souligne que le drainage peut entraîner des changements des pratiques agricoles capables d'influencer le taux d'infiltration et la capacité de stockage d'eau en surface.

d Type de drainage : Il est normalement accepté que le drainage souterrain conduit à un plus grand stockage d'eau dans le sol, tandis que le drainage par fossés faciliterait l'écoulement des eaux de ruissellement. Dans le premier cas, on aurait une réduction des crues par effet de routage et dans le deuxième cas, on aurait une augmentation des crues due à l'arrivé plus rapide des eaux de ruissellement dans les cours d'eau.

e Extension et localisation du réseau de drainage : ROBINSON (1990) cite des travaux qui affirment que les réseaux de drainage plus développés conduisent à des crues plus importantes en cas de fortes pluies. La localisation du réseau jouerait un rôle en faisant coïncider des écoulements qui à l'origine seraient décalés dans le temps.

Dans le contexte français, des recherches conduites par le CTGREF et ensuite par le CEMAGREF à partir des années 70, sur des bassins expérimentaux ont permis une synthèse des effets du drainage agricole sur différents aspects du cycle hydrologique.

Selon OBERLIN (1981), dans la surface drainée jusqu'à la tête du réseau d'assainissement l'effet principal du drainage correspond à celui pour lequel il a été conçu, c'est à dire, une diminution de l'écoulement superficiel au profit de l'écoulement infiltré. On peut prévoir donc une réduction de l'érosion du sol, pour des crues faibles et moyennes. Pour les très faibles crues on peut avoir un effet de ressuyage excessif du sol. En aval, si le réseau d'assainissement est surdimensionné, il accélérera le transit des débits, pouvant augmenter légèrement les pointes de crue. Si, par contre, le réseau d'assainissement est calculé pour les crues de dimensionnement du drainage, les crues plus rares seront laminées par débordement du réseau.

GAZULL (1987) souligne l'influence du degré de saturation du sol sur les effets du drainage. Selon lui les crues d'hiver en général fortes, ne se trouvent pas réellement aggravées, tandis que les crues moyennes ou faibles d'automne et de printemps prennent beaucoup plus d'ampleur tout en restant inférieures (débit de pointe, etc.) aux crues d'hiver.

Le volume d'écoulement direct des crues est augmenté par le drainage, dans presque tous les cas, si le sol est humide. En régime moyennement sec, il peut se produire une diminution du volume d'écoulement grâce à une capacité d'absorption en eau augmentée par le ressuyage du sol par les drains (OBERLIN, 1981).

D'autres paramètres affectés par le drainage, en plus de ceux cités ci-dessus, sont encore pris en compte par OBERLIN (1981), tels que le temps de montée et la durée des crues. On peut espérer une réduction du temps de montée pour les faibles et moyennes crues, en zone de pente élevée. Il est probablement diminué en zone de faibles pentes, pour des crues moyennes. Cette diminution peut s'aggraver à l'aval si le réseau d'assainissement est surdimensionné. S'il y a laminage, ce temps augmente, même pour les crues moyennes. Les crues faibles et moyennes seront plus longues à l'amont. Le même effet sur les durées de crue est attendu si le réseau d'assainissement est à capacité limitée.

L'influence du drainage sur l'alimentation des nappes souterraines paraît, dans l'état actuel des connaissances, assez souvent négligeable : les terres hydromorphes se caractérisent par un plancher imperméable qui limite, avec ou sans drainage, les infiltrations vers la profondeur.

Encore au Royaume-Uni, ROBINSON (1990) a réalisé une étude sur les effets du drainage sur le cycle hydrologique, en combinant l'analyse des résultats de différents travaux expérimentaux et l'utilisation de la modélisation hydrologique, à l'échelle de la parcelle drainé et à l'échelle du bassin versant. Il a travaillé sur les données provenant de 8 sites expérimentaux en ce qui concerne les parcelles et sur 5 bassins versants, pour ce qui concerne les effets du drainage et des travaux dans les cours d'eau. Les conclusions de ROBINSON (1990), pour les effets du drainage à l'échelle du bassin versant sont :

a L'amélioration du système naturel de drainage du bassin (nettoyage et même agrandissement de cours d'eau) qui généralement suit les travaux de drainage agricole conduit, à l'échelle du bassin versant, à une atténuation des effets de réduction des crues apportés par le drainage agricole lui même. On peut escompter une aggravation des débits maxima des crues, comme conséquence de l'augmentation des vitesses d'eau dans les cours d'eau et de la réduction de l'effet de laminage par débordement.

b Il n'est pas nécessairement correct, donc, d'affirmer que le drainage agricole ne joue pas un rôle sur les débits à fréquence rare, car les améliorations apportées au réseau de drainage naturel, ainsi que l'augmentation artificielle de la densité de drainage du bassin peuvent faciliter l'écoulement superficiel et aggraver les crues.

c Le drainage agricole affecte les temps caractéristiques des crues mais semble ne pas avoir d'influence sur les volumes de crue.

d Le drainage augmente les écoulements de base. Une réduction de l'évaporation du sol peut aussi être attendue, en raison des surfaces plus sèches des sols. Une légère augmentation des volumes annuels à la sortie du bassin peut être ainsi un effet du drainage, encore que nuancé par le fait d'une augmentation de l'évapotranspiration par les plantes.

De plus, *il faut considérer l'histoire de l'occupation du sol du bassin versant au moment d'analyser l'évolution des débits au cours du temps ; même un bassin apparemment*

'stable' n'ayant subi que de changements peu importants dans l'occupation des sols peut présenter des changements dans la relation pluie-débit (ROBINSON, 1990). Cette observation est en accord avec nos conclusions concernant l'application du modèle GR4J dans le contexte du bassin versant de l'Orgeval, comme décrit dans les chapitres 4 et 5.

SEUNA (1989), dans un rapport de synthèse édité par l'UNESCO (ARNELL, 1989) au sujet des effets de différentes activités anthropiques sur l'hydrologie met en évidence quelques effets du drainage enterré sur la relation pluie-débit, selon la saison, dans le contexte d'un bassin versant soumit à de l'enneigement prolongé, en Finlande. Il rapporte que l'écoulement de surface, dans le bassin versant Hovi, un bassin essentiellement occupé par des activités agricoles et dont le sol est très argileux, a presque disparu après le drainage.

Dans ce bassin, seulement 23% de l'écoulement annuel total, en moyenne, après le drainage, est de l'écoulement de surface. Néanmoins, au printemps, quand a lieu la fonte de neige, l'écoulement de surface représente 44% du volume total d'écoulement journalier et il représente 62% des pointes des crues. De plus, le drainage a augmenté l'écoulement total annuel de 15%, celui du printemps de 12% et a multiplié l'écoulement d'étiage par un facteur 2 ou 3. Le débit maximum en été a été réduit de 36%, tandis qu'au printemps il a subi une réduction de seulement 4%. Mêmes si les conclusions de cette étude ne sont pas en contradiction avec les résultats rapportés ci-dessus, pour les contextes français et britannique, il met en évidence le rôle joué par le climat et la saison sur les effets du drainage agricole.

Dans un travail récent, IRITZ, JOHANSSON et LUNDIN (1994) étudient des cas de drainage de forêts sur 5 petits bassins versants, en Suède et sur 1 bassin versant en Finlande. Les surfaces des bassins se situent entre 0,2 et 5 km^2 et les surfaces drainées en rapport avec la surface totale du bassin varient entre 0 (bassin témoin) et plus de 50%.

Avec l'objectif de détecter les effets du drainage de forêts sur un certain nombre des variables hydrologiques, telles que le pic des crues, le volume d'écoulement et le temps de montée ils utilisent essentiellement deux méthodes : celui du bassin témoin et celui de la modélisation hydrologique.

Dans le premier cas, l'étude est faite par l'établissement d'équations de régression linéaire entre les débits journaliers des bassins drainés, avant drainage et après drainage, avec les débits journaliers des bassins témoins. On ne considère que les périodes de crue. On compare ensuite les résultats graphiques et numériques des régressions et on en déduit les effets attribués au drainage. IRITZ, JOHANSSON et LUNDIN (1994) concluent que de tels effets varient selon le niveau de l'eau souterraine au moment où les crues ont lieu. Ils observent une réduction dans la pointe des crues qui est d'autant plus importante que le niveau de l'eau souterraine est bas. Ainsi, on peut attendre comme conséquence du drainage, une réduction de 25% sur le pic des crues à la suite d'une longue période sèche, tandis que cette réduction variera entre 0 et 15%, à la suite d'une période humide.

Dans le deuxième cas, un des modèles utilisés est un modèle conceptuel développé par l'Institut Suédois de Météorologie et d'Hydrologie et, ensuite modifié par BERGSTRÖM *et al.* (1985) et par BERGSTRÖM et LINDSTRÖM (1992), cités par IRITZ, JOHANSSON et LUNDIN (1994), le modèle HBV/PULSE. L'autre modèle utilisé est le Système Hydrologique Européen, le SHE, développé en coopération par la SOGREAH, l'Institut d'Hydrologie du Royaume-Uni et l'Institut Danois d'Hydraulique.

Cependant, le cadre de l'étude n'est pas comparatif en ce qui concerne les deux modèles employés. Le modèle SHE est calé sur un bassin versant et ensuite utilisé dans une étude de sensibilité des variables hydrologiques à des changements sur le réseau de drainage. Les auteurs reconnaissent que les résultats obtenus sont intéressant mais de validation difficile.

Le modèle HBV/PULSE a été calé sur deux cas de drainage, pour des périodes avant et après drainage. Dans un des cas, seulement 14% du bassin versant a été drainé et des effets du drainage tout à fait marginaux ont été détectés. Les auteurs ont observé une petite réduction sur les crues en été et aucun changement sur les crues les plus importantes en hiver. Le niveau de la nappe simulé par le modèle montre un abaissement de 0,3 m en accord, selon les auteurs, avec les données mesurées.

Dans un autre cas, où le drainage touche 40% de la surface du bassin, le modèle détecte des changements plus significatifs sur les crues et les étiages, qui augmentent après le drainage. Selon les auteurs, ces résultats sont en accord avec une étude antérieure en utilisant un bassin témoin.

IRITZ, JOHANSSON et LUNDIN (1994) attribuent leurs résultats parfois contradictoires obtenus par les trois méthodes différentes sur des situations similaires à l'inadéquation des données de terrain et au manque de précision des méthodes existantes aujourd'hui pour aborder ce genre de problème.

7.3 - LES IMPACTS DU DRAINAGE ET DE L'ASSAINISSEMENT AGRICOLE SUR LA RELATION PLUIE-DEBIT : un cas d'étude vu par GR4J

Nous appliquons ici la méthodologie décrite dans le chapitre 4 pour l'identification des effets anthropiques sur la relation pluie-débit, à l'échelle du bassin versant, en utilisant un modèle GR4J, à un cas de drainage agricole.

7.3.1 - Le site

Le bassin versant expérimental du Ru du Four (ou Ru de Saint-Fiacre) à Ronchères (commune de Saint-Fargeau) est situé dans le département de l'Yonne (89). Il s'agit d'un bassin de faible superficie (740 ha) équipé par le CEMAGREF, avec l'objectif d'étudier les impacts de l'assainissement et du drainage agricole sur l'hydrologie et sur la qualité des eaux[3].

Le climat de la région étudiée se caractérise comme océanique atténué, frais et humide. Les précipitations moyennes annuelles sont de l'ordre de 830 mm à Saint-Fargeau (4 km au sud-ouest de Ronchères), concentrées sur les mois de Janvier, Mai, Août et Novembre, le mois le plus arrosé étant celui de Décembre.

D'une façon générale, les formations géologiques du bassin versant correspondent aux premières auréoles du crétacé du Bassin Parisien, avec les argiles, les sables et les niveaux crayeux du crétacé inférieur. Le bassin de Ronchères se trouve entièrement situé sur ces terrains crayeux (craie du Cénomanien et du Turonien).

[3] L'essentiel des renseignements sur ce bassin dont nous faisons une synthèse ci-dessous proviennent de GAZULL (1987). Ces descriptions ont été également reprises par DANTAS DE AQUINO (1992).

Selon les profils topographiques, les 740 ha de la région étudiée présentent une forme allongée de direction SE-NW, avec une longueur de 4,5 km et une largeur constante comprise entre 1,2 et 2,2 km (fig. 7.2). Selon GAZULL (1987), *le bassin se présente comme un vallon aux pentes douces dont les altitudes varient depuis 225 m à son exutoire au niveau du CD 965 jusqu'à 283 m à son extrémité sud-est.* La pente moyenne du thalweg est de 1,1% et la pente moyenne des versants est de 2%.

D'après les sondages effectués dans le bassin versant et plus particulièrement concentrés sur les zones dont le drainage a été envisagé, les types de sols ou complexes de sols sont:

a Sols limoneux lessivés hydromorphes: sols de structure fragile et peu développés avec une mauvaise perméabilité dans les horizons moyens. Les horizons inférieurs très argileux ont aussi une mauvaise perméabilité. Dans la période humide on observe un engorgement dans les horizons supérieurs.

b Complexe de sols limoneux sur argile à silex: une prédominance majoritaire de ce type de sol est observée dans le bassin. Ils sont présents dans les horizons argileux peu perméables à des profondeurs variant de 40 à 80 cm.

c Complexe de sols alluvio-colluviaux: il est prédominant dans les thalwegs et en bas de pente. Ces sols sont limoneux en surface et argilo-sableux dans les horizons moyens.

d Sols limoneux sur argile sableuse: ce type de sol est rencontré à l'amont du bassin, sous forêt. Ce sont des sols limoneux sur "argile à silex".

En ce qui concerne l'occupation du sol, environ 40% de la superficie totale du bassin est occupée par des bois qui sont concentrés dans la partie amont du bassin (fig. 7.3). D'après GAZULL (1987), la partie aval du bassin est dominée par les prairies (25%), les cultures de céréales (26%), le colza (4%), les plantes fourragères (3%) et le cassis (2%).

Les premiers travaux de drainage dans le bassin versant ont été réalisés dans la période de Septembre à Novembre de 1983. La surface totale drainée est de 50 ha, soit 8,2% de la surface du bassin. Le drainage est constitué par des fossés et des collecteurs. Les mesures hydrologiques dans le bassin ont été réalisées pendant une période de 6 années (1981-1986) dont 3 années font suite au drainage. Les équipements installés dans le bassin versant et dans la parcelle drainée sont décrits dans les tableaux 7.1 et 7.2.

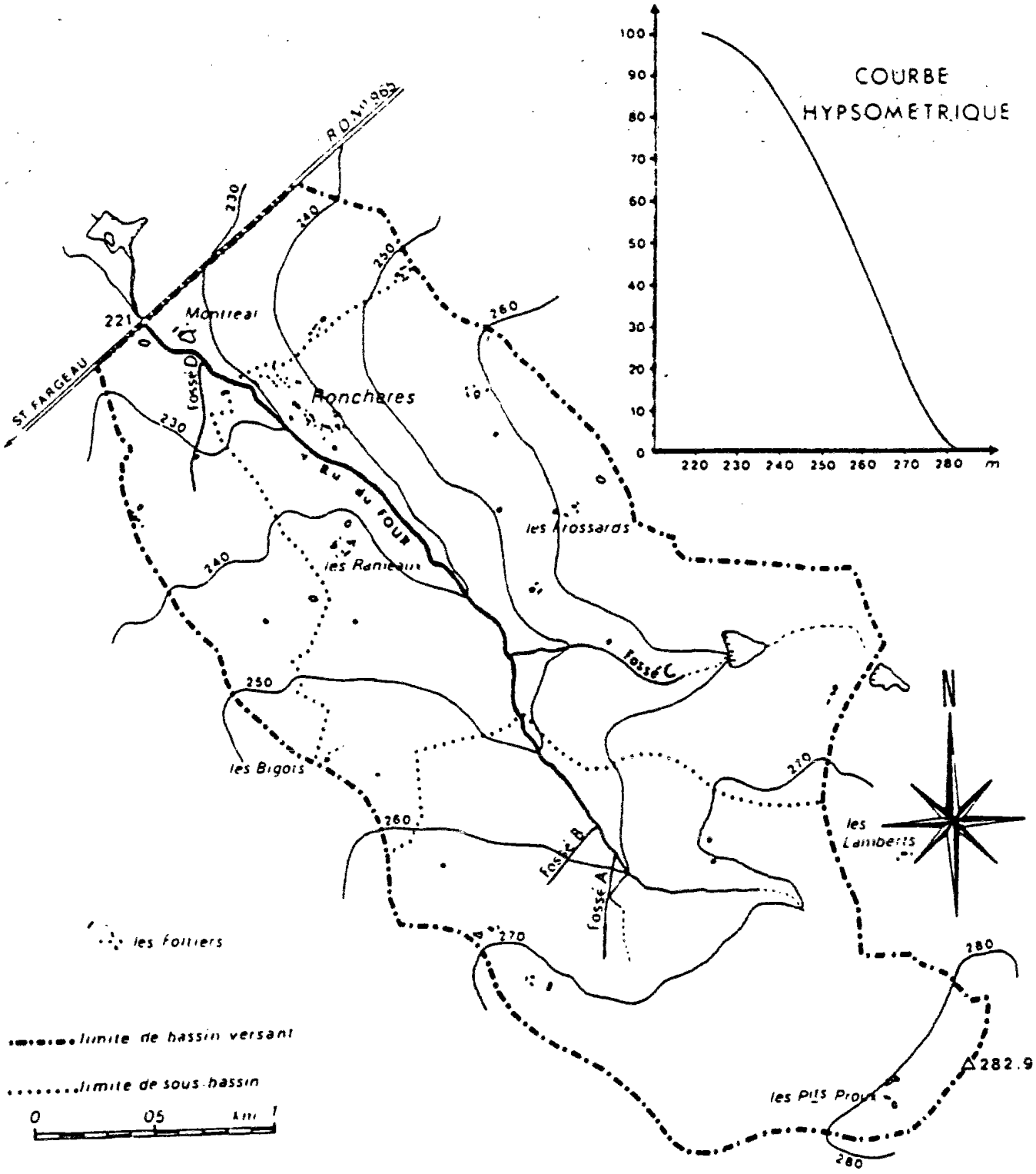


Fig. 7.2 - Carte oro-hydrographique (d'après GAZULL, 1987).

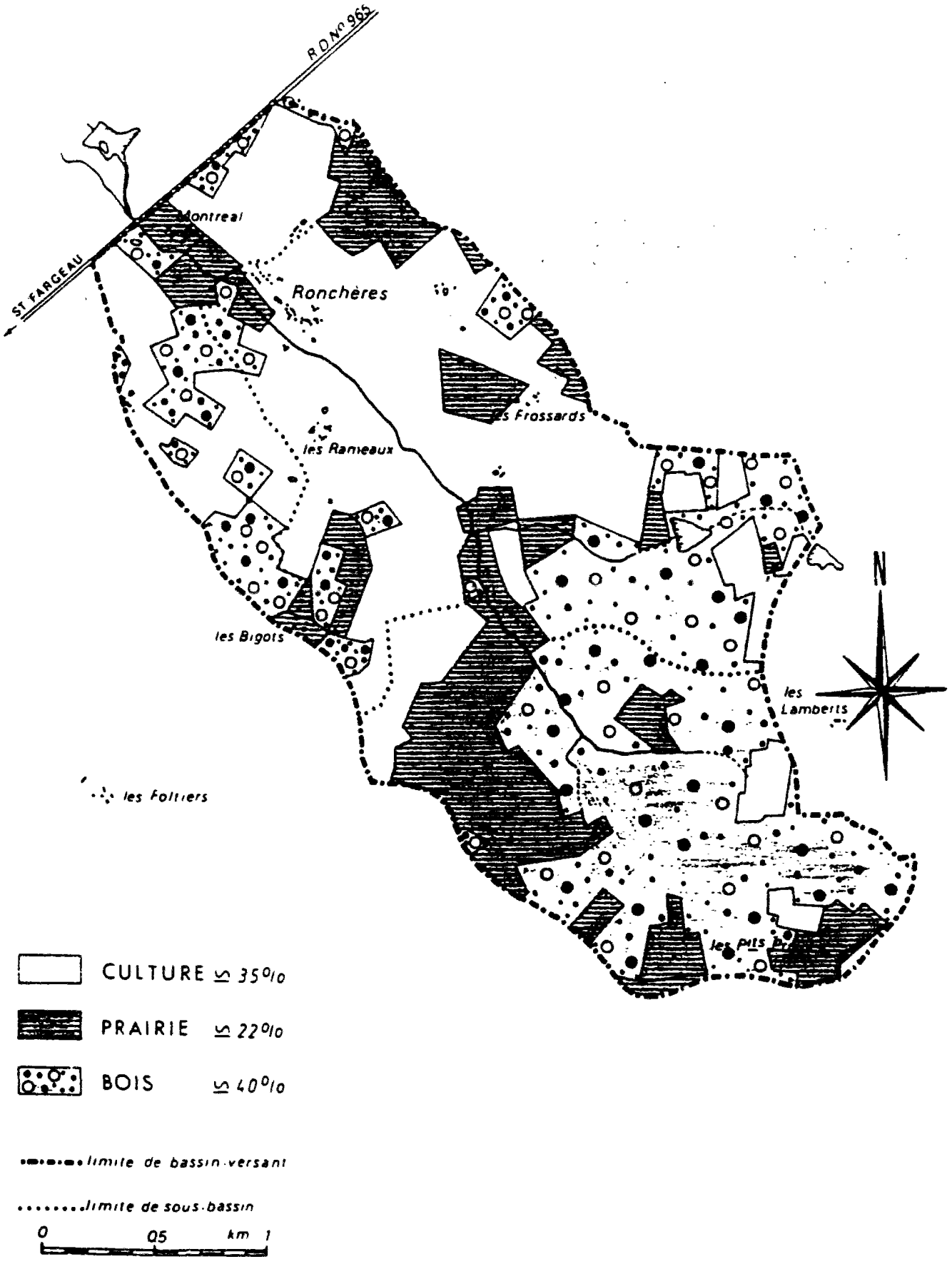


Fig. 7.3 - Carte d'occupation du sol (d'après GAZULL, 1987).

Tableau 7.1 - Réseau Hydrométrique - bassin versant (d'après GAZULL, 1987)

type	appareil ou opération	mesures - analyses	début	fréquence
pluviometrie	pluviographe	hauteurs de pluie instantanées	03/1980	enr. continu
	7 pluviomètres	hauteurs de pluie journalières	06/1981	rel. journ.
hydrometrie	station de jaugeage de Rocheres (605 ha)	niveau d'eau et jaugeage	12/1979	enr. continu
	station de jaugeage de Perriaux (268 ha)	niveau d'eau et jaugeage	12/1980	enr. continu
	station de jaugeage de Montreal (740 ha)	niveau d'eau et jaugeage	03/1981	enr. continu
qualité	préleveur automat. de Rocheres	conductivités, nitrates, ortophosphates, potasses	05/1980	prél. toutes les 8 heures
	prélevements manuels à la statation de jaugeage de Perriaux	calcium, nitrates, nitrites, azote ammoniacal, azote kjeidhal, magnésium, potasse, conductivité, orthophosphates, matières en suspension, phosphore total	04/1982	prélevements intantanés toutes les 3 semaines
	prélevements manuels au droit du préleveur de Rocheres	idem plus bore, calcium et magnésium	04/1982	prélev. intant. toutes les 3 semaines
	prélevements manuels à la statation de jaugeage de Montreal	orthophosphates, phosphore total, bore, calcium et magnésium	04/1982	prélev. intant. toutes les 3 semaines

Tableau 7.2 - Réseau Hydrométrique - parcelle drainée (d'après GAZULL, 1987)

pluviometrie	pluviographe	hauteurs de pluie instantanées	05/1984	enr. continu
hydrometrie	bac déversoir avec limnigraphe	niveau d'eau - débits	05/1984	enr. continu
qualité	préleveur automat. d'échantillon d'eau	conductivités, nitrates, ortophosphates, potasses	09/1984	prél. toutes les 8 heures
	prélevements manuels dans la chambre de mesure	calcium, nitrates, nitrites, azote ammoniacal, azote kjeidhal, magnésium, potasse, conductivité, orthophosphates, matières en suspension, phosphore total	09/1984	prélev. intant. toutes les 3 semaines

7.3.2 - Une première étude

Dans le cadre de son stage de D.A.A. au CEMAGREF - Groupement de Lyon portant sur l'analyse de l'influence du drainage sur les crues du bassin du Ru du Four, GAZULL (1987) s'est servi de deux techniques, à savoir, l'analyse par double cumul et la modélisation par événement, en utilisant des comparaisons entre hydrogrammes unitaires.

Un sous bassin du Ru du Four (Ru du Four aux Perriaux) qui n'a pas été drainé ni assaini pendant la période d'étude a été utilisé comme bassin témoin. Dans l'étude des doubles cumuls, le bassin du Ru du Four aux Perriaux a fonctionné comme référence pour l'analyse des données concernant le bassin du Ru du Four à Ronchères.

Dans l'étude de la modélisation par événement de la fonction de transfert, un hydrogramme unitaire moyen a été établi, pour chacun des deux bassins, pour les conditions avant et après drainage. Ces hydrogrammes d'avant et d'après drainage ont été comparés numériquement et graphiquement. Les conditions antérieures d'humidité du sol ont été prises en compte, en regroupant les variables en fonction de l'état du sol en "sols saturés" et "sols non saturés".

Les variables suivantes ont été étudiées : les pluies mensuelles correspondant à la période d'octobre à mai ; les débits moyens mensuels correspondant à la période d'octobre à mai ; les débits de pointe ; $TQ/2$, le temps pendant lequel la moitié du débit de pointe est dépassée ; le temps de réponse du bassin du Ru du Four à Ronchères et le temps de montée.

Les conclusions de GAZULL (1987) sont les suivantes:

a Sur sols saturés il conclut à une réduction du débit de pointe de l'ordre de 15% (double cumul) ou 19% (hu) ; une augmentation du $TQ/2$ de l'ordre de 15% (double cumul) ou 25% (hu) ; une diminution du temps de montée de l'ordre de 15%, selon la méthodologie de l'hydrogramme unitaire, alors que, pour les doubles cumuls la tendance n'est pas significative ; une diminution du temps de réponse du bassin et une augmentation du volume écoulé.

b Sur sols non saturés il indique ne pas avoir abouti à des conclusions par la méthodologie de l'hydrogramme unitaire. Par contre, d'après la méthode des doubles cumuls, le débit de pointe augmente de l'ordre de 7% et le $TQ/2$ augmente ainsi que le temps de montée et le temps de réponse.

7.3.3 - La méthodologie de l'étude en utilisant le modèle GR4J

DANTAS DE AQUINO (1992) a centré son analyse sur l'impact du drainage sur la relation pluie-débit dans l'étude de l'évolution des paramètres de GR4J au cours du temps, comme on le fait dans le chapitre 4 de l'étude en cours, et dans l'analyse des résidus du modèle calé sur les périodes avant et après drainage. Nous gardons ici l'étude de l'évolution des paramètres avant et après calage. Par contre, nous substituons à l'analyse des changements sur les résidus du modèle, l'analyse de l'évolution des variables hydrologiques au cours du temps. Comme nous avons eu l'occasion de le préciser, une telle démarche nous semble plus parlante en ce qui concerne les changements sur la relation pluie-débit éventuellement causés par une intervention humaine dans le bassin versant.

On appelle ici bassin drainé (*BDR*) le bassin du Ru du Four à Ronchères, étudié avant et après le drainage. Le sous-bassin du Ru du Four, le Ru du Four à Perriaux, sera utilisé ici comme bassin témoin (*BTM*), de la même façon que dans l'étude de GAZULL (1987).

Dans le cas du *BDR*, la série hydrologique antérieure au drainage couvre la période de 1981 à 1983, et la série postérieure la période de 1984 à 1985. Cependant, pour le *BTM* la série est composée uniquement de 4 ans (1982-1985). Pour rendre faisable une comparaison entre ces deux bassins, il faut que les séries de données soient homogènes dans le temps. Ainsi, nous nous servons des séries comprises entre 1982 à 1985.

Nous avons donc défini une période de référence du comportement du bassin avant drainage nommée "état avant drainage" (*EAVD*), entre 1982 et 1983, et une autre correspondant au comportement après drainage, nommée "état après drainage" (*EAPD*), de 1984 à 1985.

Une combinaison de calage et de contrôles sur les séries hydrologiques *EAVD* et *EAPD* du *BDR* et du *BTM* doit permettre de juger de la qualité de la représentation de la relation pluie-débit par le modèle GR4J avant et après drainage ; d'identifier les changements des paramètres du modèle, à partir des calages des séries *EAVD* et *EAPD* et, finalement, de mettre en relation ces changements éventuels des paramètres avec l'évolution des variables hydrologiques.

7.3.4 - Les résultats du calage et du contrôle du modèle GR4J sur les sous-séries *EAVD* et *EAPD*

Les tableaux 7.3 et 7.4 présentent quelques données hydrologiques moyennes originaires du *BTM* et du *BDR*, respectivement, pour les périodes *EAVD* et *EAPD*. L'*ETP* moyenne pluriannuelle est de 765 mm pour les deux bassins. La figure 7.4 montre l'évolution au cours du temps des précipitations et des lames d'eau écoulées annuelles pour les deux bassins.

Les pluies annuelles entre les deux bassins sont assez équivalentes. On constate une différence significative entre les pluies de la période *EAVD* et la pluie de la période *EAPD*. En moyenne il pleut 200 mm de moins en *EAVD* par rapport à *EAPD*.

Tableau 7.3 - Bassin versant du Ru du Four à Perriaux - *BTM*
Modules des précipitations et des lames d'eau

PERIODES	P	Q_{obs}	P-Q_{obs}	CS
	mm	mm	mm	
EAVD	929	245	684	0,26
EAPD	733	145	588	0,20

P = précipitation ; Q_{obs} = lame d'eau écoulée ; P-Q_{obs} = pertes par rapport à l'écoulement ; CS = coefficient d'écoulement.

Tableau 7.4 - Bassin versant du Ru du Four à Ronchères - *BDR*
Modules des précipitations et des lames d'eau

PERIODES	P mm	Q_{obs} mm	P-Q_{obs} mm	CS
EAVD	911	258	653	0,28
EAPD	754	164	590	0,22

P = précipitation ; Q_{obs} = lame d'eau écoulée ; P-Q_{obs} = pertes par rapport à l'écoulement ; CS = coefficient d'écoulement.

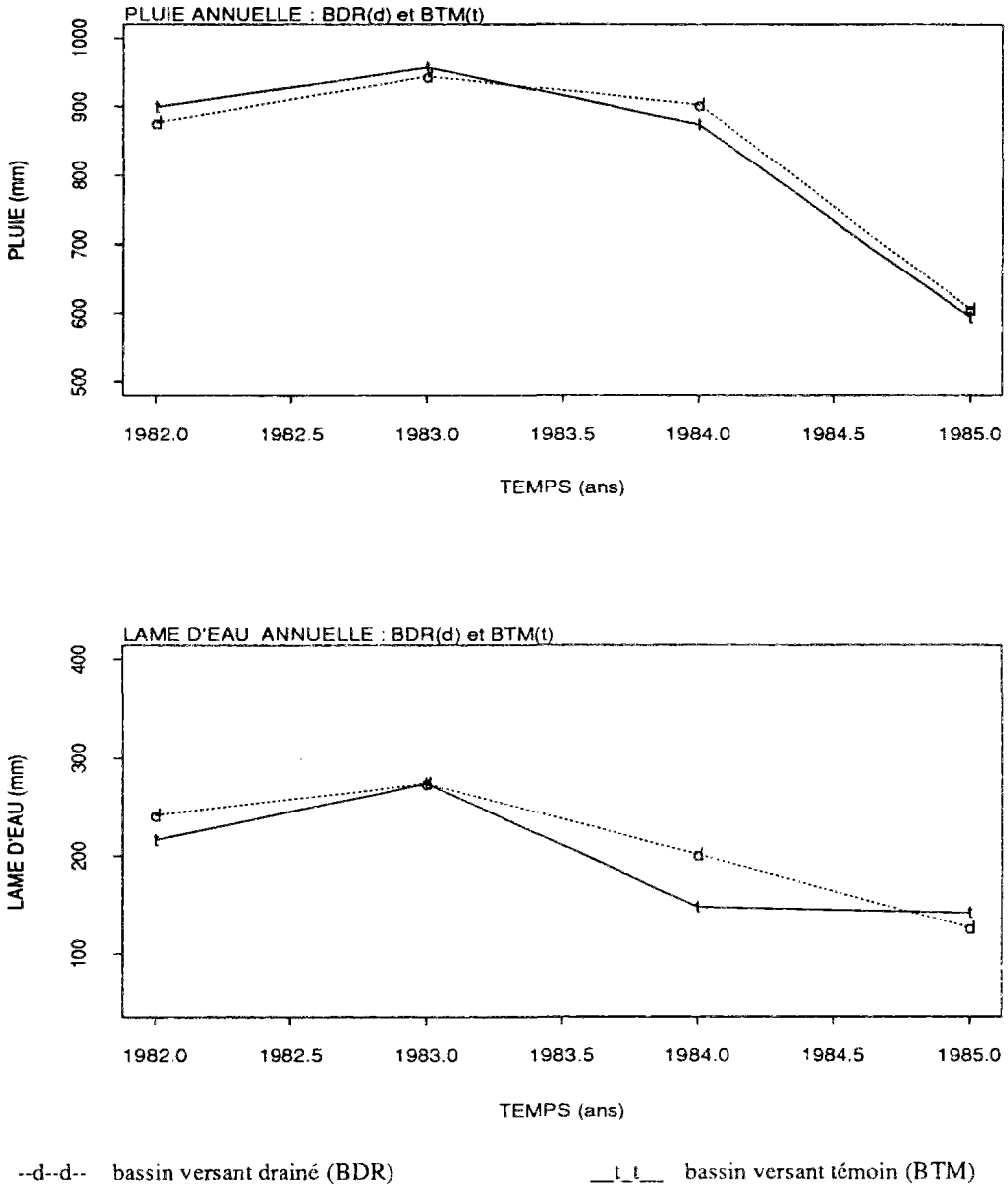


Fig. 7.4 - Bassins versants *BTM* et *BDR* - Précipitations et lames d'eau annuelles

En comparant les valeurs de *CS* pour les deux bassins, on observe que le *BDR* est en moyenne légèrement plus productif que le *BTM*. D'après les valeurs montrées dans les tableaux 7.3 et 7.4, il s'agit d'un comportement manifeste avant le drainage qui demeure inchangé après drainage.

D'autre part, on observe que la lame d'eau annuelle du *BDR* en 1984, la première année après les travaux de drainage, est supérieur de 36% à celle du *BTM* (voir fig. 7.4), dans la même année, tandis que la différence au niveau des pluies annuelles en 1984 entre les deux bassins est de seulement 3%, en faveur du *BDR*. En 1985, les lames d'eau annuelles des deux bassins sont à nouveau bien équivalentes.

Les tableaux 7.5 et 7.6 montre les valeurs des variables hydrologiques utilisées dans le calculs des critères de qualité du calage et du contrôle de GR4J, respectivement pour le *BTM* et le *BDR*.

Tableau 7.5 - Bassin versant du Ru du Four à Perriaux - *BTM*
Variables hydrologiques utilisées pour le calcul des critères de qualité

périodes	moyenne de $\sum_1^N Q_{obs} > 4.M$	moyenne de $\sum_1^N Q_{obs} < M/4$	moyenne de $\sum_1^N Q_{pobs} > 4.M$	Q_{max}	NJ $Q_{obs} > 4.M$	NJ $Q_{obs} < M/4$
années	mm	mm	mm	mm	jours	jours
EAVD	156	3	14	14	57	463
EAPD	93	3	8	9	62	483

Tableau 7.6 - Bassin versant du Ru du Four à Ronchères - *BDR*
Variables hydrologiques utilisées pour le calcul des critères de qualité

périodes	moyenne de $\sum_1^N Q_{obs} > 4.M$	moyenne de $\sum_1^N Q_{obs} < M/4$	moyenne de $\sum_1^N Q_{pobs} > 4.M$	Q_{max}	NJ $Q_{obs} > 4.M$	NJ $Q_{obs} < M/4$
années	mm	mm	mm	mm	jours	jours
EAVD	131	9	16	18	48	394
EAPD	80	6	6	6	64	400

On constate, ainsi, que les travaux de drainage sur le bassin du Ru du Four coïncide avec un changement significatif des précipitations, qui induit des changements sur l'ensemble des variables hydrologiques. On constate, de plus, que les deux bassins, le *BDR* et le *BTM*, étant soumis aux mêmes conditions climatiques, présentent des changements dans les variables hydrologiques qui vont dans le même sens, c'est à dire, réduction significative des cumuls et des pointes de crue ; augmentation des durées d'étiage et également des durées de crue.

Cependant, on observe des changements plus significatifs sur le *BDR* que sur le *BTM*. En particulier, après drainage, les crues et le cumul de crues du *BDR* deviennent inférieurs à celles du *BTM*, tandis que le cumul d'étiage du *BDR* subi une réduction pendant que la même variable sur le *BTM* ne change pas.

Essayons, donc, de voir si le modèle GR4J détecte ces différences entre les deux périodes, en termes de variation climatique et entre les deux bassins, en termes de changement de la relation pluie-débit.

D'abord, GR4J a été calé sur les deux périodes et sur les données hydrologiques de deux bassins versants. Les résultats de ces calages, en ce qui concerne les critères de qualité se trouvent dans le tableau 7.7 pour le *BTM*, et dans le tableau 7.8 pour le *BDR*. Les figures 7.5 et 7.6 montrent l'évolution des paramètres au cour du temps, respectivement pour le *BTM* et pour le *BDR*.

Tableau 7.7 - Bassin versant du Ru du Four à Perriaux - *BTM*
Résultats de calage de la série de 4 ans et par période de 2 ans - critères

périodes années	*NASH* %	*BILAN* %	*CMCR* %	*CMET* %	*CRU* %	*CRUM* %	*DRC* %	*DRET* %
EAVD	89	107	86	950	94	112	90	78
EAPD	72	105	74	834	67	60	92	66

BILN = rapport des volumes ; *CMCR* = rapport des cumuls de crues ; *CMET* = rapport des cumuls d'étiages ; *CRU* = rapport des crues annuelles moyennes ; *CRUM* = rapport des crues-maxima-maximorum ; *DRC* = rapport des durées des crues; *DRET* = rapport des durées d'étiage.

Tableau 7.8 - Bassin versant du Ru du Four à Ronchères - *BDR*
Résultats de calage de la série de 4 ans et par période de 2 ans - critères

périodes années	*NASH* %	*BILAN* %	*CMCR* %	*CMET* %	*CRU* %	*CRUM* %	*DRC* %	*DRET* %
EAVD	91	98	92	193	86	101	98	97
EAPD	87	101	84	307	83	79	95	76

BILN = rapport des volumes ; *CMCR* = rapport des cumuls de crues ; *CMET* = rapport des cumuls d'étiages ; *CRU* = rapport des crues annuelles moyennes ; *CRUM* = rapport des crues-maxima-maximorum ; *DRC* = rapport des durées des crues; *DRET* = rapport des durées d'étiage.

Ces résultats montrent que le modèle représente assez correctement la relation pluie-débit observée dans le bassin témoin aussi bien que celle observée dans le bassin drainé, pour les périodes avant et après le drainage. Il y a, cependant, une détérioration de la qualité du calage de la période *EAPD* par rapport à la période *EAVD*, particulièrement dans le cas du *BTM*. En général il est plus difficile pour le modèle de représenter les années sèches que les années humides.

D'ailleurs, les cumuls d'étiages, dans les deux cas sont mal reproduits par GR4J. Comme nous avons déjà eu l'occasion de le souligner, cela découle principalement du choix de la fonction critère. Si l'objectif est de bien représenter cette variable, il est conseillé d'utiliser un critère dont le poids des faibles débits est mis en valeur.

Quand, d'autre part, on considère les valeurs des paramètres de GR4J calé sur les sous-séries *EAVD* et *EAPD*, on constate essentiellement le même type d'évolution dans le temps pour les deux bassins versants étudiés (fig. 7.5 et fig. 7.6).

Les paramètre *a* et *b*, dans les deux bassins, prennent à peu près les mêmes valeurs. Le paramètre *a* du *BDR* subit une variation légèrement plus grande entre les périodes *EAVD* et *EAPD*, que le paramètre *a* du *BTM*, tandis qu'il se passe le contraire dans le cas du paramètre *b*. Cependant, ces différences sont largement recouvertes par l'incertitude des paramètres en question.

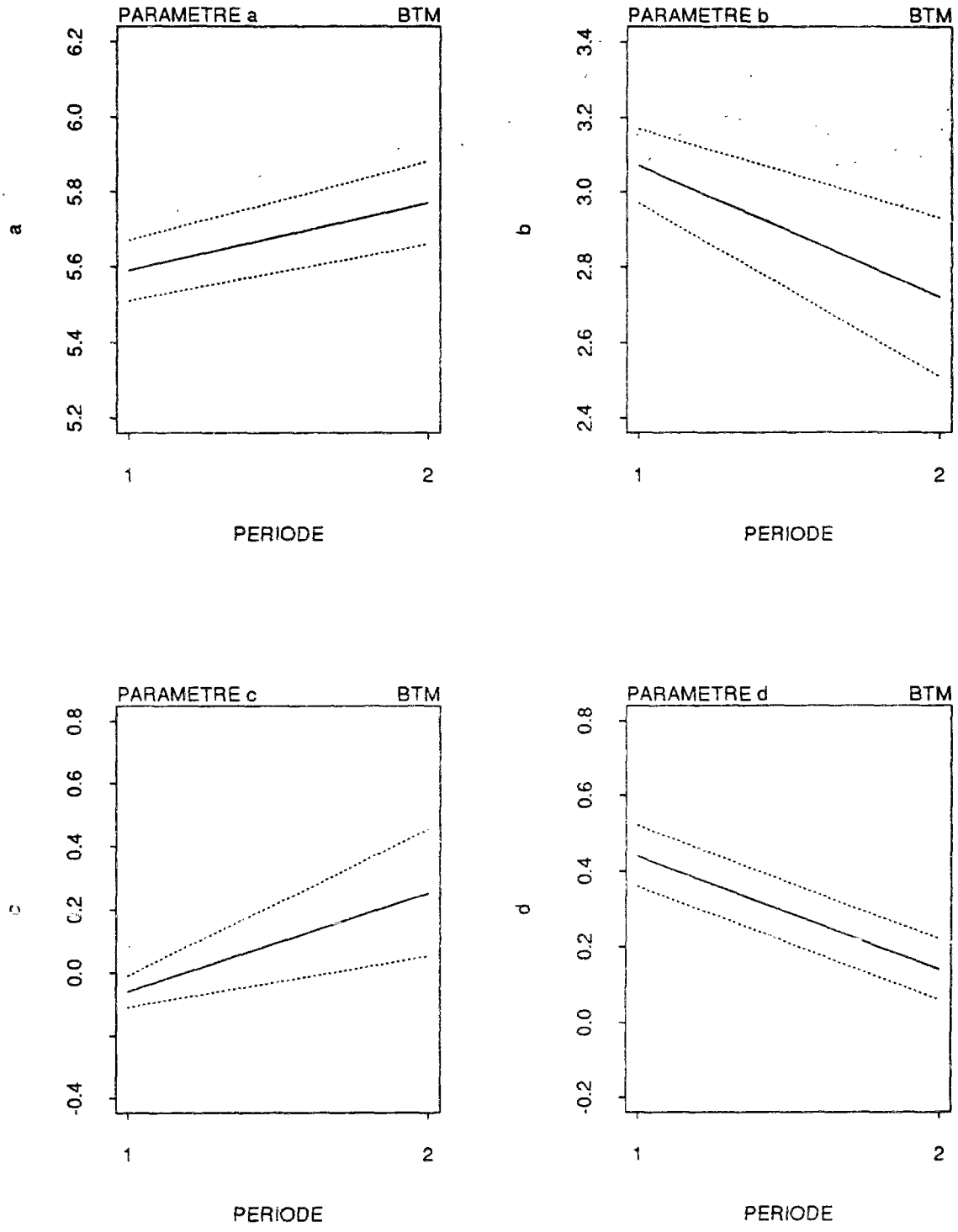


Fig. 7.5 - Bassin versant du Ru du Four à Perriaux - *BTM* - paramètres *a*, *b*, *c* et *d* calage sur les sous-séries *EAVD* (1) et *EAPD* (2)

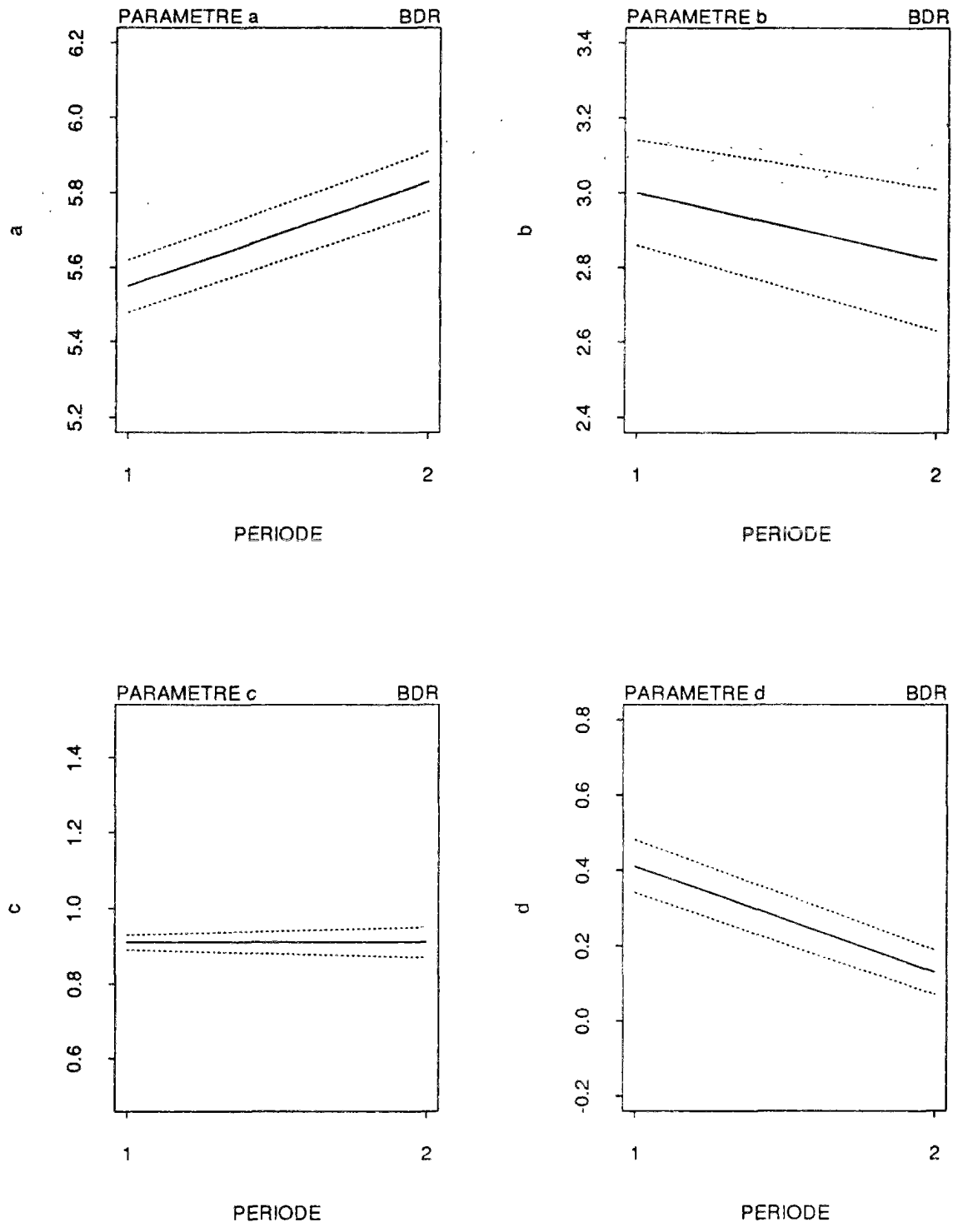


Fig. 7.6 - Bassin versant du Ru du Four à Ronchères - *BDR* - paramètres *a*, *b*, *c* et *d* calage sur les sous-séries *EAVD* (1) et *EAPD* (2)

Le paramètre *c* du *BDR* est considérablement plus grand que le même paramètre du *BTM*, ce qui n'est pas surprenant, étant donné les différences de surface entre les deux bassins. Par contre, l'incertitude sur *c* calé sur le *BTM* augmente beaucoup sur la période EAPD. Nous n'avons pas pu préciser la raison de cette évolution. Notons que si ce même phénomène s'était passé pour le *BDR* on n'aurait guère pu éviter d'en donner une interprétation coûte que coûte.

Indépendamment de ces différences mineures entres les valeurs des paramètres obtenues par calage de GR4J sur les bassins *BDR* et *BTM*, il est clair que du point de vue du modèle, ou tout au moins de l'évolution au cours du temps des paramètres calés, les comportements hydrologiques de deux bassins versants sont équivalents.

Les tendances observées de changement des valeurs des paramètres indiquent que l'on peut s'attendre à :

a une diminution, en général, des écoulements annuels ;

b une diminution des débits de crues ;

c peu d'influence sur les durées d'étiage, par contre une plus grande influence sur les durées de crue ;

d une diminution des cumuls de crues et des cumuls d'étiages.

Ces tendances, déduites à partir de l'étude de l'influence des paramètres sur les variables hydrologiques développée dans le chapitre 6, indiquent que GR4J voit surtout les effets de la variation climatique (réduction des pluies annuelles) entre les sous-séries *EAVD* et *EAPD* que proprement un effet du drainage agricole.

En utilisant la méthode de calages et contrôles successifs, nous confirmons ce résultat. Les figures 7.7 et 7.8 montrent l'évolution des variables hydrologiques au cours du temps pour le *BDR* et le *BTM*, respectivement.

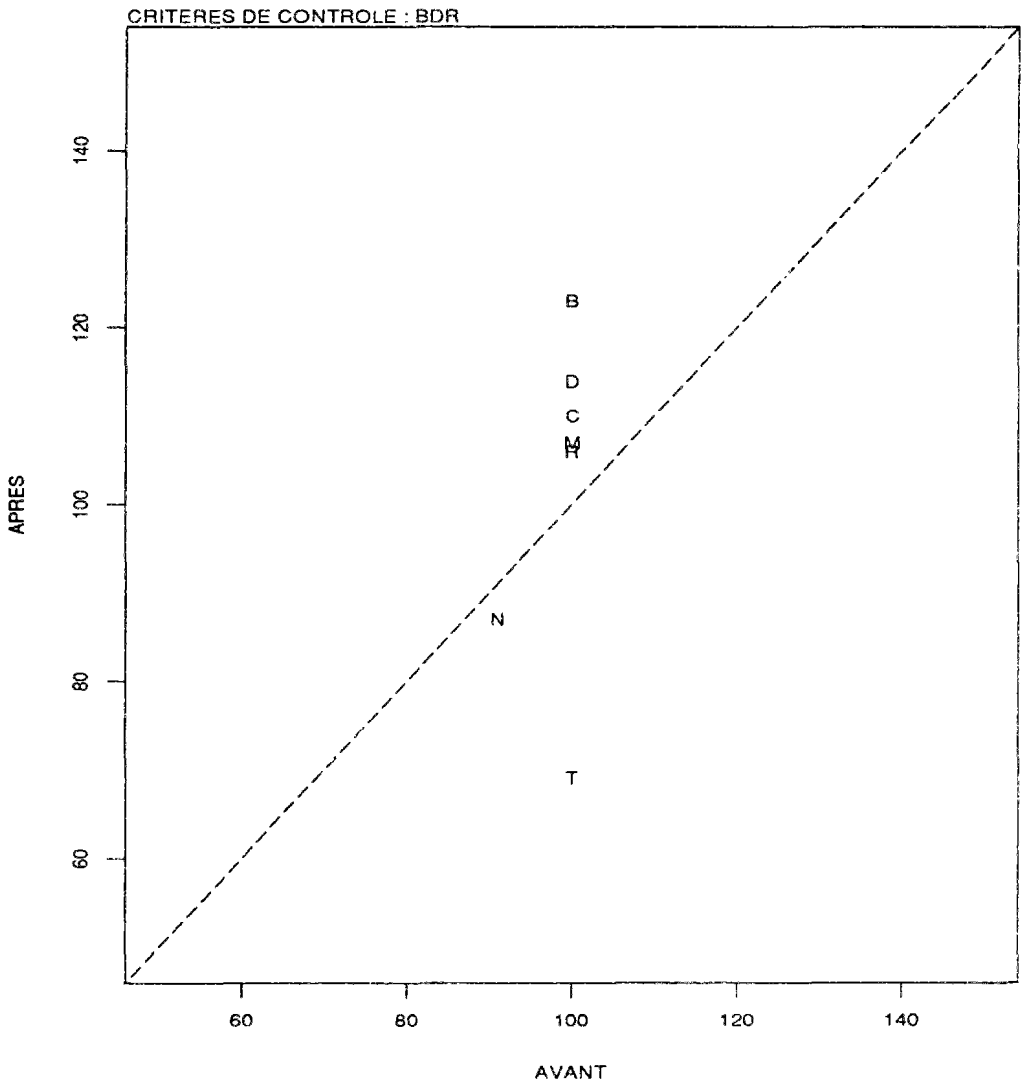
On peut ainsi affirmer que dans le cas du *BDR* les variables qui subissent les fluctuations les plus importantes sont celles associées à la représentation des volumes d'eau écoulés, le *BILN*, le *CMCR* et le *CMET*. Le jeu des paramètres calés sur la période *EAVD* (1) conduit à une surestimation de ces critères dans la période *EAPD* (2), l'effet contraire étant observé quand on fait le contrôle de la période *EAVD* avec le jeu des paramètres calés dans la période *EAPD*. Cela est particulièrement remarquable dans le cas du cumul des étiages, à notre avis un fait à attribuer à la variation du paramètre *d*, qui passe de 0,41 à 0,13 de la période *EAVD* à la période *EAPD*.

Pour le *BDR* ces mêmes tendances d'évolution dans le temps sont à remarquer sur la durée de crues. Quant à la durée d'étiages, le jeu des paramètres de l'*EAVD* produit une sous-estimation de ce critère en *EAPD* et vice-versa. Par contre, la représentation des crues reste inchangé entre les périodes *EAVD* et *EAPD*.

Quand on compare ces résultats avec ce qui se passe sur le *BTM*, on constate les mêmes profils d'évolution des variables hydrologiques dans le temps. Cela veut dire que d'après GR4J, il y eu pour les deux bassins un seul et même changement dans la relation pluie-débit

entre les périodes *EAVD* et *EAPD*, et que ce changement est essentiellement dû aux fluctuations des pluies entre les deux périodes.

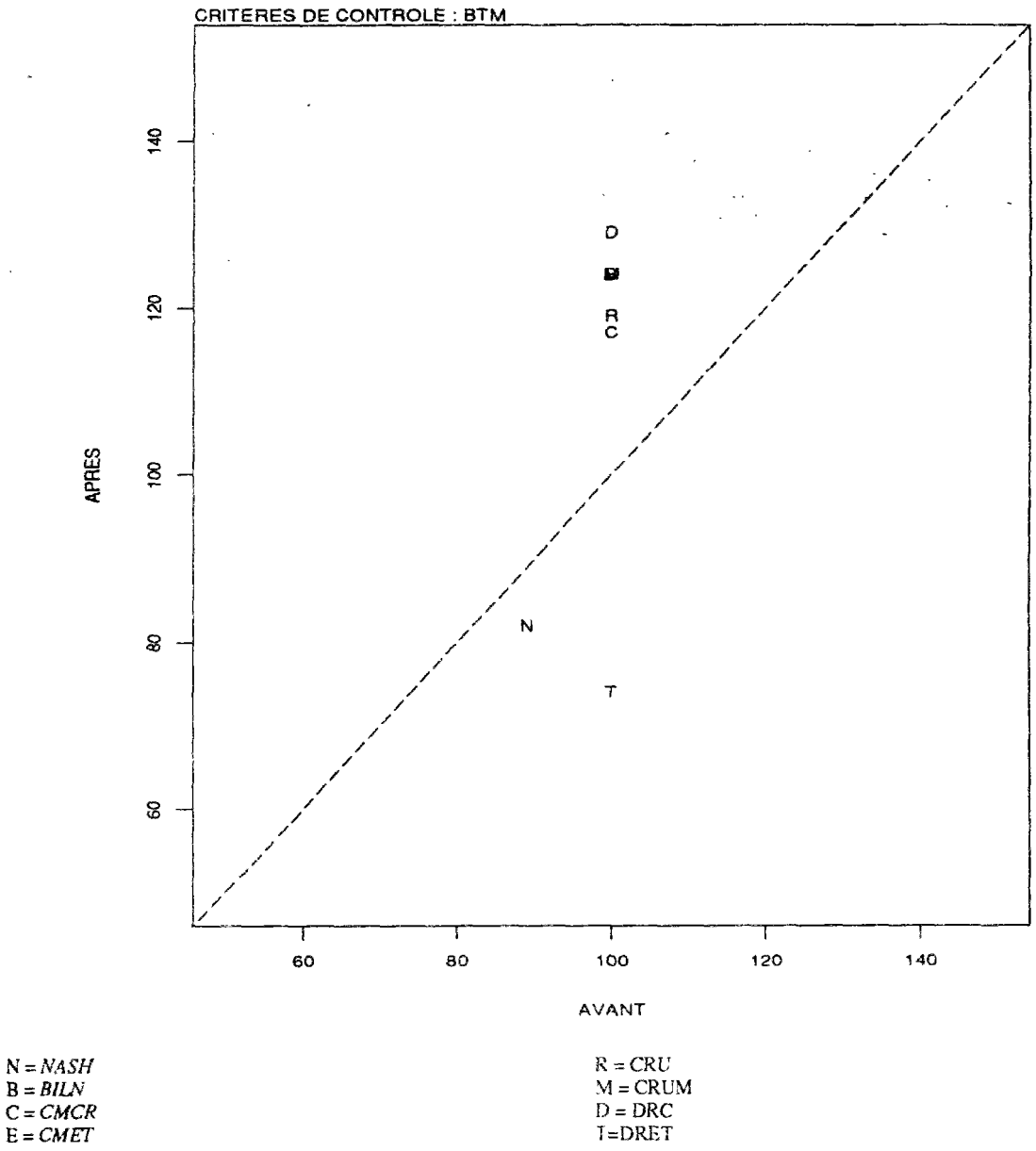
Le travaux de drainage exécutés sur le *BDR* ne semblent donc pas être à l'origine ni de l'évolution des paramètres de GR4J ni celle des variables hydrologiques, entre les périodes *EAVD* et *EAPD*. Nous pouvons ainsi conclure que le drainage agricole, limité à 8% de la superficie d'un bassin versant, ne donne pas lieu à des effets hydrologiques décelables par une modélisation globale telle que celle de GR4J. Compte tenu de la précision honorable de ce modèle, on peut donc considérer que ces effets sont probablement assez faibles.



N = *NASH*
B = *BILN*
C = *CMCR*
E = *CMET*

R = CRU
M = CRUM
D = DRC
T=DRET

Fig. 7.7 - Bassin versant du Ru du Four à Ronchères - *BDR*
Evolution dans le temps des critères de qualité de GR4J pour des contrôles successifs



N = *NASH*
B = *BILN*
C = *CMCR*
E = *CMET*

R = CRU
M = CRUM
D = DRC
T=DRET

Fig. 7.8 - Bassin versant du Ru du Four à Perriaux - *BTM*
Evolution dans le temps des critères de qualité de GR4J pour des contrôles successifs

7.4 - IMPACTS DE L'INCENDIE DE FORET SUR LA RELATION PLUIE-DEBIT

La littérature scientifique concernant le rôle de la couverture végétale sur la relation pluie-débit est vaste. A titre exemple, sur à peu près 220 expérimentations réalisées dans des bassins versants aux Etats Unis d'Amérique, en Australie, en Afrique du Sud au Japon et dans d'autres pays BOSH et HEWLETT (1982) en commentent 94, à partir des travaux publiés depuis les années 20 jusqu'à la fin des années 70. Ils affirment que la diversité des résultats de ces études est immense, ce qui n'est pas surprenant, étant donné la diversité de climat, de type de couverture végétale et de méthodologie d'étude employée. Malgré cette diversité, ils peuvent construire une synthèse des effets de changement de la couverture végétale sur la production du bassin versant dont nous listons ensuite les principaux éléments :

a Toutes les expérimentations concernant la réduction délibérée de la couverture végétale ont conduit à une augmentation dans la production en eau du bassin versant, à l'exception d'une étude sur les conséquences de l'incendie dans une forêt d'eucalyptus, en Australie, où des changements sur la production du bassin n'ont pas été décelables.

b Le seuil de détection d'effet sur la production du bassin semble être une réduction d'au moins 20 % sur la couverture végétale. Les conifères et l'eucalyptus ont causé à peu près 40 mm de changement sur la lame écoulée annuelle pour chaque 10 % de modification supplémentaire dans la couverture végétale. Dans la limite inférieure, pour le même degré d'interférence sur les maquis et les prairies, la lame d'eau écoulée annuelle a changé de 10 mm.

c Les conséquences de la réduction ou de l'augmentation de la couverture végétale sur la production du bassin sont plus importantes dans les régions très pluvieuses.

d Les conséquences de la réduction de la couverture végétale sur la production du bassin sont plus persistantes dans les régions arides, en raison du développement plus lent de la forêt après le changement.

SEUNA (1989) souligne que les changements sur la production du bassin versant sont généralement durables dans le temps. Il rapporte une expérience faite aux Etats Unis d'Amérique où le retour progressif de la forêt sur une aire déboisée a produit une réduction progressive dans l'écoulement annuel. 25 ans après le déboisement l'écoulement annuel n'était pas encore revenu à son niveau original.

Les changements observés sur la production du bassin comme conséquence de la destruction de la couverture végétale sont attribués à une réduction de la transpiration et de l'interception, ce qui conduit globalement à une diminution de l'évapotranspiration.

SEUNA (1989) soulève également des modifications sur les crues, après le déboisement. Il rapporte des études réalisées en Finlande où on constate des augmentations significatives de crues du printemps, pendant la fonte de neige, et aussi des augmentations sur les crues d'été. Dans ce dernier cas, on associe les changements sur les crues en raison du déboisement à la réduction de la capacité d'emmagasiner l'eau par interception, à l'augmentation du niveau de la nappe en raison de la réduction de la transpiration et de l'accélération du ruissellement sur les chemins ouverts dans la forêt par les machines de déboisement. SEUNA (1989) rapporte une augmentation de 19 % sur la crue maximale d'été dans des régions humides et de 15 % sur la

crue maximale d'été dans des sols minéraux, quand 55 % de la couverture végétale de la région étudiée à été enlevée.

En général on observe également une augmentation de la production du bassin pendant les mois plus secs de l'année, ce qui est attribué à l'augmentation du niveau de la nappe phréatique en raison de la réduction des pertes par transpiration, après le déboisement. Encore dans le contexte finlandais, SEUNA (1989) rapporte une augmentation de 150 % sur les faibles débits d'été.

Les conséquences de l'incendie sur certains aspects de la relation pluie-débit peuvent, néanmoins, être différentes de celles du simple déboisement. SCOTT (1993) met l'accent sur le phénomène d'hydrophobie développé par le feu sur le sol du bassin versant capable d'aggraver la formation du ruissellement. Ainsi, l'effet de l'incendie sera plus intense dans les cas où les conditions d'humidité du sol, le type de couverture végétale et la disponibilité de combustible pour alimenter le feu favorisent un niveau élevé de réchauffement du sol au cours de l'incendie.

SCOTT (1993) étudie 7 petits bassins versants soumis au climat de type méditerranéen, en Afrique du Sud, 4 d'entre eux ayant été incendié et les 3 autres étant des bassins témoins. Les types de couverture végétale varient entre les *fynbos* de montagne, les prairies denses et basses et le reboisement par le *pinus radiata* et l'*eucalyptus fastigata*. Sur les bassins recouverts par les *fynbos* il constate une augmentation de 15 % sur le volume des écoulements dans la première année après l'incendie et de 17 % dans la deuxième année. Il attribue ces changements à la réduction de l'interception et de la transpiration à la suite de la destruction de la couverture végétale par le feu. Il ne trouve pas sur ces bassins de modifications très importantes sur les crues, en les étudiant par événement et en utilisant la séparation de l'écoulement en écoulement de base et écoulement rapide. Dans le bassin qui réagit le plus, l'écoulement rapide augmente de 22 % en volume tandis que le pic de crue augmente de 19 %.

Par contre, sur les 2 bassins reboisés, le pic de la crue augmente de 290 % et 1100 % et le volume de l'écoulement rapide augmente de 92 % et 201 %. Ces modifications dans le régime des crues ont entraîné également une augmentation sensible de l'érosion et du transport de sédiment en suspension. Il attribue ce changement à une plus grande sensibilité des bassins aux pluies intenses qui, après l'incendie génèrent beaucoup plus de ruissellement, à l'hydrophobie générée par le réchauffement excessif du sol et au fait que, une fois enlevée la couverture végétale, les chemins forestiers ouverts pour faciliter la gestion de la forêt viennent à jouer un rôle important dans la formation du ruissellement.

Dans le même contexte sud-africain, LINDLEY, BOSCH et VAN WYK (1988) étudient les conséquences de l'incendie de forêt sur l'écoulement mensuel comme une option pour optimiser la production des ressources en eau. Ils étudient 3 bassins versant soumis à un climat du type méditerranéen, localisés à moins de 100 km au nord-est de Cape Town. Un des bassins est utilisé comme témoin, un autre est brûlé tous les six ans, pendant 12 ans entre 1969 et 1980 et le dernier, observé dans la même période, est brûlé en 1977.

LINDLEY, BOSCH et VAN WYK (1988) utilisent des analyses de régression et des courbes de doubles cumuls pour essayer d'identifier les effets de l'incendie. Dans le cas du bassin brûlé avec un cycle de 6 ans, des augmentations dans les écoulements mensuels ont été observés dans l'année qui a suivi l'incendie. Le bassin a démontré une tendance à revenir assez rapidement à sa production d'avant l'incendie au cours des années suivantes. Dans le cas du bassin brûlé avec un cycle de 12 ans, on a constaté une légère augmentation des écoulements

mensuels dans l'année immédiatement après l'incendie. Au cours des années suivantes, le bassin est devenu moins productif que dans la période avant l'incendie. Les auteurs attribuent la faible persistance des effets de l'incendie sur la production des bassins étudiés, à la faible densité de la couverture végétale naturelle dans la région et à la grande capacité de régénération de l'espèce végétale qui s'y trouve, le *fynbos*.

LAVABRE, SEMPERE TORRES et CERNESSON (1993) étudient un cas d'incendie de forêt dans la région méditerranéenne française. Ils estiment que les crues de période de retour de 10 ans deviennent des crues à période de retour d'un an et que les caractéristiques des hydrogrammes changent considérablement après incendie. Les hydrogrammes deviennent plus pointus et les temps de réponse diminuent. Le cas étudié par LAVABRE, SEMPERE TORRES et CERNESSON (1993) est celui qui sert de test au modèle GR4J dans le cadre de la présente recherche.

Dans le domaine de la modélisation conceptuelle des effets d'interférence humaine sur la couverture végétale, KUCZERA *et al.* (1993) et EELES et BLACKIE (1993) présentent deux cas de changement dans la structure des MC en vue de mieux représenter le comportement de bassins versants après le déboisement, dans le premier cas ou en raison du reboisement dans le deuxième cas. Une étude de la sensibilité du modèle de EELES et BLACKIE (1993) au reboisement de deux bassins versants au Royaume Uni, à partir de différents scénarios est ensuite réalisée par GUSTARD et WESSELINK (1993). Ces études ne considèrent pas la question de savoir si un MC est capable d'identifier les changements de la relation pluie-débit dus à des changements de la couverture végétale. Néanmoins, l'étude de KUCZERA *et al.* (1993) nous permet de voir que le mauvais fonctionnement d'un modèle après une action anthropique sur le bassin peut nous en apprendre sur les conséquences de cette action anthropique sur l'hydrologie du bassin.

Dans le domaine des MFP, BONELL (1993) présente un panorama des publications récentes concernant l'hydrologie des forêts, mettant l'accent sur les principales difficultés et les perspectives de recherche de la modélisation fondée physiquement à ce sujet.

7.5 - LES IMPACTS DE L'INCENDIE DE FORET SUR LA RELATION PLUIE-DEBIT : un cas d'étude vu par GR4J

Nous avons appliqué la méthodologie décrite dans le chapitre 4 pour l'identification des effets anthropiques sur la relation pluie-débit à un cas d'incendie de forêt. Ce cas a été décrit et étudié d'abord par LAVABRE, SEMPERE TORRES et CERNESSON (1993), et quelques unes des conclusions ont été résumées ci-dessus.

Ces chercheurs ont employé différentes méthodologies pour identifier les impacts de cet événement fortuit, y compris la modélisation par GR3J, au pas de temps mensuel et ensuite au pas de temps journalier, en faisant une analyse par événement. Dans la présente étude on a plutôt pour but de vérifier la capacité de GR4J à identifier les effets de l'incendie, en utilisant la série complète des données hydrologiques disponibles, en continu et au pas de temps journalier. Les données hydrologiques concernant ce sujet nous ont été fournies par l'équipe du CEMAGREF - Groupement d'Aix en Provence.

7.5.1 - Le site et les données hydrologiques

Les trois bassins versants utilisés dans cette étude, le Rimbaud, le Valescure et le Vaubarnier sont des petits sous bassins du bassin versant expérimental du Réal Collobrier situé dans la région méditerranéenne de la France, dans le Département du Var (fig. 7.9)[4].

Le Réal Collobrier est observé en continu depuis 1966 par le CEMAGREF, groupement d'Aix-en-Provence. Le réseau de mesure est composé par 17 pluviographes sur une surface de 100 km^2, 1 station météorologique et 11 limnigraphes.

Le Réal Collobrier a partiellement brûlé de façon accidentelle en Août 1990. Parmi les surfaces les plus affectées par le feu, se trouvait le bassin du Rimbaud (figure 7.10), dont 85% de la végétation à été détruite par l'incendie. Les 1,4 km^2 de surface du Rimbaud étaient couverts, avant l'incendie, par des maquis arbustifs et une forêt dégradée de chênes-lièges, châtaigniers et pins maritimes. Les principales caractéristiques morphologiques, hydrologiques et de couverture végétale du Rimbaud sont résumées dans le tableau 7.9. Les deux bassins témoins utilisés dans cette étude sont le Vaubarnier et le Valescure (figure 7.10). Le premier est un bassin de 1,5 km^2 de surface et le deuxième, un bassin de 9,4 km^2 de surface. Les deux sont des bassins voisins du Rimbaud, mais n'ont pas été touchés par le feu. Les activités anthropiques dans les trois bassins sont marginales.

Tableau 7.9 - Le Bassin versant du Rimbaud - principales caractéristiques (d'après LAVABRE, SEMPERE TORRES et CERNESSON, 1993)

Surface	1,4 km^2
Distance du bord de mer	15 km
Altitudes	entre 470 m et 670 m
Végétation	Totalement couvert par les maquis et forêts dégradées de chênes-lièges et châtaigniers
Géologie	Gneiss légèrement altéré
Précipitation moyenne annuelle	1.164 mm
Débit moyen	20 l/s (0,02 m^3/s)
Crue maximale	13,7 m^3/s
Débit de 10 ans de période de retour	6 m^3/s
Activités anthropiques	Marginales

Il est intéressant de signaler que les trois bassins versants sont à cours d'eau intermittent. Le Rimbaud fait partie de l'échantillon des bassins versants étudiés dans les chapitres 2 et 3 (voir tableau 2.6), mais où la série des données hydrologiques employée ne comprenait que la période 1983-1988.

Parfois on appellera les trois bassins dans le texte par les raccourcis suivants : le Rimbaud par *BIC* (bassin incendié) ; le Vaubarnier par *BT1* (le bassin témoin numéro 1) et le Valescure par *BT2* (le bassin témoin numéro 2).

[4]Nous suivons en partie LAVABRE, SEMPERE TORRES et CERNESSON (1993) pour la description du site, notamment dans le cas de deux des bassins versants, le Rimbaud et le Vaubarnier.

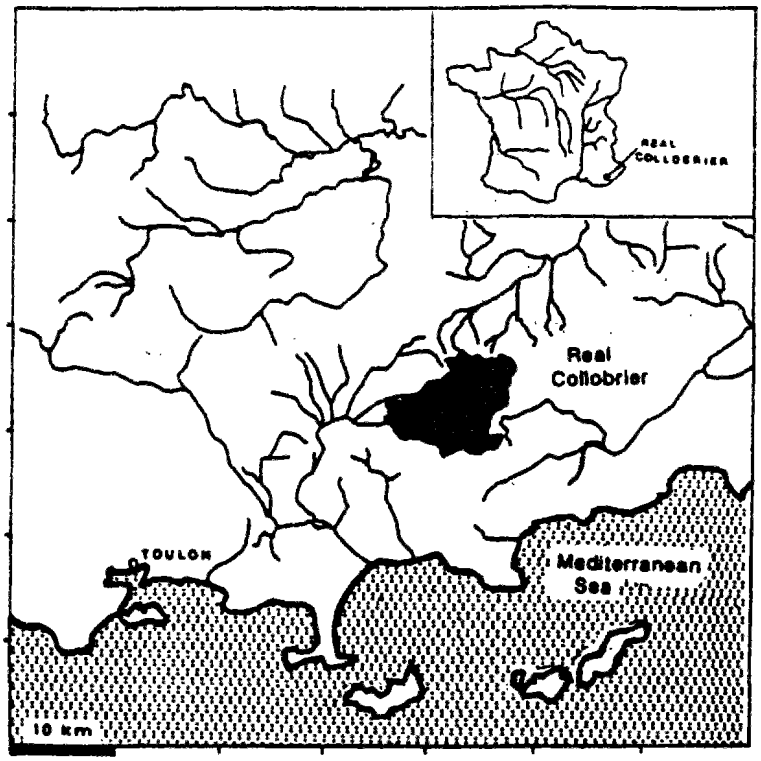


Figure 7.9 - Localisation du bassin versant expérimental du Réal Collobrier (d'après LAVABRE, SEMPERE TORRES et CERNESSON, 1993).

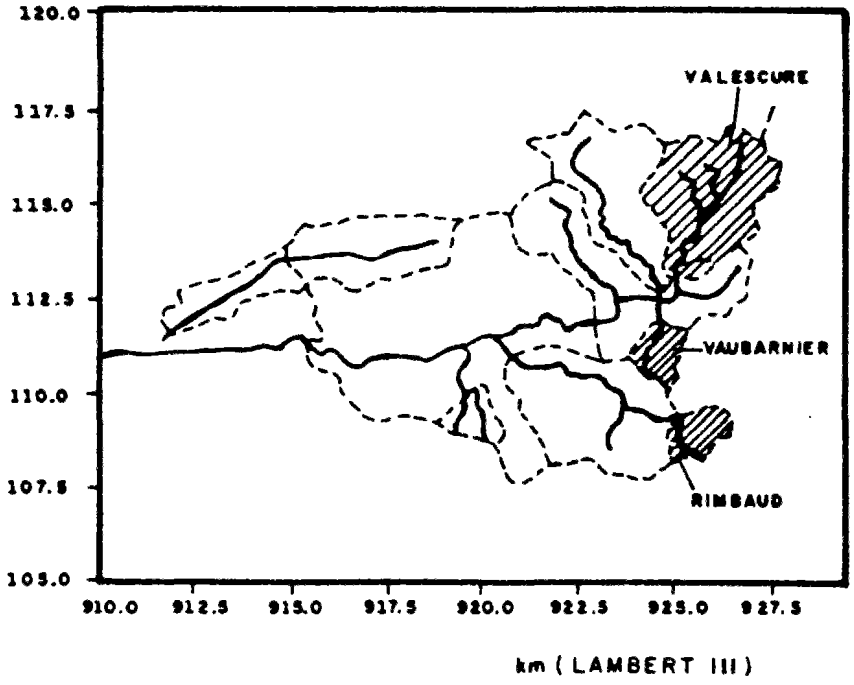


Figure 7.10 - Localisation des bassins versants du Rimbaud, du Vaubarnier et du Valescure (d'après LAVABRE, SEMPERE TORRES et CERNESSON, 1993).

Nous disposons pour cette étude d'une série de données hydrologiques journalières de 27 années (1966-1992), dont 24 années (1969-1992) d'observations simultanées des trois bassins. Les données des pluies sont en continu, sans interruption de mesure. Par contre, sur les données des débits on rencontre des périodes d'interruption de mesure.

Avant l'incendie, on rencontre 93 jours d'interruption de mesure des débits sur le Rimbaud, 147 jours d'interruption sur le Vaubarnier et 129 jours d'interruption sur le Valescure. Dans la majorité des cas ces interruptions ont lieu entre le mois d'Octobre et le mois de Février, c'est dire plutôt dans la période humide de l'année. En utilisant le modèle GR4J calé sur la période avant l'incendie, nous estimons que la perte totale sur les 21 années en termes de lame écoulée est de 351 mm dans le Rimbaud, 590 mm dans le Vaubarnier et 286 mm dans le Valescure.

Après l'incendie, on constate 21 jours d'interruption de mesure sur le Rimbaud, 24 jours d'interruption sur le Vaubarnier et 7 jours d'interruption sur le Valescure. Dans le cas du Rimbaud, l'interruption dans la chronique des débits a lieu entre le 5 et le 25 Octobre 1990 et correspond aux premières crues d'automne après l'incendie. Dans cette période il y a eu 6 événement pluvieux au dessus de 10 mm/j et le volume total de pluie totalise 157 mm. Dans l'annexe 7.1 nous décrivons en détail les interruptions sur les mesures des débits pour les trois bassins.

Nous aurions pu remplacer les données manquantes en utilisant des rapports entre les variables hydrologiques mesurées sur les 3 bassins, voire les propres valeurs des débits calculées par GR4J. Bien entendu, la deuxième option pourrait conduire à une appréciation faussement optimiste des résultats du calage sur certaines périodes. La première option aurait introduit une incertitude sur l'évolution des variables hydrologiques sur laquelle on n'aurait pas une estimation adéquate. Ainsi, nous préférons laisser sans traitement les interruptions sur les chroniques des débits. Nous utilisons les descriptions de ces interruptions (l'annexe 7.1) comme une donnée de plus a prendre en compte au cours de l'analyse des résultats de nos essais.

La figure 7.11 montre les valeurs des pluies annuelles et des lames écoulées pour les 3 bassins versants. On observe une bonne concordance entre les valeurs des précipitations sur les 3 bassins. Pendant la période plus humide des années 70, il pleut un peu moins sur le Vaubarnier, mais cette différence se réduit considérablement dans les années plus sèches, à partir de 1980. Le bassin du Valescure est un peu plus arrosé par les pluies dans les années après l'incendie, même si ces pluies restent bien inférieures à la moyenne pluriannuelle (voir tableau 7.10).

La stationnarité relative des valeurs des précipitations entre les 3 postes pluviométriques peut être appréciée au travers des courbes de doubles cumuls montrées dans la figure 7.12.

En ce qui concerne les lames d'eau écoulées annuelles, la figure 7.11 montre que le Rimbaud est un bassin considérablement plus productif que les deux autres bassins. Cela est confirmé par les données du tableau 7.10 d'où on déduit que le coefficient d'écoulement du Rimbaud est plus grand de 36% que celui du Vaubarnier et de 63% supérieur à celui du Valescure en moyenne, au cours des années avant l'incendie.

Tableau 7.10 - Bassins versants du Rimbaud, du Vaubarnier et du Valescure
Modules des précipitations et des lames d'eau écoulées - période 1969-1989

	modules	écarts-types	coef. de variation
Le Rimbaud			
P	1198 mm	357 mm	30 %
ETP	1225 mm	-	-
Q_{obs}	715 mm	320 mm	45 %
P-Q_{obs}	433 mm	121 mm	28 %
CS	0,57	0,13	23 %
Le Vaubarnier			
P	1068 mm	288 mm	26 %
Q_{obs}	465 mm	218 mm	47 %
P-Q_{obs}	571 mm	173 mm	30 %
CS	0,42	0,17	40 %
Le Valescure			
P	1216 mm	376 mm	31 %
Q_{obs}	455 mm	249 mm	55 %
P-Q_{obs}	723 mm	185 mm	25 %
CS	0,35	0,13	37 %

P = précipitation ; ETP = évapotranspiration potentielle ; Q_{obs} = lame d'eau écoulée ; P-Q_{obs} = pertes par rapport à l'écoulement ; CS = coefficient d'écoulement.

D'autre part, la figure 7.11 montre également qu'au cours des années 1988 et 1989, les lames écoulées du *BIC* se trouvent bien proches de celles du *BT2*. Après l'incendie, en 1990, elles sont considérablement supérieures dans le *BIC* par rapport à celles du *BT2*, malgré des pluies plus importantes sur ce dernier bassin. La lame d'eau écoulée moyenne, entre 1990 et 1992 est de 451 mm, tandis que sur le *BT2* elle est de 163 mm. Cela signifie que sur cette période, le *BIC* produit un volume d'eau en moyenne 180% supérieur à celui produit par le *BT2*. Avant l'incendie ce rapport n'était supérieur qu'en 57%. Il est probable que ce comportement du *BIC* découle de l'incendie. Cependant, on doit souligner que le *BIC* présente dans une moindre mesure ce même type de comportement sur des durées courtes dans d'autres périodes (fig. 7.11). L'analyse de ces faits à l'aide du modèle GR4J doit permettre d'éclaircir ces points.

Le *BT2* ainsi que le *BT1* sont particulièrement peu productifs dans la période 1990-1992. Dans cette période il pleut en moyenne 850 mm sur le *BT1* et 990 mm sur le *BT2*, les lames écoulées moyennes respectives étant 105 mm et 177 mm. Cela donne un *CS* pour le *BT1* égal à 0,12 et un *CS* pour le *BT2* égal à 0,18, des valeurs nettement inférieures à celles de la période complète avant l'incendie (voir tableau 7.10). Si l'on se limite à l'analyse des 3 dernières années de la série, on dirait que le *BIC* montre un comportement hydrologique qui évolue au cours du temps dans un sens opposé à celui du *BT1* ou du *BT2*.

De plus, il est intéressant de remarquer que le comportement un peu particulier du Rimbaud après l'incendie n'est pas une exclusivité de ce bassin. On constate, également par la figure 7.11, que jusqu'à 1984, les lames d'eau annuelles du Vaubarnier suivent bien l'évolution des lames d'eau annuelles du Valescure au cours du temps. Ensuite, le Vaubarnier génère beaucoup plus d'eau que le Valescure pendant une période de 4 ans, entre 1985 et 1988, sans que cela puisse être justifié par un surplus de pluie sur le Vaubarnier. En effet, dans cette période il pleut, en moyenne, 1010 mm sur le Vaubarnier et 1050 mm sur le Valescure. Par

contre, la lame d'eau écoulée moyenne du Vaubarnier dans la période est de 539 mm, tandis que dans le Valescure elle est de 326 mm, c'est à dire, 40% de moins.

Si l'on prend en compte les estimations des débits faites par GR4J pour combler les 58 jours d'interruption sur le Vaubarnier et les 112 jours d'interruption sur le Valescure (voir l'annexe 7.1), on doit ajouter aux moyennes données ci-dessus, 20 mm pour le Vaubarnier et 54 mm pour le Valescure. La différence de comportement demeure.

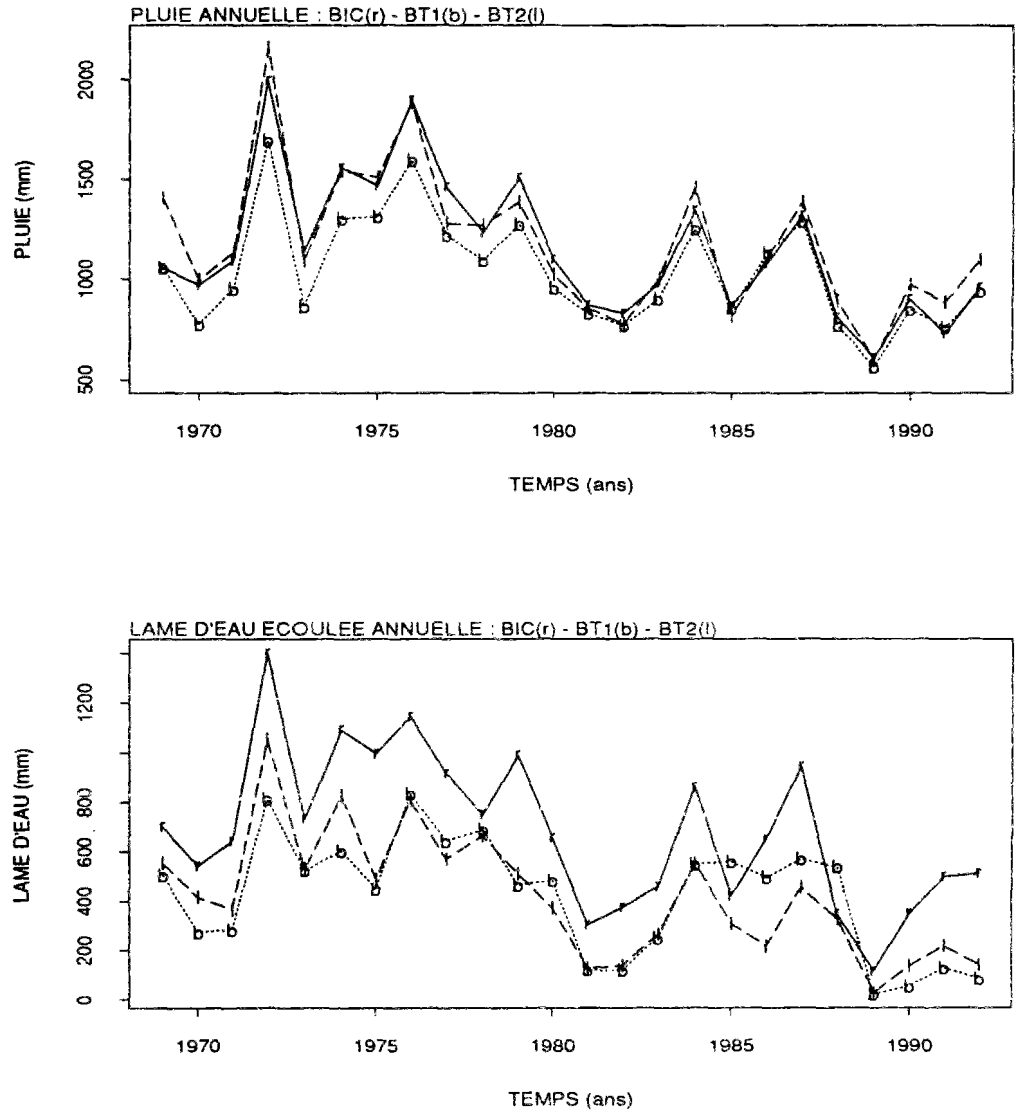


Fig. 7.11 - Précipitations et lames d'eau écoulées annuelles *BIC*, *BT1* et *BT2* - période 1969-1992

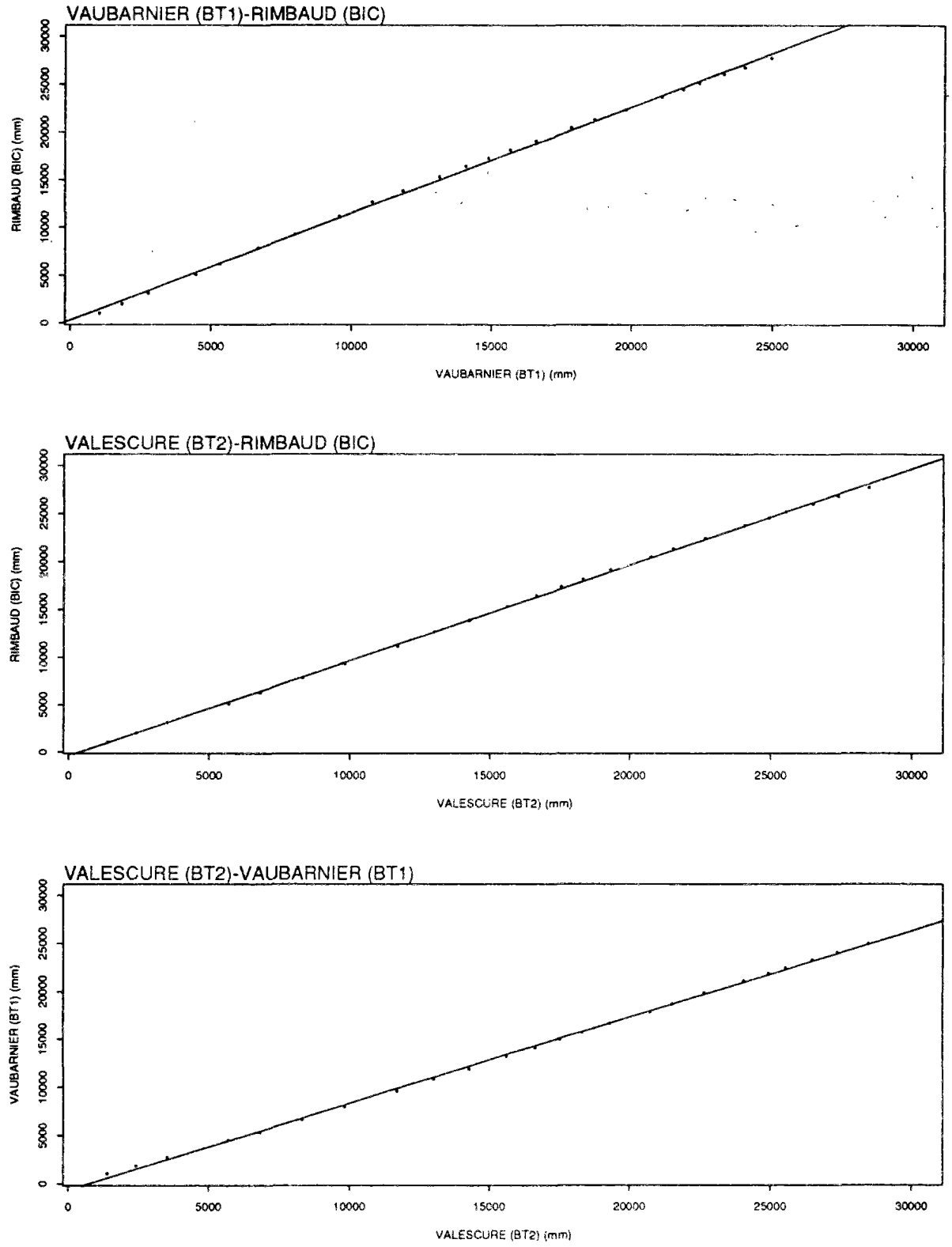


Fig. 7.12 - Courbes de doubles cumuls sur les précipitations de *BIC*, *BT1* et *BT2* - période 1969-1992

D'après les graphiques des moyennes mobiles sur les précipitations et les lames d'eau écoulées pour les 3 bassins (voir fig. 7.13), on constate deux évolutions nettes du climat dans la région. Entre 1969 et 1977 on observe un passage graduel d'une période sèche vers une période humide, une tendance qui change de façon relativement abrupte entre 1978 et 1991. La sécheresse s'aggrave d'année en année, avec une légère augmentation des pluies entre 1983 et 1985, qui n'arrivent pas à renverser la caractéristique d'années sèches de la période.

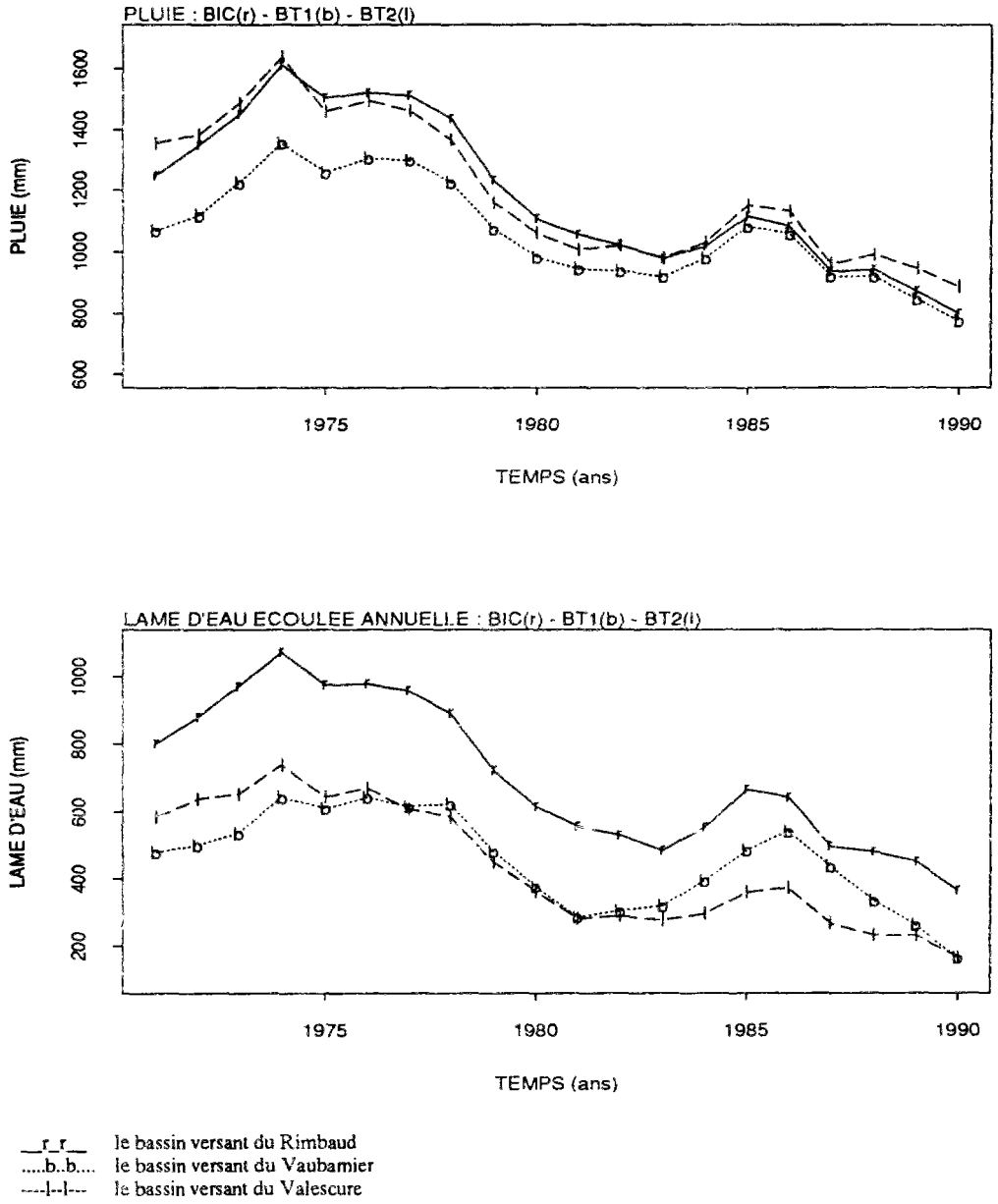


Fig. 7.13 - Moyennes mobiles des précipitations et des lames d'eau écoulées annuelles (cycle de 5 ans) - *BIC*, *BT1* et *BT2* - période 1969-1992

Quand l'incendie a lieu en 1990, on se trouve bien dans une période de sécheresse. Les 900 mm de pluie qui tombent sur le *BIC* dans l'année de l'incendie sont au dessous de la moyenne pluriannuelle, et quoi qu'il ait plu en 1990 plus qu'en 1988 et 1989, cela ne caractérise pas une inversion de tendance, car déjà les pluies de 1991 dépassent à peine 700 mm.

Ainsi, encore une fois, l'événement capable de conduire à un changement significatif sur la relation pluie-débit d'un bassin versant a lieu au cours d'une période assez particulière de l'histoire hydrologique du bassin. Essayons donc de vérifier si le modèle GR4J peut nous en apprendre davantage au sujet des conséquences de l'incendie sur le bassin du Rimbaud.

7.5.2- Les résultats du calage du modèle GR4J sur les bassins *BIC*, *BT1* et *BT2*

Comme nous disposons de 24 années de données hydrologiques, nous avons constitué 8 sous-séries de 3 années chacune. Le modèle est calé sur chaque sous-série et l'évolution des valeurs des paramètres de calage est observée tout au long des 8 échantillons. Un contrôle successif est fait, en utilisant, à chaque fois, le jeu des paramètres obtenus par calage d'une sous-série, pour simuler les 7 autres sous-séries. Dans ce cas on observe l'évolution des variables hydrologiques simulées au cours du temps, selon le jeu de paramètre particulier que l'on utilise. Il s'agit de la méthodologie que l'on emploie tout au long de cette recherche.

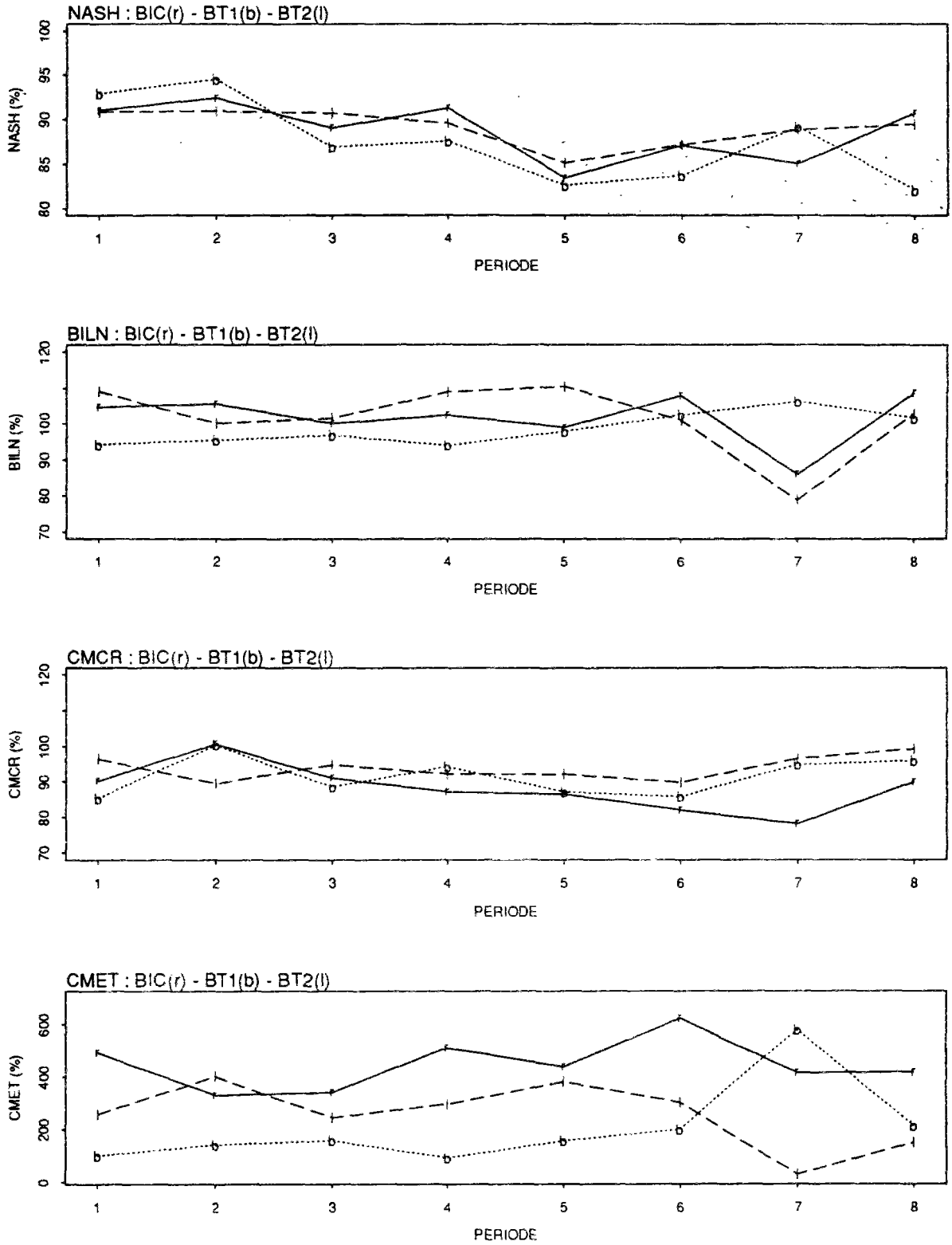
Chaque période démarre avec le mois d'Août de la première année, les 7 mois antérieurs étant utilisés pour l'initialisation du système. De cette façon, comme l'incendie a eu lieu en Août 1990, le moment du changement qui est supposé causer une forte non-stationnarité dans la relation pluie-débit du bassin du Rimbaud est juste en début de la période après incendie (1990-1992), appelée période 8.

La figure 7.14 montre les valeurs des critères de qualité du calage de GR4J sur les 8 sous-séries des données hydrologiques provenant de chacun des 3 bassins. On constate, en regardant ces critères, que le modèle représente correctement la relation pluie débit de ces bassins, que ce soit dans les périodes d'avant comme dans celles d'après l'incendie. L'ordre de grandeur des déviations par rapport à la valeur optimale de chaque critère (100%) est la même que celle déjà rencontrée dans le cas des autres bassins étudiés antérieurement, c'est à dire autour de 10 à 20%.

Une exception doit, cependant être faite pour le critère de cumul d'étiages. Sur l'ensemble des bassins on obtient une surestimation des faibles débits qui peut dépasser 400%. Dans le cas du Rimbaud, cela a lieu au cours de toute la période sèche. Le Vaubarnier présente des résultats plus adéquats pour ce critère jusqu'à la période 5, la période 7 étant un cas exceptionnel pour le critère *CMET* dans ce bassin.

De plus, certaines variables hydrologiques sont moins bien représentées sur d'autres périodes particulières ; par exemple, le critère de bilan sur la période 7 pour le Rimbaud et le Valescure. D'ailleurs, dans le cas du Rimbaud, le modèle a plus de difficulté à représenter la période 7 en ce qui concerne d'autres critères également, comme les cumuls des crues et la crue maximale. Nous reviendrons sur ces questions.

Les résultats du calage du modèle GR4J pour les 8 sous-séries de données hydrologiques provenant du Rimbaud, en termes d'évolution des paramètres au cours du temps sont montrés dans la figure 7.15.



légende des périodes :

1 : 1969-1971	2 : 1972-1974	3 : 1975-1977	4 : 1978-1980
5 : 1981-1983	6 : 1984-1986	7 : 1987-1989	8 : 1990-1992

Fig. 7.14

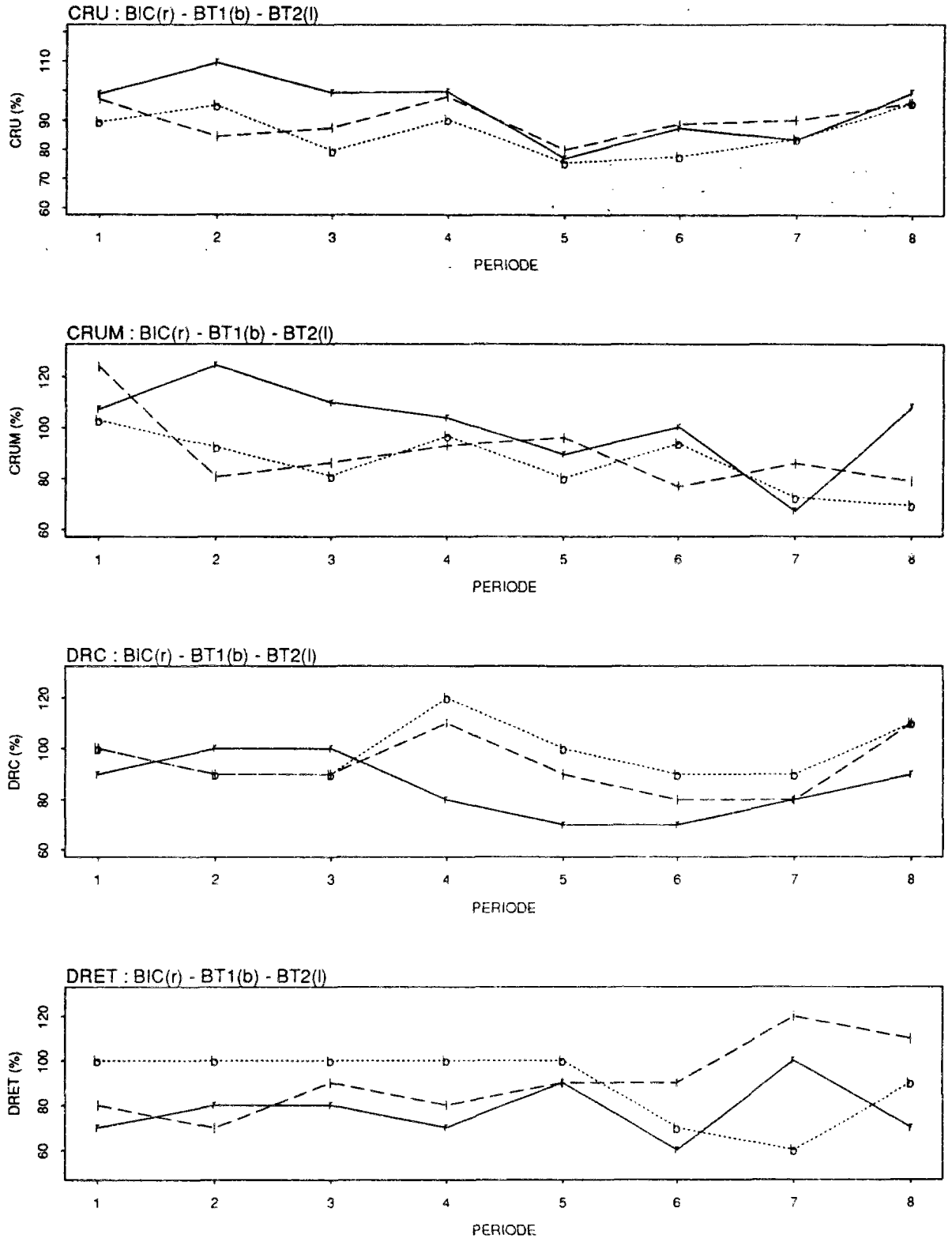
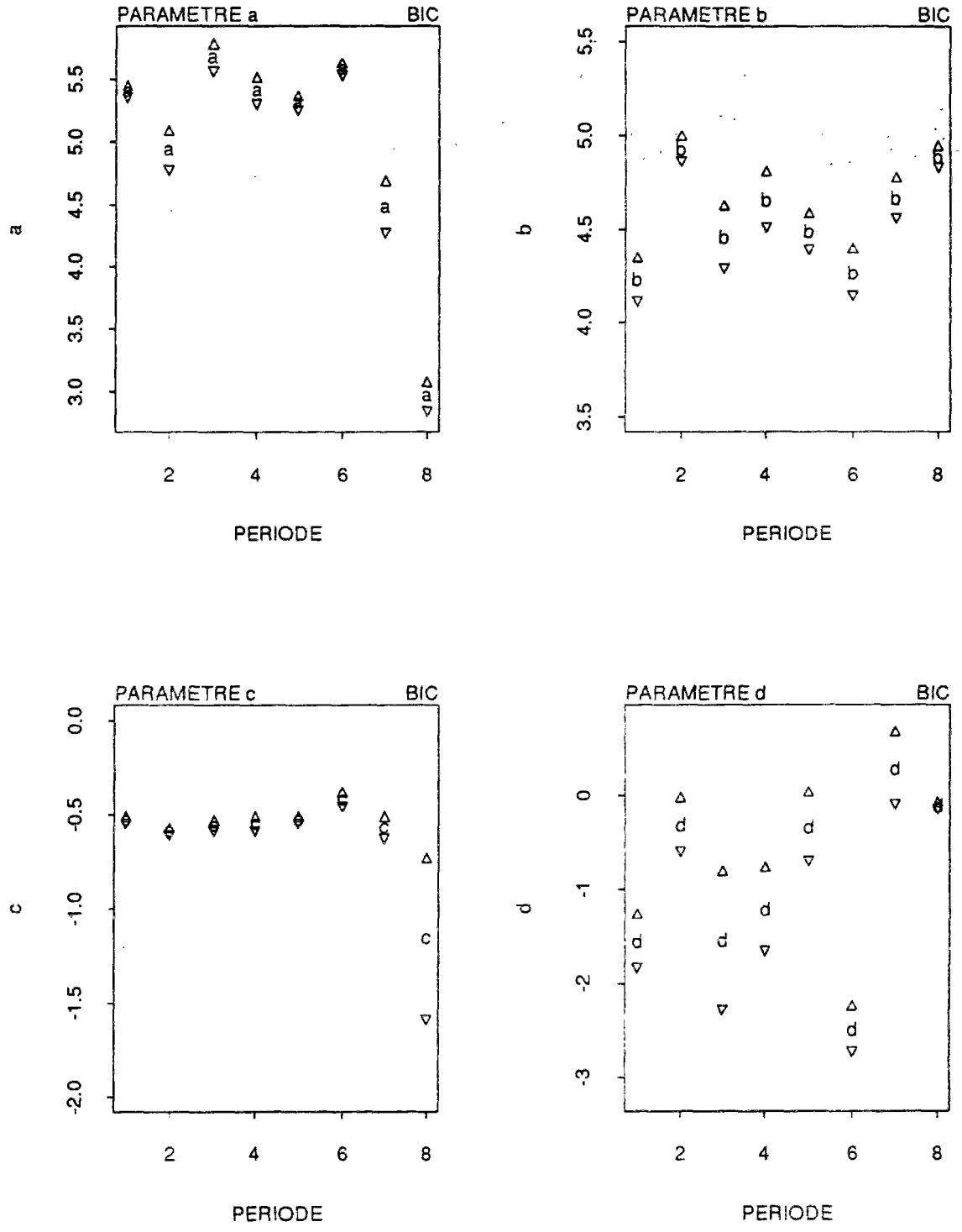


Fig. 7.14 - Résultats de calage par période de 3 ans - *BIC*, *BT1* et *BT2* critères de qualité du calage



légende des périodes :

1 : 1969-1971	2 : 1972-1974	3 : 1975-1977	4 : 1978-1980
5 : 1981-1983	6 : 1984-1986	7 : 1987-1989	8 : 1990-1992

Fig. 7.15 - Bassin versant du Rimbaud - paramètres *a*, *b*, *c* et *d* calage de la série 1969-1992 par période de 3 ans

Bien que l'on retrouve ici, pour la période avant l'incendie, le même comportement non-stationnaire des paramètres déjà observé dans le cas du bassin de l'Orgeval (voir le chapitre 4), il nous semble pouvoir affirmer, en comparant les résultats obtenus pour les deux bassins, que le Rimbaud présente une non-stationnarité vue par l'évolution des paramètres *grosso modo* moins prononcée que l'Orgeval. Les paramètres issus du calage sur le Rimbaud sont, de plus, bien définis, exception faite du paramètre d, qui présente des écarts-types élevés pour les périodes avant l'incendie.

Après l'incendie (période de 1990 à 1992), le paramètre A présente une variation très significative. Sa valeur se situait dans les environs de 240 mm entre 1969 et 1986, et elle chute à 19 mm pour la période après l'incendie. C'est le paramètre qui montre le plus de sensibilité aux probables changements dans la relation pluie-débit dus à l'incendie.

Le paramètre C présente aussi un changement après l'incendie. Sa valeur était assez stationnaire autour de 1 jour, elle passe à 0,8 jour pour la période 1990-1992. Néanmoins, ce qui est le plus remarquable concernant C est l'augmentation de son écart-type, bien évident dans la figure 7.15.

La valeur du paramètre B présente une légère augmentation par rapport à la période précédant l'incendie (1987-1989), cette évolution ne se distingue pas des variations trouvées pour ce paramètre dans les autres périodes de calage. On note, de plus, une réduction de son écart-type après incendie, ce qui va dans le sens contraire de ce qui se passe avec C.

Le paramètre D varie considérablement au cours des périodes entre 1969 et 1986 (périodes 1 à 6 dans la figure 7.15), et présente des écarts-types assez élevés. Dans ces 6 périodes, sa valeur est restée négative, indiquant un apport d'eau au modèle entre 0,3 mm/j en 1972-1974 et 1,6 mm/j en 1984-1986. Après l'incendie sa valeur s'approche de zéro et devient très bien définie, contrairement à ce qui se passe antérieurement.

L'autre aspect important de l'évolution des paramètres concerne le fait que pour la période immédiatement avant l'incendie (période 7 sur la figure 7.15), c'est à dire pour les années 1987-1989, les quatre paramètres du modèle ont également changé dans le même sens qu'après l'incendie, encore que de façon moins sensible. Cela a lieu dans la période la plus sèche de la série, où la moyenne annuelle des pluies ne dépasse pas 700 mm sur le Rimbaud. On reviendra sur ce comportement particulier du modèle par la suite.

En utilisant les relations développées par MAKHLOUF (1994) pour la station pluviométrique de Toulon (voir l'annexe 7.2), on pourrait prévoir sur le Rimbaud après l'incendie une augmentation de l'écoulement annuel moyen de plus de 100%, à cause de l'évolution subie par le paramètre A. Cette augmentation serait un peu moins importante, car en même temps le paramètre D passe de valeurs négatives (apport d'eau) à zéro, ce qui conduit à des réductions sur la production du bassin. A cause des changements sur les paramètres A et B, on pourrait dire que les crues subiraient des augmentations de l'ordre de 300%, mais là également l'évolution de la valeur de D pourrait réduire l'importance de cet impact. Quant aux étiages, le paramètre A devrait conduire à des augmentations significatives dans les faibles débits, également minorées par l'influence de D. Le paramètre C ne jouerait aucun rôle sur ces variables[5].

[5] Ces estimations sur l'évolution de l'écoulement annuel, des crues et des étiages, sont données d'une façon qualitative et au conditionnel, car le Rimbaud semble avoir un comportement hydrologique un peu différent des

Cependant, il est possible que le changement du paramètre *C* après l'incendie donne lieu à d'autres changements dans la relation pluie-débit qu'à ceux des variables hydrologiques prises en compte par MAKHLOUF (1994) ou dans le chapitre 6 du présent rapport. On peut imaginer que la destruction de la forêt a contribué à faciliter la formation du ruissellement, une des conclusions du travail de SCOTT (1993) et les conditions hydrauliques pour l'écoulement en surface, réduisant les temps de montée des hydrogrammes de crue. Il est également possible, qu'après l'incendie le bassin présente un comportement différent pour les fortes crues par rapport aux crues moins importantes. Cela pourrait expliquer la plus grande difficulté du modèle à identifier le paramètre *C* après l'incendie. Malheureusement, nous n'avons pas pour l'instant d'éléments pour juger de la vraisemblance de ces hypothèses.

D'autre part, l'évolution du paramètre *D* dans le cas présent est plutôt surprenante, car le Rimbaud est un bassin au caractère intermittent et malgré cela, *D* prend toujours des valeurs négatives qui conduisent à des apports d'eau au système. Le fait que *D* soit négatif fait que le critère des cumuls d'étiage indique d'importantes surestimations des faibles débits, par le modèle. Il n'est pas exclu que la relation pluie-débit du Rimbaud, caractérisée par de très fortes crues suivies par des périodes relativement longues de faibles débits soit à l'origine des valeurs prises par *D*. Encore une fois, on serait face à un problème qui réunit des questions numériques de calage - l'impact de forts débits sur l'optimisation - et des difficultés typiques des modèles en continu, contraints de représenter des phénomènes extrêmement variables au cours du temps.

L'effet de certains événements très singuliers sur l'évolution des paramètres du modèle peut être bien illustré en reprenant le cas de la période 1987-1989. Comme on l'a souligné ci-dessus, dans cette période très sèche, les paramètres du modèle prennent des valeurs plutôt proches de celles des périodes humides. En particulier le paramètre *A* subit une réduction d'à peu près 60% ce qui doit conduire à une augmentation de l'écoulement annuel et des crues.

Même en étant la plus sèche parmi les 8 sous-séries, la période 7 contient la deuxième crue la plus importante de la série complète (1969-1992). Cette crue a lieu entre le 7 et le 21 Octobre 1987, après quelques 200 jours de débit nul ou presque nul dans le cours d'eau. Le total des pluies au cours de ces 200 jours ne dépasse pas 150 mm. Entre le 4 et le 6 Octobre on mesure 165 mm de pluie qui ne produisent qu'une faible réaction du bassin. Il y a une interruption de mesure de débit le 5 et le 6 Octobre. Le débit au 7 est encore de 1 mm/j. Les séquences des pluies suivantes sont de 12 mm le 8, pluie nulle le 9, 95 mm le 10 et 62 mm le 11 Octobre. Les réponses du bassin, avec 1 jour de décalage par rapport aux pluies sont respectivement de 2 mm/j, 1 mm/j, 58 mm/j, 97 mm/j, 30 mm/j et la décrue suit. Nous reproduisons le hyétogramme et l'hydrogramme de l'année 1987 du *BIC* dans la figure 7.16.

bassins voisins, comme on a eu l'occasion de le souligner avant. De plus, l'étude de MAKHLOUF (1994) concerne le rôle joué par chaque paramètre du modèle, individuellement et non l'influence de l'ensemble des paramètres, sur la relation pluie-débit. Ainsi, dans le cas spécifique du Rimbaud et des bassins témoins, l'étude de l'évolution des variables hydrologiques par la méthode des contrôles successifs, développée dans le prochain paragraphe, doit donner une idée plus précise des conséquences de l'incendie.

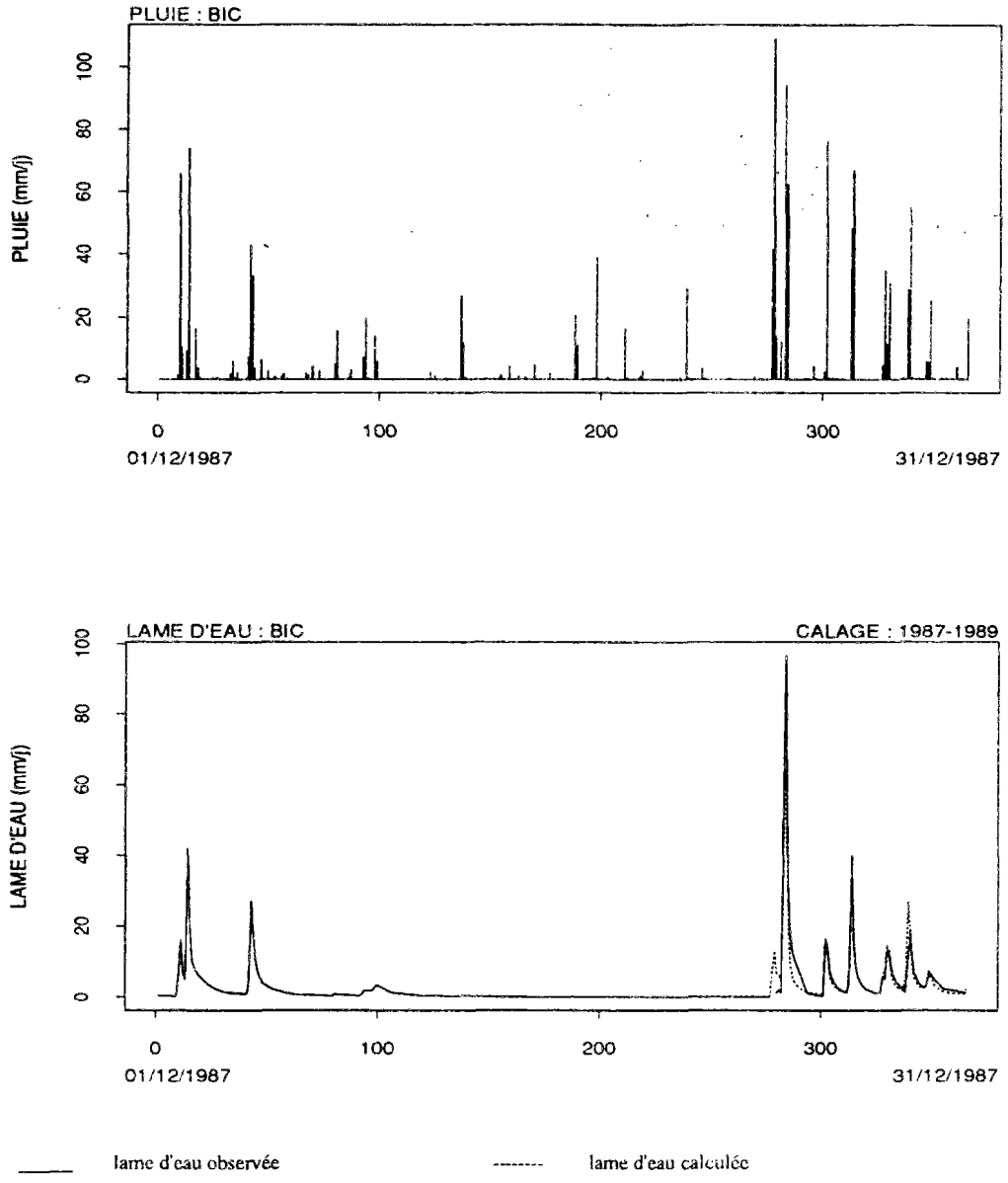


Fig. 7.16 - Bassin versant du Rimbaud - calage du modèle GR4J
P, Q_{obs}, et Q_{calc} - l'année 1987

Les valeurs naturelles des paramètres obtenues par calage de GR4J sur la période 7 sont :

$A = 88mm$ $B = 107mm$

$C = 1{,}07\,j$ $D = 0{,}3mm/j-$ en perte d'eau.

Si, par contre, on prolonge un peu la période d'initialisation de façon à éviter que la crue d'Octobre soit prise en compte dans l'optimisation, les paramètres obtenus sont les suivants :

$A = 276mm$ $B = 108mm$

$C = 1{,}09\,j$ $D = 1{,}04mm/j$ – en gain d'eau.

En enlevant la crue de la série d'optimisation, les paramètres B et C ne changent pas. Par contre, les paramètres A et D prennent des valeurs beaucoup plus proches de celles obtenues sur les autres périodes avant l'incendie et considérablement différentes de celles obtenues après l'incendie.

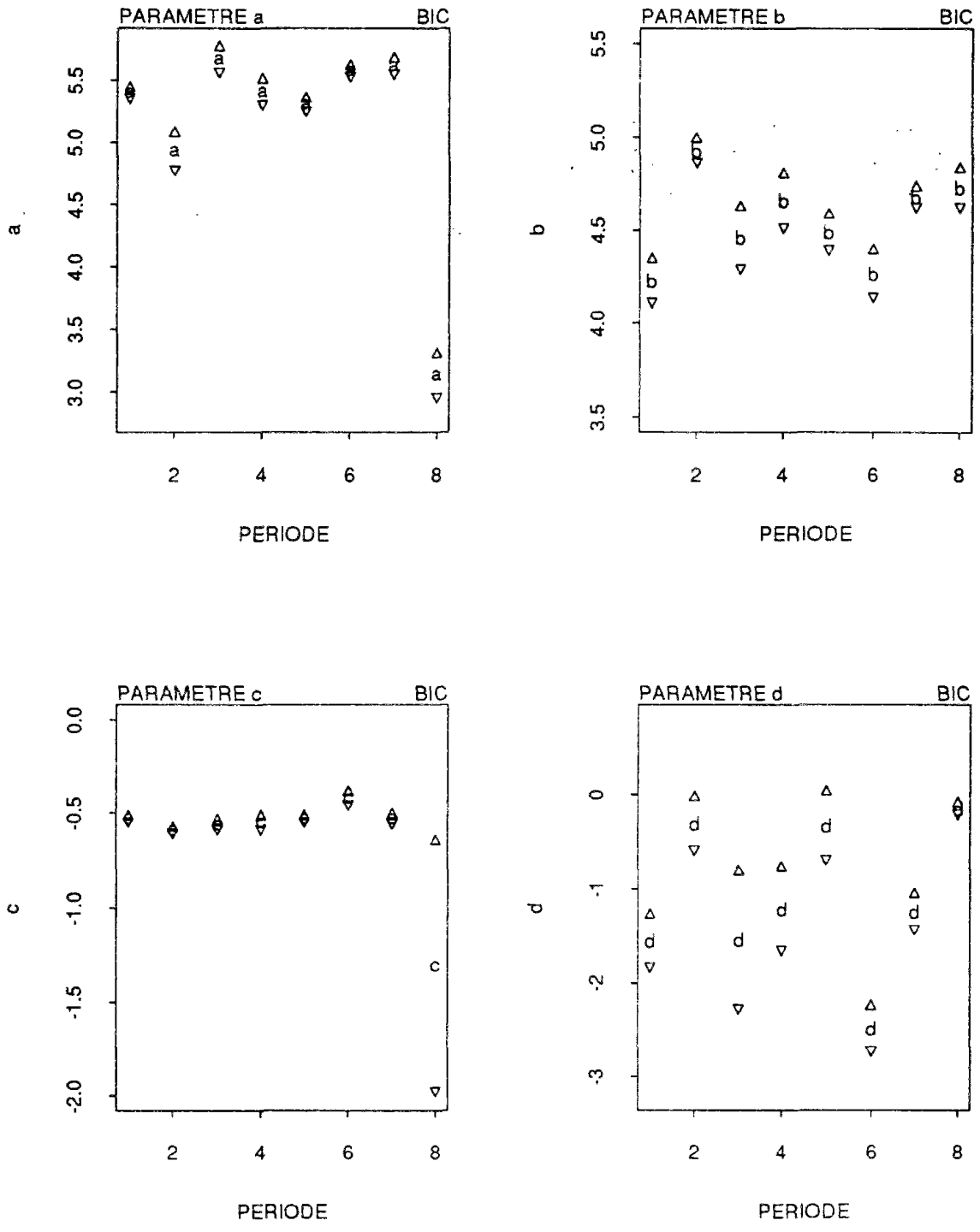
L'interaction entre A et D semble significative dans ce cas, car la réduction de A dans le premier calage, conditionnée par un unique événement, a conduit à une perte d'eau au niveau du transfert ($D > 0$) pour éviter que l'erreur sur la reproduction des faibles débits soit encore plus importante. L'analyse de sensibilité des paramètres donne comme coefficient de corrélation entre a et d 0,81. Ce même coefficient prend la valeur 0,20 dans le deuxième calage, quand on enlève l'influence de la forte crue d'Octobre.

Par un souci de symétrie avec le traitement de la crue d'Octobre 1987, nous avons également réalisé un nouveau calage de GR4J sur la période 8, cette fois ci en retirant de l'échantillon toutes les crues dont la pointe dépasse 30 mm/j. Nous avons fait abstraction de 10 jours de débit, entre le 9 et le 18 Décembre 1990, où la pointe de crue est de 39 mm/j; de 6 jours entre le 17 et le 22 Octobre 1992, où la pointe de crue est de 32 mm/j et de 7 jours entre le 1 et le 7 Novembre de la même année, où la pointe de crue est de 52 mm/j. On constate, ainsi, que la symétrie souhaitée n'est pas complètement assurée, car la crue que l'on retire de la période 7 a une pointe de 97 mm/j. Comme le calage se fait sur l'écart au carré entre débits observés et débits calculés, l'impact des crues de la période 8 sur le calage peut ne pas être le même que celui de la crue d'Octobre 1987.

Le résultat de cet essai est montré sous forme graphique dans la figure 7.17. On confirme que le paramètre A calé sur la période 7 rentre dans l'intervalle des variations de ce paramètre pour les calages avant l'incendie. De plus, son écart-type est réduit considérablement, montrant que la crue exceptionnelle d'Octobre 1987 est responsable d'une augmentation de l'incertitude sur ce paramètre. Il va de même pour D calé sur la période 7.

En revanche, faire l'abstraction des plus fortes crues de la période 8 ne produit pas les mêmes conséquences sur le calage des paramètres. A titre d'exemple, le paramètre A passe de 19 mm à 23 mm et le paramètre D varie de 0,11 mm/j à 0,13 mm/j. Toutes les petites fluctuations des valeurs de l'ensemble des paramètres sont comprises dans leurs écarts-types respectifs. On observe une faible augmentation dans ces écarts-types indiquant une plus grande difficulté à les identifier en l'absence des plus fortes crues de la période.

Il nous semble donc qu'après l'incendie le comportement de la relation pluie-débit du bassin montre un changement significatif qui ne peut pas être expliqué par la seule présence d'événements rares. Par contre, un seul événement rare ayant lieu dans une période avant l'incendie produit sur l'évolution des paramètre du modèle des effets qui vont dans le même sens que ceux produis par les données de la période après l'incendie. Nous reviendrons prochainement sur cette question.



légende des périodes :

1 : 1969-1971	2 : 1972-1974	3 : 1975-1977	4 : 1978-1980
5 : 1981-1983	6 : 1984-1986	7 . 1987-1989	8 : 1990-1992

Fig. 7.17 - Bassin versant du Rimbaud - paramètres *a*, *b*, *c* et *d*
calage de la série 1969-1992 par période de 3 ans avec la suppression
d'une crue sur la période 7 et de 3 crues sur la période 8

L'évolution des paramètres calés sur les 8 sous-séries des données hydrologiques provenant du Vaubarnier et du Valescure sont montrés dans les figures 7.18 et 7.19[6].

Les paramètres calés pour la série des données du Vaubarnier présentent une évolution dans le temps très semblable à celle observée pour le Rimbaud, pour les périodes 1 à 4, c'est à dire, entre 1969 et 1980. Ces sont les périodes les plus humides de la série de 24 années.

Pour les périodes suivantes et selon le paramètre considéré, on ne retrouve pas toujours le même parallélisme entre les deux bassins versants. Par exemple, le paramètre *A* du *BT1* change en sens opposé à celui de *A* du *BIC* dans les périodes 5 et 6. Dans la période 7 le paramètre *A* du *BT1* ne subit pas la même évolution que le paramètre *A* du *BIC*. En effet, dans la série des données du Vaubarnier les débits sont manquants au cours de la fameuse pluie du début d'Octobre 1987. Néanmoins, le paramètre *A* du *BT1* diminue légèrement sur les périodes 6 et 7, car comme on a eu l'occasion de le souligner ci-dessus, dans ces périodes on observe que le bassin est plus productif, malgré le caractère sec des années comprises entre 1984 et 1989. De plus, sur la période 7 du *BT1* d'autres crues importantes ont lieu ; en particulier, la troisième crue la plus importante de la période complète s'y trouve.

L'évolution du paramètre *A* du *BT1* tout au long des ces 24 années laisse percevoir une certaine tendance à l'augmentation, qui se superpose aux changements entre périodes. Cela est une réaction cohérente de ce paramètre face à l'aggravation de la sécheresse.

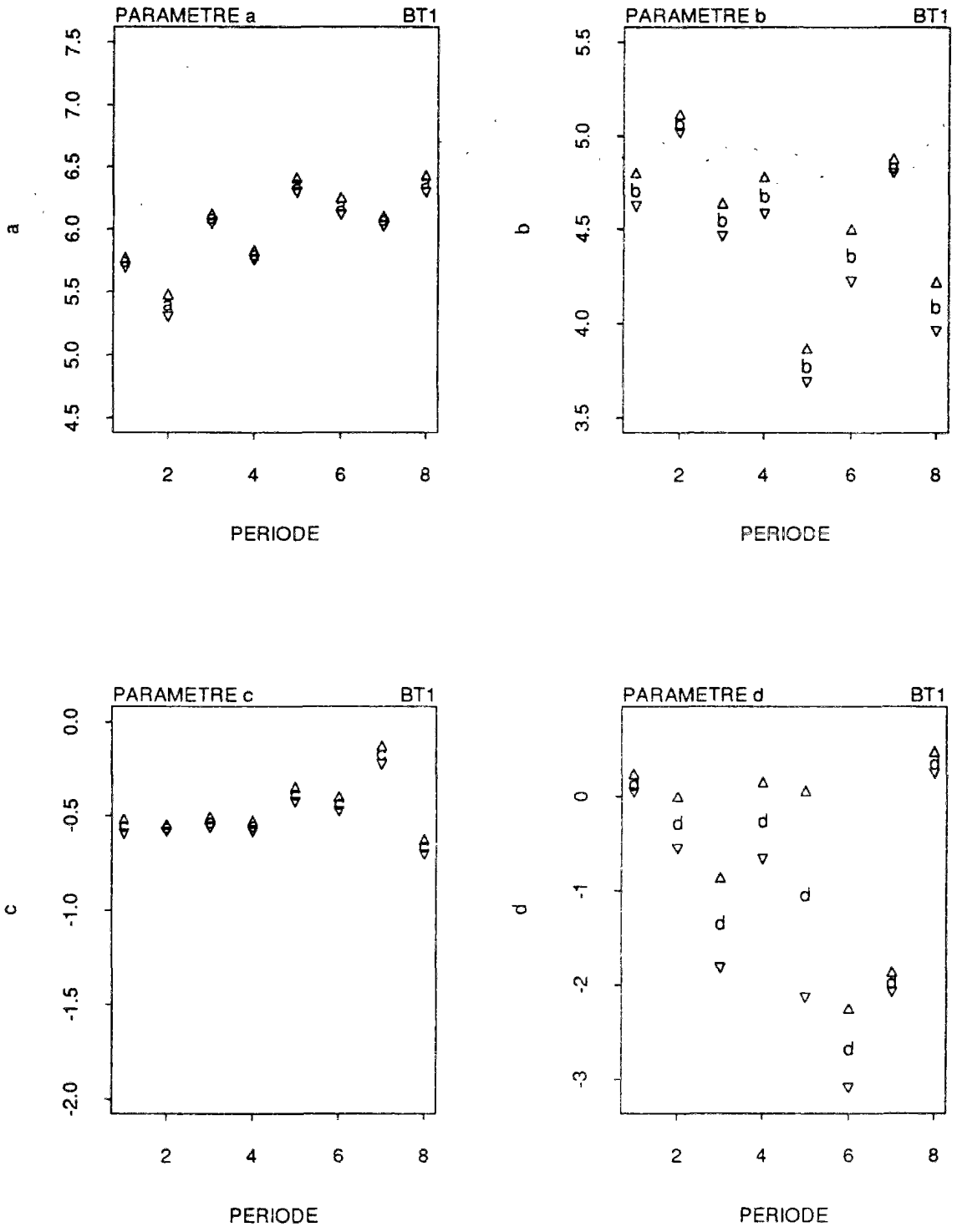
Finalement, et il s'agit ici du point le plus important de cette comparaison, le paramètre *A* du *BT1* dans la période 8 présente une évolution dans le sens contraire au paramètre *A* du *BIC*, il augmente de valeur. Néanmoins, son changement est beaucoup plus petit que celui du *A* du *BIC* et il reste relativement stationnaire par rapport aux valeurs qu'il prend au cours des années sèches qui ont précédé.

En ce qui concerne le paramètre *B*, on remarque presque toujours un bon parallélisme entre les deux bassins, non seulement en termes d'évolution dans le temps mais aussi en termes de valeurs prises par ce paramètre, exception faite des calages sur les périodes 1, 5 et 8. Particulièrement dans la période 8 on remarque que *B* du *BT1* varie en sens opposé à *B* du *BIC*.

L'évolution de *B* du *BT1* entre les périodes 7 et 8 est significative, sa valeur passe de 126 mm à 60 mm. *B* du *BIC* pour les mêmes périodes ne varie que de 26 mm. On observe encore une forte variation de *B* du *BT1* entre les périodes 4 et 5, de -64 mm. *B* du *BIC* varie dans le même sens entre les mêmes périodes, mais seulement de -17 mm.

Le paramètre *C* du *BT1* évolue de façon assez parallèle à *C* du *BIC*, y compris pour la période 8. Il garde, cependant, des écarts-types très petits dans tous les calages. *C* du *BT1* augmente de manière significative pour la période 7.

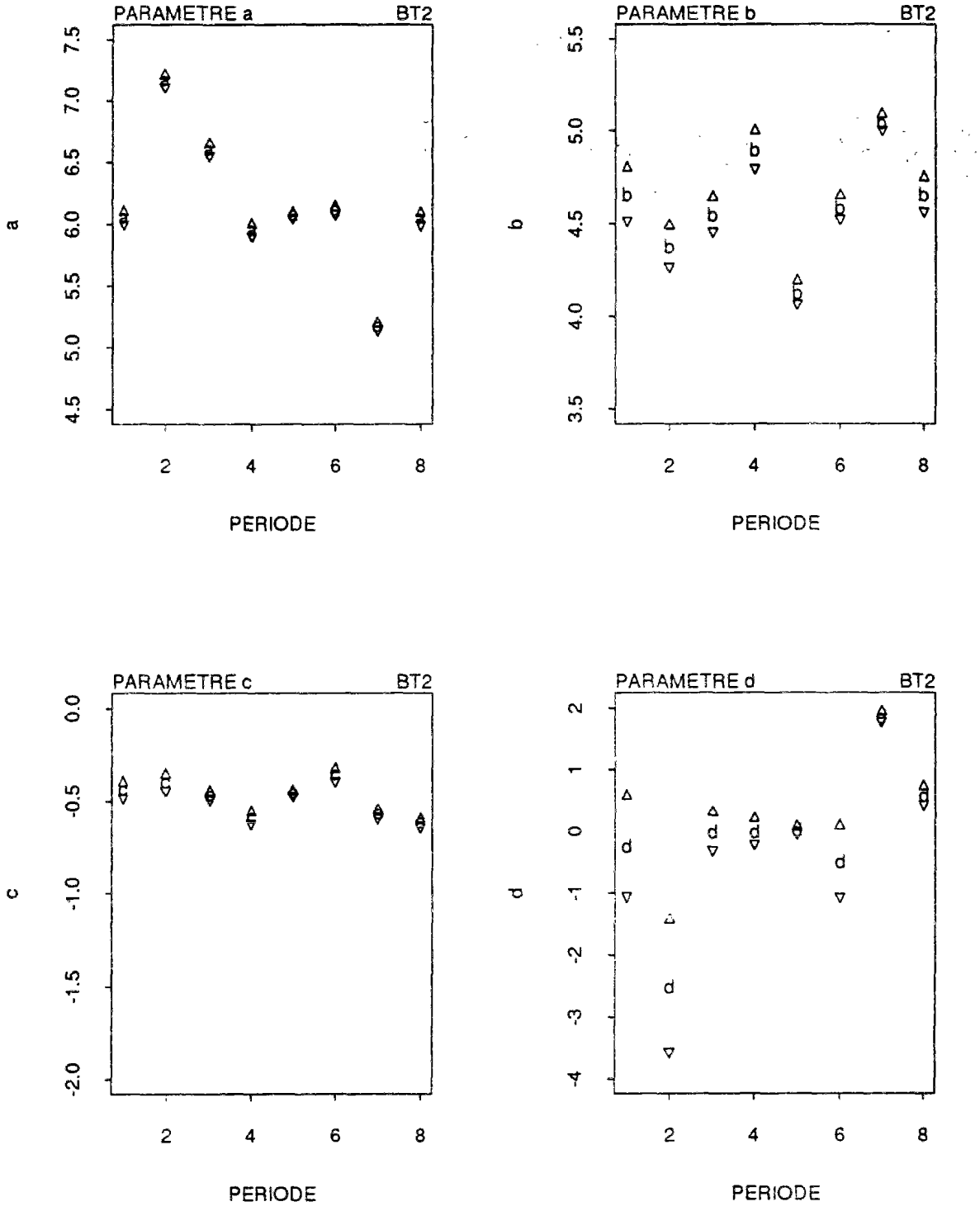
[6]On utilise dans les figures 7.18 et 7.19 les mêmes amplitudes d'échelles graphiques que celles de la figure 7.15, pour faciliter la comparaison visuelle, à l'exception du paramètre *d* correspondant au bassin du Valescure. Dans ce cas, l'amplitude de variation de *d* est beaucoup plus grande que dans le cas des 2 autres bassins.



légende des périodes :

1 : 1969-1971	2 : 1972-1974	3 : 1975-1977	4 : 1978-1980
5 : 1981-1983	6 : 1984-1986	7 : 1987-1989	8 : 1990-1992

Fig. 7.18 - Bassin versant du Vaubarnier - paramètres *a*, *b*, *c* et *d* calage de la série 1969-1992 par période de 3 ans



légende des périodes :

1 : 1969-1971	2 : 1972-1974	3 : 1975-1977	4 : 1978-1980
5 : 1981-1983	6 : 1984-1986	7 : 1987-1989	8 : 1990-1992

Fig. 7.19 - Bassin versant du Valescure - paramètres *a*, *b*, *c* et *d* calage de la série 1969-1992 par période de 3 ans

En ce qui concerne le paramètre *D*, un parallélisme est également trouvé sur certaines périodes, entre des valeurs de ce paramètre issues du *BIC* avec celles issues du *BT1*. Dans les périodes 6 et 7, *D* du *BT1* prend des valeurs très négatives. Comme dans le cas de l'évolution du paramètre *A* du *BT1* sur ces deux périodes, la raison de ce comportement se trouve probablement dans le fait que le *BT1* y génère des lames d'eau relativement importantes par rapport aux pluies.

Par contre, la comparaison des valeurs des paramètres obtenues sur le Rimbaud avec celles obtenues sur le Valescure montre des différences plus importantes, en ce qui concerne leur évolution au cours du temps, exception faite du paramètre *C*.

Le paramètre *A* du *BT2* est particulièrement stationnaire au cours des années sèches (périodes 4 à 8), exception faite de la période 7. En effet, les réponses du *BT2* aux pluies d'Octobre 1987 sont moins importantes que celles du *BIC*, mais demeurent significatives par rapport à l'histoire hydrologique du *BT2*. Les plus forts débits de la période 7 se situent entre 25 mm/j et 45 mm/j. En conséquence de ces forts débits dans une période globalement assez sèche, le paramètre *A*, ainsi que le paramètre *D* montrent le même type d'évolution que dans le cas du *BIC* déjà décrit.

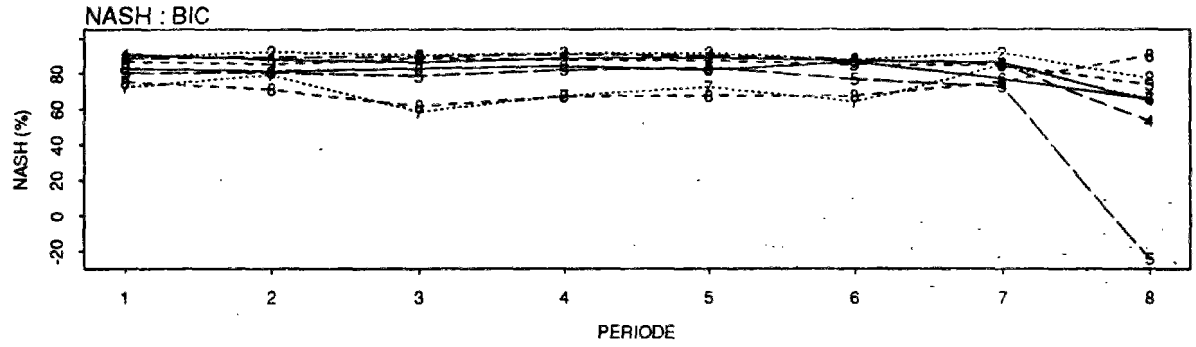
Par contre, au cours des périodes 2 et 3, le paramètre *A* du *BT2* prend des valeurs plus typiques d'une période sèche. Ce comportement est inattendu, car il s'agit là justement des deux périodes les plus humides de la série complète et où également on trouve les crues les plus importantes du bassin. Nous n'avons pas, pour l'instant, les moyens de justifier ce comportement du paramètre *A* et nous croyons que l'analyse de l'évolution des critères de qualité développée dans le prochain paragraphe nous apportera des renseignements supplémentaires à ce sujet.

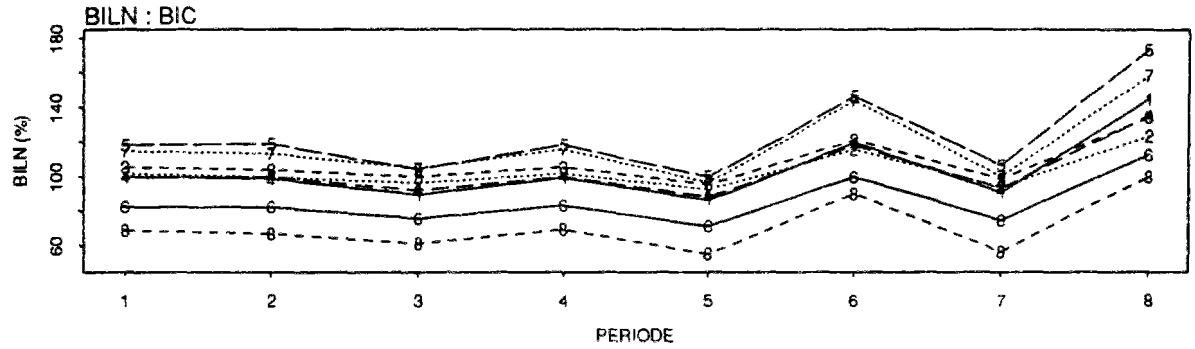
Finalement, on constate que comme dans le cas du *BT1*, les paramètres du *BT2* ne présentent pas la même évolution que les paramètres du *BIC* au cours de la période 8. Cela est une indication que l'incendie sur le Rimbaud semble avoir effectivement conduit à une évolution particulière des paramètres du modèle et que ce fait témoigne d'un changement dans la relation pluie-débit. Cette observation doit être relativisée par le fait que d'après l'évolution des paramètres de GR4J pour les périodes avant l'incendie sur le *BIC*, le *BT1* et le *BT2* ne présentent pas toujours un parallélisme avec le *BIC*. De ce fait ils ne semblent pas être les bassins témoins idéaux pour l'étude en question.

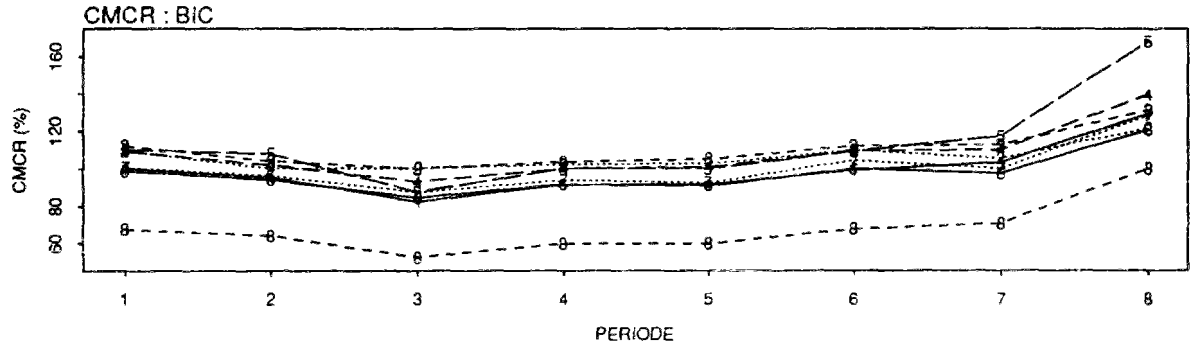
7.5.3- Les résultats des contrôles successifs de GR4J sur les bassins *BIC*, *BT1* et *BT2*

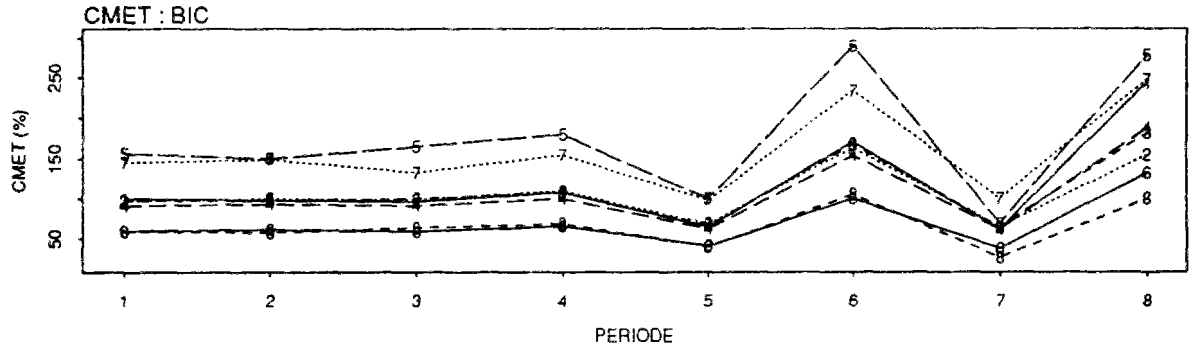
La figure 7.20 montre l'évolution des variables hydrologiques obtenus à partir des données du Rimbaud, quand elles sont générées par le modèle GR4J utilisé en contrôle.

Tout d'abord on observe que les contrôles effectués avant l'incendie démontrent une grande stabilité du critère de NASH qui varie entre 80 % et 90 %, à l'exception de la période 7. En effet, le comportement des périodes 7 et 8 est assez proche, en ce qui concerne le critère de NASH, quand ces deux périodes sont simulées par GR4J en utilisant les jeux des paramètres obtenus sur les autres périodes. D'autre part, les paramètres obtenus sur la période 8 produisent des pertes de la valeur du critère de l'ordre de 10 à 30% pour toutes les périodes de contrôle. En particulier, la période 5 (1981-1983) qui se caractérise comme l'une des plus sèches, est très sensible au contrôle par la période 8 et présente un *NASH* négatif dans ce cas.





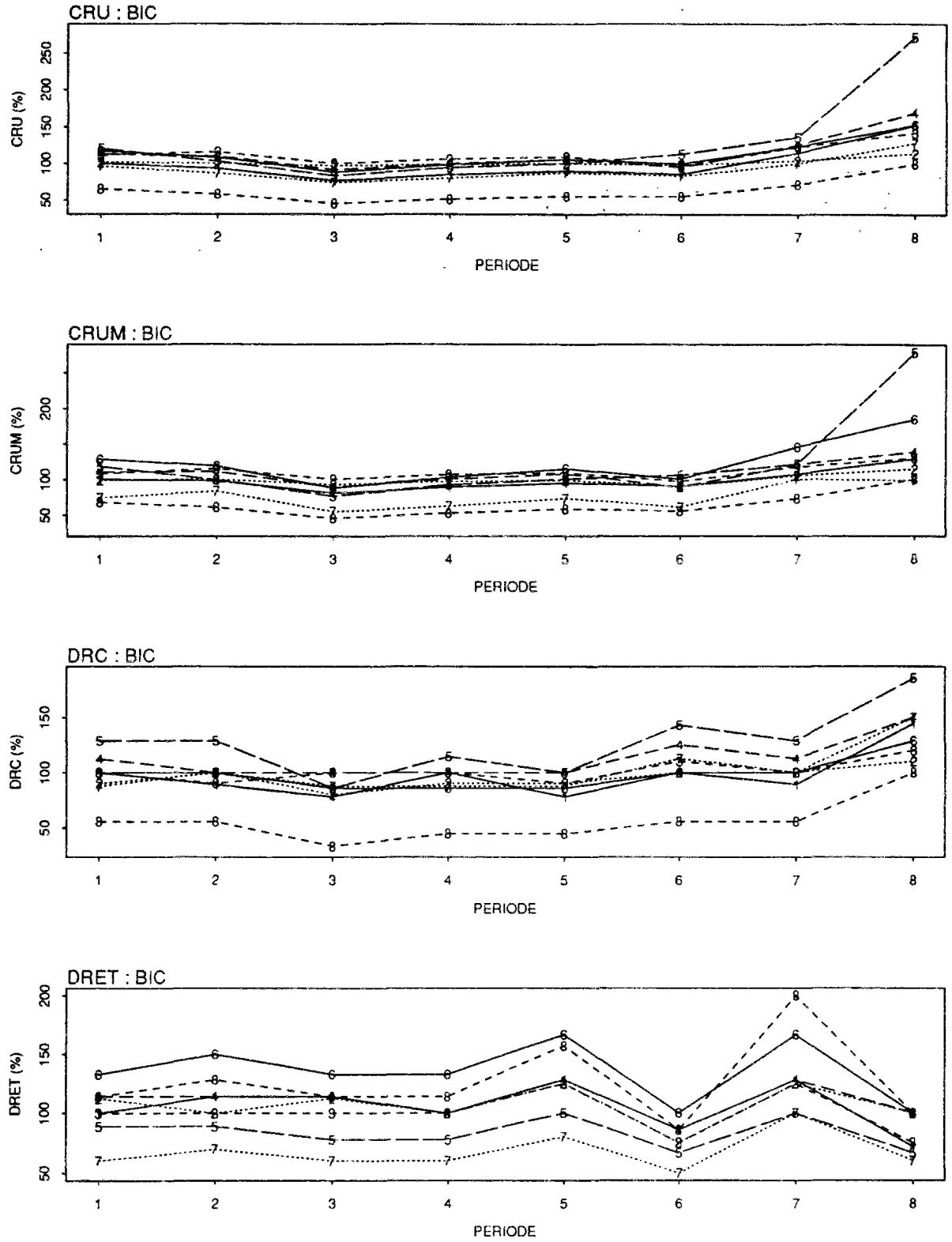




légende des périodes :

1 : 1969-1971	2 : 1972-1974	3 : 1975-1977	4 : 1978-1980
5 : 1981-1983	6 : 1984-1986	7 : 1987-1989	8 : 1990-1992

Fig. 7.20



NASH = critère de NASH | *BILN* = rapport de bilan | *CMCR* = r. des cumuls des crues | *CMET* = r. des cumuls d'étiages
CRU = r. des crues annuelles moy. | *CRUM* = r. crues m.-maximorum | *DRC* = rapport des durées de crue | *DRET* = r. des durées d'étiage

Fig. 7.20 - Bassin Versant du Rimbaud -Evolution dans le temps des critères de qualité de GR4J pour des contrôles successifs

Si l'on regarde les réactions des autres critères de qualité de la période 8, quand elle est contrôlée par les jeux de paramètres obtenus sur les périodes d'avant l'incendie, on constate le caractère singulier de cette période 8. L'ensemble des autres jeux de paramètres conduit à:

a des sous-estimations du critère de bilan et, donc des écoulements, entre 20 % et 40% ;

b des sous-estimations des cumuls des crues de l'ordre de 40% et des cumuls d'étiage de l'ordre de 50% ;

c également des sous-estimations des crues et des durées des crues d'à peu près 40% à 50% ;

d des surestimations des durées des étiages entre 20 % et 100 %.

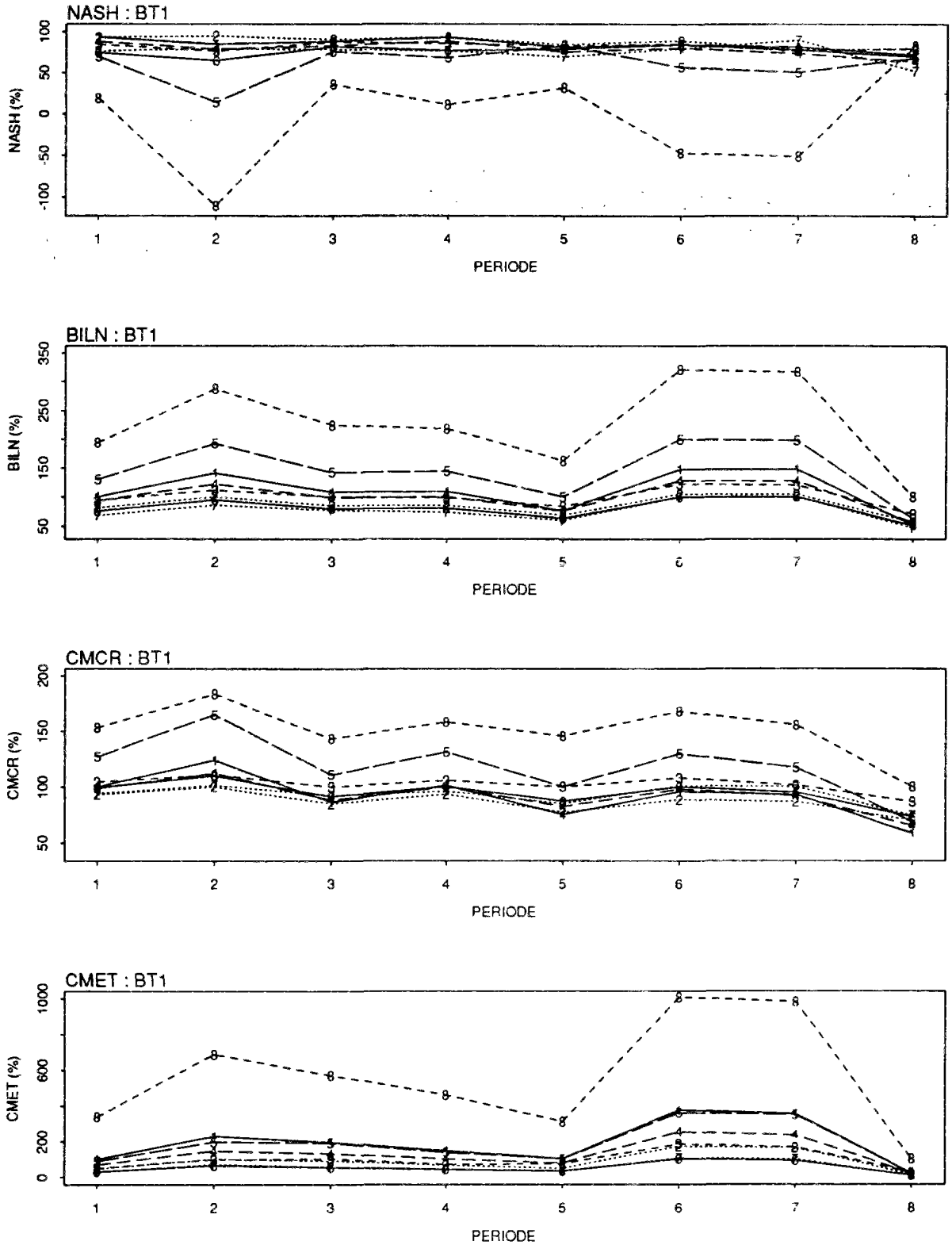
Cependant, la période après l'incendie n'est pas toujours la seule à présenter un comportement non-stationnaire par rapport aux autres périodes. En effet, en raison de la crue exceptionnelle qui conditionne le calage de GR4J sur la période 7, les critères *CRUM* correspondants aux deux périodes en situation de contrôle sont proches.

D'autre part, la période 6 s'approche de la période 8 pour les critères *BILN*, *CMET* et *DRET*. La raison de cela se trouve très probablement dans le fait que le paramètre *D* de la période 6 a une valeur très négative. Ainsi, quand cette période est soumise au contrôle en utilisant les jeux de paramètres où le module de *D* est plus petit, on retrouve des sous-estimations des variables hydrologiques associées au rendement. Ce résultat montre que sur ces variables hydrologiques, les paramètres *A* et *D* jouent un rôle semblable. Dans le cas d'autres critères, comme ceux liés aux crues le rôle des ces deux paramètres se distinguent.

Pour presque tous les critères, la période 5 se trouve à l'opposé de la période 8. L'ensemble des autres jeux de paramètres produisent des surestimations significatives des critères *BILN*, *CMET*, *CRU* et *DRC* sur la période 5. Cette non-stationnarité s'explique essentiellement par l'effet de la sécheresse sur le comportement du bassin versant. Les pluies sur le Rimbaud dans cette période sont de 900 mm, contre une moyenne pluriannuelle de précipitation de 1200 mm. De plus, le bassin répond considérablement moins à ces pluies que dans les autre périodes. La lame écoulée[7] entre 1981 et 1983 est de 415 mm, ce qui donne un coefficient d'écoulement de 0,46, quand il est de 0,57 pour la période complète qui précède l'incendie (1969-1989).

Quand, par contre, on utilise le jeu de paramètres calés sur la période 8 pour faire le contrôle de l'ensemble des périodes avant l'incendie, on observe des conséquences exactement opposées, sur les variables hydrologiques, que celles décrites sur la période 8 en situation de contrôle. C'est à dire que les paramètres caractéristiques du bassin après l'incendie surestiment entre 20 % et 60 % toutes les variables hydrologiques étudiées dans cette recherche, sauf les durées des étiages. La période 5 demeure la plus sensible dans tous les essais en utilisant le jeu des paramètres originaires de la période après l'incendie.

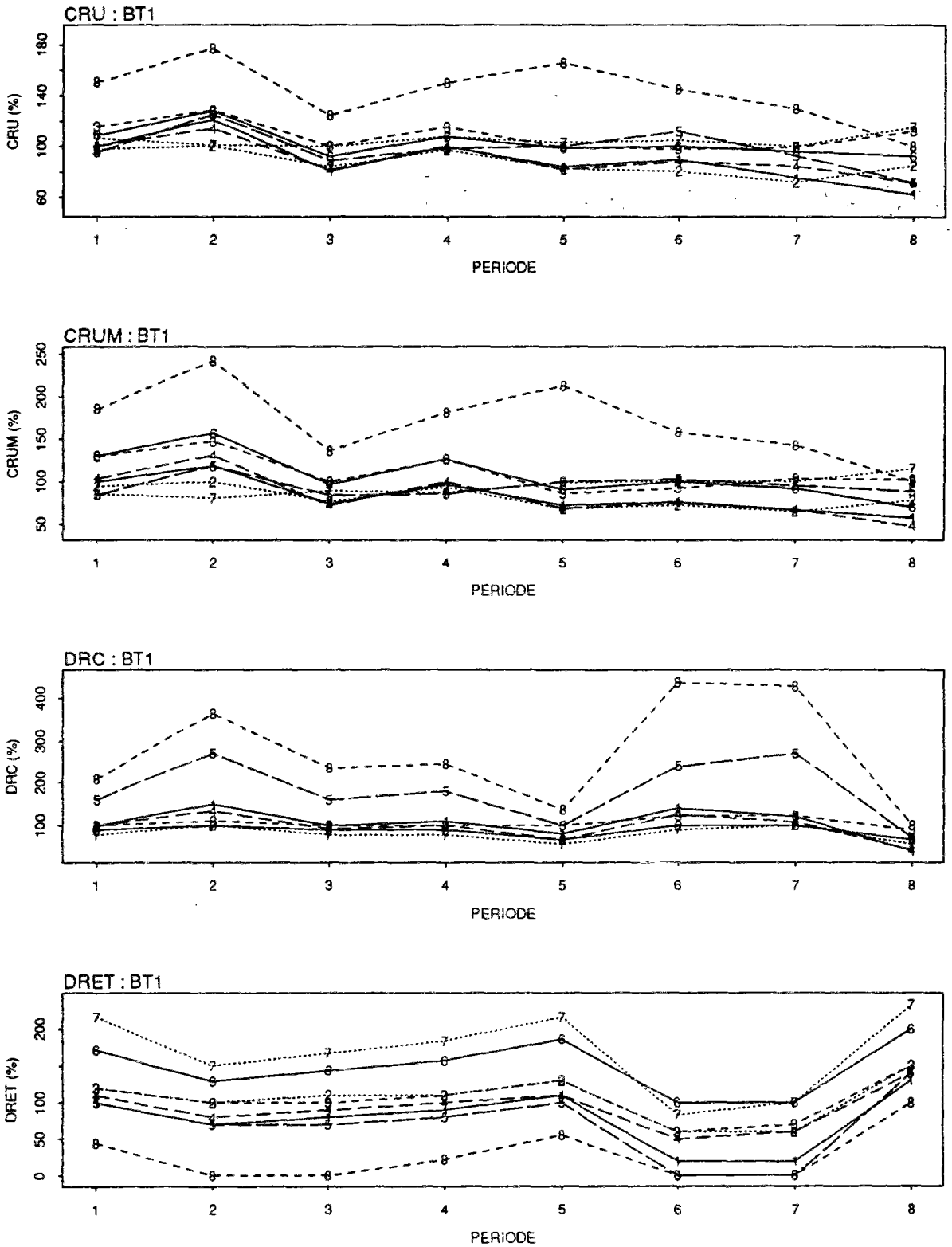
[7] Sur la série des données de débit du Rimbaud dans cette période il y a une interruption de mesure de 3 jours au mois de Décembre 1981. Le modèle GR4J estime la lame d'eau à 21 mm sur cette interruption.



légende des périodes :

1 : 1969-1971	2 : 1972-1974	3 : 1975-1977	4 : 1978-1980
5 : 1981-1983	6 : 1984-1986	7 : 1987-1989	8 : 1990-1992

Fig. 7.21



NASH = critère de NASH *BILN* = rapport de bilan *CMCR* = r. des cumuls des crues *CMET* = r. des cumuls d'étiages
CRU = r. des crues annuelles moy. *CRUM* = r. crues m.-maximorum *DRC* = rapport des durées de crue *DRET* = r. des durées d'étiage

Fig. 7.21 - Bassin Versant du Vaubarnier -Evolution dans le temps des critères de qualité de GR4J pour des contrôles successifs

Cette même démarche a été également utilisée sur les deux bassins témoins, le Vaubarnier et le Valescure. Les résultats de ces essais se trouvent dans la figure 7.21 pour le Vaubarnier et dans l'annexe 7.3 pour le Valescure.

En ce qui concerne le Vaubarnier, le premier constat, de toute évidence est que ce bassin n'est pas non plus stationnaire au cours du temps. De plus, la manifestation d'une non-stationnarité est très marquée justement pour la période 8, c'est à dire, celle de l'après incendie dans le Rimbaud. On constate que *grosso modo* la non-stationnarité sur les données du Vaubarnier pour la période 8 conduit même à des déviations sur les critères de qualité qui sont plus importantes que celles introduites par les paramètres calés sur la période 8 de la série du Rimbaud. Néanmoins, les déviations introduites par les paramètres calés sur la période 8 du Rimbaud se trouvent en opposition par rapport à celles introduites par les paramètres calés sur la période 8 du Vaubarnier.

En effet, le *BT1* présente une non-stationnarité dans la période 8 typique d'une période très sèche. Comme nous avons déjà eu l'occasion de le remarquer, le *BT1* est très peu productif dans cette période. Les 848 mm de pluie moyenne sur le BT1 génèrent 105 mm de lame d'eau écoulée moyenne[8]. Pour la période antécédente (1969-1989), la pluie moyenne pluriannuelle est de 1068 mm, la lame d'eau écoulée moyenne est de 465 mm. En conséquence, quand la période 8 des données du Vaubarnier est contrôlée par les jeux des paramètres calés sur les périodes précédentes, les surestimations de l'écoulement peuvent atteindre bien plus de 100 %, voire 200 %. Sur les étiages, les débits peuvent être multipliés par 9 et les durées des étiages sont sous-estimées de plus de 50 % ; sur les périodes humides, les crues sont surestimées avec des pourcentages entre 20 % et 80 % et les durées des crues sont majorées de plus de 100 %, voire de 300 %.

Les paramètres calés sur les périodes 2, 6 et 7 produisent en général les plus importantes déviations dans le contrôle sur la période 8. Cela est probablement dû pour une part au caractère humide de la période 2 et au fait que dans les périodes 6 et 7, bien que sèches, le bassin est plus productif.

Les résultats du contrôle successif sur le Valescure sont plutôt en accord avec ceux que l'on vient de décrire sur le Vaubarnier (voir l'annexe 7.3). Comme dans le cas du Vaubarnier et au contraire de ce qui se passe dans le cas du Rimbaud, la période 8, quand elle est contrôlée par les jeux des paramètres obtenus sur les autres périodes, conduit à des surestimations des critères comme *BILN*, *CMET* et *DRC*, ainsi qu'à une sous-estimation nette du critère *DRET*.

Néanmoins, au contraire du cas du Vaubarnier, la période 8 n'est pas toujours celle qui montre le comportement le plus divergent. Sur les critères *CMRC*, *CRU*, *CRUM*, et *DRET* la période 2 se montre moins stationnaire quand elle est contrôlée par les autres jeux de paramètres. L'ensemble de ces critères y sont surestimés.

En ce qui concerne les 3 premiers critères supra-cités, il s'agit d'un comportement typique d'une période particulièrement sèche, probablement induit par la valeur élevée du paramètre *A* calé sur la période 2, comme l'on avait déjà remarqué auparavant. Or, la période 2 se place justement parmi les plus humides de la série complète. Par contre, l'évolution dans le

[8] Sur la série des données de débit du Vaubarnier dans cette période il y a une interruption de mesure de 25 jours entre les mois de Janvier et de Février 1992. Le modèle GR4J estime la lame d'eau à 16 mm sur cette interruption.

temps du critère *DRET* caractérise une série particulièrement humide. Cela est certainement dû au fait que le paramètre *D* calé sur les données de la période 2 est le plus négatif de toutes les périodes. Donc, les autres jeux de paramètres ont tendance à générer des périodes d'étiage plus longues sur la période 2. La période 3, pour les mêmes raisons évoquées pour la période 2, présente un comportement semblable. D'autre part, le comportement hydrologique du *BT2* dans la période 5 est opposé à celui du *BIC* et à celui du *BT1*.

La période 7 du *BT2* se montre non-stationnaire de façon particulièrement significative dans le cas du critère *CMET*, fortement surestimé, ainsi que dans les cas du *BILN* et du *DRC* également surestimés. Comme pour les données du Rimbaud, il s'agit ici des conséquences d'une valeur peut-être trop basse du paramètre *A*, certainement conditionnée par les fortes crues de la période.

7.5.4 - Quelques réflexions complémentaires concernant les effets de l'incendie

Si l'on centre sur la période 8 l'analyse du comportement hydrologique des trois bassins versants, *BIC*, *BT1* et *BT2*, on prendrait pour consistantes les indications données par le modèle concernant les effets de l'incendie de forêt sur la relation pluie-débit du *BIC*. Il est vrai que les deux bassins témoins ont démontré une non-stationnarité prononcée sur la même période 8 où a lieu l'incendie sur le Rimbaud. En revanche, ces changements significatifs dans la relation pluie-débit des bassins témoins apparaissent plutôt comme une conséquence de l'aggravation de la période sèche qui débute vers le début des années 80 et se prolonge jusqu'à la fin de la série des données utilisées dans cette étude.

Le bassin du Rimbaud a naturellement subi les mêmes fluctuations climatiques. Et pourtant dans la période 1990-1992 l'évolution des variables hydrologiques originaires de ce bassin lorsqu'elles sont calculées par GR4J, va justement dans le sens opposé de celui des deux bassins témoins. Naturellement les paramètres du modèle traduisent cette évolution, en particulier les paramètres *A* et *C*. Cela nous permet de dresser un tableau des conséquences hypothétiques de l'incendie sur le comportement hydrologique du Rimbaud (voir tableau 7.11). Pour le faire nous nous basons sur les résultats de notre approche de calages successifs montrés dans la figure 7.20.

Tableau 7.11 - Effets hypothétiques de l'incendie sur le bassin versant du Rimbaud

variables hydrologiques	effets de l'incendie	
	de	à
écoulements interannuels	+ 10 %	+ 60 %
volumes de crues	+ 20 %	+ 60 %
volume d'étiages	+ 10 %	+ 260 %
moyennes des crues	+ 5 %	+ 260 %
durées des crues	+ 5 %	+ 160 %
durées des étiages	0	- 40 %

LAVABRE, SEMPERE TORRES et CERNESSON (1993) utilisent le modèle GR3J pour étudier la même question. Ils réalisent un calage unique de GR3J sur une période avant l'incendie et ensuite font un contrôle sur la période après l'incendie. Le bassin témoin, le

Vaubarnier, n'est pas utilisé dans cette partie de leur étude. Les résultats montrent que par rapport à la période de calage, le modèle sous-estime de 40 % les durées des crues ; surestime de 40 % les durées d'étiages ; sous-estime de 121 mm/an les cumuls des crues et surestime les cumuls d'étiages de 10 mm/an. Ils affirment de plus que les effets de l'incendie conduisent à une augmentation des écoulements annuels entre 22 % et 64 %.

Ces résultats, issus d'une approche d'utilisation du modèle différente de la notre, sont du même ordre de grandeur que ceux donnés dans le tableau 7.11. Une telle convergence n'est pas surprenante car GR3J et GR4J possèdent la majorité de leurs fonctions en commun. Les résultats obtenus avec GR4J sont également cohérents avec ceux de la littérature, ainsi qu'avec ce que l'on peut attendre comme conséquences de l'incendie de forêt, à partir d'un simple raisonnement qualitatif sur le phénomène.

Si, en revanche, on essaie d'intégrer dans notre analyse l'ensemble des calages et des contrôles de GR4J sur les périodes qui précèdent l'incendie nous croyons que les conclusions ci-dessus, plutôt favorables à l'hypothèse que l'incendie introduit des changements conséquents et parfaitement identifiables par le modèle GR4J doivent être nuancées.

Considérons d'abord l'impact de la forte crue d'Octobre 1987 qui a lieu dans le *BIC* sur le calage de GR4J sur la période 1987-1989. Si cette crue était le résultat d'une erreur de mesure, par sa suppression on verrait nettement renforcée l'hypothèse que l'incendie de forêt est à l'origine de l'évolution des paramètres de GR4J calés sur la période 8 et de ce fait également du changement observé sur les variables hydrologiques du *BIC*.

Néanmoins, la crue d'Octobre 1987 est un événement mesuré dans son intégralité et sur lequel on n'associe aucune suspicion d'erreur particulière. En effet, notre seul objectif en faisant abstraction de cette crue a été d'expliquer l'évolution à première vue un peu inattendue des paramètres de GR4J quand ils sont calés sur la période 1987-1989. Quand nous intégrons la crue d'Octobre 1987 dans notre analyse on doit admettre en conséquence que le comportement du *BIC* au cours d'une période sèche est plus complexe. Ainsi, les valeurs prises par les paramètres et par les variables hydrologiques calculées par GR4J sur cette période traduisent la présence d'un événement important certes, mais pas étranger à l'hydrologie d'un bassin méditerranéen au cours d'années sèches.

Bien entendu, on observe sur la période 7 une dégradation des critères de qualité du calage de GR4J (voir figure 7.14). Cela montre une inadéquation du couple modèle-calage par moindres carrés à une particularité du comportement d'un bassin méditerranéen. Le modèle n'arrive pas à bien reproduire la forte crue de 1987 en même temps qu'il compromet encore davantage la reproduction des faibles débits. De plus, il faut reconnaître dans ce cas une probable conséquence sur la longueur de la série de calage de données, car dans un bassin intermittent le nombre d'événements fournis au calage est faible, surtout en période sèche. Il y a donc ici une plus grande incertitude associée à la modélisation. Néanmoins, on montre par l'analyse en cours que même quand un modèle marche moins bien il est toujours possible de réfléchir sur le comportement hydrologique d'un bassin versant et d'arriver à des conclusions pertinentes.

Maintenant, le fait qu'en faisant le même exercice de non prise en compte des plus fortes crues sur la période 8 ne produit pas des changements sur les paramètres de GR4J, par rapport au calage sur les données intégrales est révélateur d'un comportement hydrologique spécifique à cette période. La question de savoir si cela peut être attribué aux conséquences de

l'incendie mérite un peu plus d'analyse. De toutes façons, cet essai quelque peu artificiel d'ignorance de certains événements avant le calage illustre la complexité de l'étude en question.

D'autre part, vus par GR4J, le *BIC*, le *BT1* et le *BT2* présentent un comportement non-stationnaire dans les périodes avant l'incendie. Des non-stationnarités apparemment naturelles peuvent conduire à des fluctuations sur les variables hydrologiques ayant un même ordre de grandeur que celles attribuées à la destruction de la couverture végétale par le feu. Nous nous trouvons ainsi face au risque de ne pas être en mesure d'attribuer totalement à l'incendie les fluctuations sur la relation pluie-débit du *BIC* dans la période 8. Naturellement, ce risque peut être minimisé si les non-stationnarités sur les périodes avant l'incendie sont explicables par l'évolution du climat ; c'est-à-dire, si les années humides se différencient nettement des années sèches en termes d'évolution des valeurs des paramètres du modèle ainsi que d'évolution des variables hydrologiques au cours du temps. En effet, on réussit à le faire assez fréquemment dans les cas étudiés. Cependant, face à de telles fluctuations du climat les 3 bassins ne présentent pas toujours des comportements homogènes entre eux.

De plus, dans le bassin même du Rimbaud, nous avons pu constater des comportements hydrologiques parfois semblables à ceux que nous supposons dus à l'incendie. Cela est notamment le cas dans certaines années sèches comme celles des périodes 6 et 7. Il est donc légitime de se demander si le comportement hydrologique que l'on observe après l'incendie ne serait pas déjà amorcé dans les périodes précédentes, et résulterait d'aggravation de la sécheresse.

On se trouve ainsi face à une situation où on a des raisons suffisantes pour appuyer la thèse d'un changement du comportement hydrologique causé par la destruction de la couverture végétale du *BIC* par le feu. Mais on est tout de même obligé d'admettre que ce que l'on voit au travers de GR4J comme évolution des variables hydrologiques ne peut pas être attribué uniquement à l'incendie, car nous ne pouvons pas négliger le rôle joué par le caractère particulier du climat à ce moment ainsi que dans les années qui le précèdent. Comme les bassins témoins ne montrent pas non plus un comportement stationnaire, le partage entre les conséquences dues au climat et celles dues au feu est très délicat.

7.5.5 - Quelques réflexions complémentaires d'ordre méthodologique

La méthodologie adoptée dans la présente étude, par le fait de ne pas considérer comme stationnaires *a priori* les bassins versants utilisés comme témoins ou les bassins soumis à des interventions humaines, dans la période avant intervention ; par le fait d'essayer d'utiliser toute l'information présente dans les séries de données hydrologiques (fonctionnement en continu ; simulation du rendement et du transfert) et par le fait d'éliminer les ambiguïtés du choix d'épisodes et de la séparation des écoulements comme dans la méthode de comparaison d'hydrogrammes unitaires, semble être bien adaptée pour répondre aux questions posées ici. Cependant, elle n'est pas à l'abri de résultats peu concluants, surtout en termes quantitatifs. Cela peut arriver toutes les fois où les incertitudes associées à la modélisation ou des fluctuations climatiques particulières font qu'il est difficile de déceler les effets d'une intervention humaine sur la relation pluie-débit.

Bien entendu, une telle difficulté peut être révélatrice du fait que l'intervention humaine produit des effets marginaux quand on les compare par exemple aux conséquences dues aux

fluctuations climatiques. Cela semble être le cas de l'étude des effets du drainage que l'on vient de décrire, car il ne portait que sur 8% de la surface du bassin versant.

Dans le cas de l'incendie de forêt, il faut bien admettre que si à la place de 24 années de mesure, nous ne disposions que de 6 années, de 1987 à 1992, les résultats de notre analyse concernant les effets de l'incendie auraient été trompeusement plus clairs. On peut même regretter qu'il n'y ait pas encore assez de périodes après l'incendie et une telle étude devrait être reprise dans quelques années. A cette date, il va falloir également prendre en compte la régénération de la couverture végétale du Rimbaud. Il nous reste, donc, à insister sur l'importance de disposer de séries de données hydrologiques assez longues pour ce type d'étude et à souligner le danger de ne travailler que sur des événements isolés.

7.6 - CONCLUSION

Deux cas d'études concernant des changements d'origine anthropique sur l'occupation des sols de bassins versants ont été considérés ici, un cas de drainage agricole, dont la surface drainée couvrait 8% de la surface totale du bassin et un cas d'incendie de forêt qui a brûlé 85% de la couverture végétale. Dans les deux cas, on a pu compter sur des bassins témoins pour des études comparatives.

Les résultats obtenus dans le cadre de ces deux études nous permettent de constater que le modèle GR4J représente correctement la relation pluie-débit pour les cinq bassins étudiés, avant et après les interventions considérées.

Dans le cas du drainage agricole, le drainage limité à 8% du bassin versant ne donne pas lieu à des effets hydrologiques décelables par une modélisation globale telle que celle de GR4J. Compte tenu de la précision honorable de ce modèle, nous pouvons donc considérer que ces effets sont probablement assez faibles.

Dans le cas de l'incendie de forêt, des changements nets sur l'évolution des paramètres calés avant et après l'événement ainsi que sur différents critères de contrôle de la qualité de la modélisation permettent de déceler des conséquences à attribuer à l'incendie sur la relation pluie-débit du bassin.

Néanmoins, la modélisation par GR4J des bassins témoins et du bassin brûlé avant l'incendie a révélé des comportements hydrologiques complexes avec des non-stationnarités sur la relation pluie-débit du même ordre ou plus importantes que celles observées sur le bassin brûlé après l'incendie. Ces constats nous empêchent d'attribuer aux seules conséquences de l'incendie l'évolution de la relation pluie-débit sur le bassin brûlé.

Ils nous semble pouvoir conclure que l'utilisation d'un modèle tel que GR4J pour identifier un comportement hydrologique non-stationnaire, en analysant les éventuels changements de valeurs des paramètres et les tendances décelables par l'analyse de l'évolution des variables hydrologiques dans le temps est utile à la compréhension de tels phénomènes, et met en évidence la complexité et la diversité de bassins que l'on aurait pu croire très similaires.

Conclusion générale

CONCLUSION GENERALE

Les questions

Tout au long de cette recherche nous nous sommes intéressé essentiellement à deux questions, l'une concernant la démarche de modélisation en hydrologie, traitée surtout dans les chapitres 1, 2, 3 et 5, l'autre concernant l'identification des effets d'actions anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant, traitée surtout dans les chapitres 4, 6 et 7. La première question pose le problème de la stratégie la plus adéquate à la représentation par des modèles mathématiques de processus qui ont lieu dans un système donné, en l'occurrence un système naturel délimité par le bassin versant. La deuxième question pose le problème assez classique de la détection d'un éventuel changement de comportement dans un système quand on change une ou plus de leurs caractéristiques.

D'après les réflexions développées dans le chapitre 1, on peut dire que la complexité des systèmes naturels confère à ces deux problèmes un degré significatif de difficulté et par ce biais elle leur confère également une certaine originalité. D'une part, cela s'explique par le manque de théories *a priori* capables de guider l'expérimentation sur le comportement des systèmes naturels complexes. Si à ce sujet on trouve des explications et des modèles à l'échelle du laboratoire, on ne compte pas avec un corps théorique permettant définir le niveau adéquat de réduction de la complexité du système, par exemple pour indiquer l'échelle adéquate de l'investigation des processus dans le milieu naturel. D'autre part, à cause de la dimension des systèmes naturels et des multiples interactions entre les variables intervenantes, il n'est pas possible ou tout au moins il est très difficile d'isoler complètement un système particulier et d'y réaliser des expérimentations contrôlées.

Le cadre de complexité décrit ci-dessus sert d'élément de liaison entre les deux questions posées dans la présente recherche, dans la mesure où le choix de la démarche de modélisation (première question) conditionne le traitement de l'identification des effets d'action anthropiques (deuxième question).

En ce qui concerne la démarche de modélisation, nous croyons que les modèles bâtis selon une démarche empirique sont actuellement mieux adaptés à donner des réponses aux questions posées dans le cadre scientifique et dans le cadre technologique de l'hydrologie, en comparaison avec les modèles conceptuels (MC) et les modèles fondés physiquement (MFP). Comme on a pu le voir dans le chapitre 1, la démarche empirique est fondée sur une formulation simplifiée de la relation pluie-débit à laquelle on n'associe pas *a priori* une description physique ou conceptuelle complète des processus à modéliser. On développe le modèle plutôt à partir d'essais exhaustifs de vérification et de validation de différentes variantes sur un grand nombre de cas d'étude. De plus, on respecte un critère de simplicité qui n'autorise pas une augmentation de la complexité du modèle non justifiée par de nouveaux essais.

Le domaine appliqué de la deuxième question constitue un cadre de validation assez exigeant pour toutes les démarches de modélisation confondues. De plus, elle est l'expression d'une demande croissante d'outils technologiques fondés sur des bases scientifiques, en vue de quantifier les effets d'actions anthropiques sur les systèmes naturels. Si l'on garde une perspective de gestion rationnelle des ressources en eau, être capable de quantifier les effets d'actions anthropiques est une condition préalable *e.g.* : à la mise en place de politiques compensatoires ou pour établir des taxes sur les nuisances qui résultent de ces actions.

La démarche de modélisation

La prise en compte des bassins à cours d'eau intermittent par le modèle GR4J, traitée dans les chapitres 2 et 3, constitue un exemple d'emploi de la démarche empirique. Nous pensons avoir pu élargir le champ d'application du modèle original GR3J, à partir d'un exercice de développement qui a inclus le test d'une cinquantaine de versions nouvelles. Comme résultat, le nouveau modèle obtenu (GR4J) présente en calage une amélioration de l'ensemble des critères de qualité, *e.g.* : les critères de représentation des crues, de représentation des étiages et de reproduction des volumes d'eau écoulée. Cette amélioration est nette et significative dans le cas de 2 des bassins à cours d'eau intermittent. Elle est également importante pour les 5 autres bassins du même type et pour l'ensemble des 113 bassins versants à cours d'eau pérenne utilisés dans le développement de GR3J.

Néanmoins, l'adoption de la solution GR4J a exigé l'introduction d'un quatrième paramètre (*D*), le deuxième dans la sous-structure de rendement du modèle. Nous avons parfois constaté des interactions entre ce quatrième paramètre et le paramètre *A*, également associé au rendement. On peut ainsi s'attendre à un certain niveau de compensation entre *A* et *D*. Il faut dire aussi que si l'on note une amélioration générale des critères de qualité de GR4J par rapport à GR3J pour l'ensemble des bassins versants étudiés, force est de constater que GR3J est déjà performant dans la majorité de ces cas.

Donc, le quatrième paramètre est toujours utile, mais il n'est pas toujours indispensable. Pour cette raison, la sous-structure d'échange d'eau où intervient *D* peut éventuellement ne jouer aucun rôle. Cela se fait automatiquement, quand *D* vaut zéro à la fin du calage. Bien entendu, nous n'évitons pas avec cette procédure une difficulté supplémentaire de calage du fait de l'inclusion du quatrième paramètre. Nous n'évitons pas non plus qu'à cause des multiples sources d'incertitude de la modélisation, *D* prenne parfois une valeur différente de zéro. Il nous semble ainsi souhaitable d'entamer de nouvelles recherches concernant la structure du modèle GR4J et notamment au sujet de l'inclusion de la fonction d'échange contrôlée par *D*, sur un échantillon élargi de bassins nécessitant ce quatrième paramètre. Pour l'instant, nous croyons que les choix qui nous ont amené au modèle GR4J sont cohérents avec les cas d'étude disponibles, ainsi qu'avec la démarche de modélisation empirique.

Nous avons montré dans le chapitre 5 qu'un modèle empirique (ME) n'ayant qu'un petit nombre de paramètres à caler, correctement et intensivement validé, tel que GR4J, présente un très faible risque de mauvais calage. Nous entendons par cela le risque que la procédure d'optimisation s'arrête sur un maximum secondaire de l'hypersurface de calage. Dans le cas de GR4J, nous pouvons affirmer que ce risque est inférieur à 10%. Le processus de calage par recherche locale adopté dans le modèle est ainsi parfaitement adéquat, disposant des caractéristiques de précision et de rapidité souhaitables.

Il faut dire que cette étude a montré également que l'hypersurface de calage possède un nombre relativement élevé de maxima secondaires, mais un nombre plutôt faible de régions d'attractions. On rencontre également sur l'hypersurface de calage des structures capables de rendre difficile l'évolution de l'optimisation *e. g.* : des cols. D'autre part, l'hypersurface de calage ne garde pas une forme absolument constante face aux caractéristiques statistiques de la série de données utilisées pour le calage. On l'a constaté en utilisant des séries de données réelles correspondant à des périodes plutôt humides ou plutôt sèches, ainsi qu'en utilisant des séries de données synthétiques contaminées par des bruits de diverses natures (chapitre 6). Cela explique le fait que l'incertitude sur les paramètres ainsi que l'autocorrélation entre les

paramètres obtenues au travers de l'analyse de sensibilité sont variables en fonction de la série employée pour le calage. Bien entendu, l'hypersurface est également dépendante de la fonction critère utilisée.

Il est donc légitime de se poser la question de savoir si les lourds essais de calage global nous permettent effectivement de conclure positivement sur les facilités de calage de GR4J. Il faut d'abord dire que le grand nombre d'essais décrits dans les chapitres 5 et 6 nous ont permis d'avoir une idée plus claire, encore que limité à un espace bidimensionnel, de la forme de l'hypersurface de calage. Quant à l'estimation du risque de mauvais calage, il nous semble faible, étant donné la diversité des essais réalisés. Le fait que chaque paramètre ait un rôle relativement indépendant à jouer dans la structure du modèle aide la procédure de calage à ne pas tomber dans ces pièges, et cela malgré les difficultés présentes dans l'hypersurface de la fonction critère.

Nous recommandons néanmoins, l'emploi de la méthode multidépart toutes les fois où les résultats de calage ne sont pas compatibles avec ceux normalement obtenus avec le modèle. Cela se voit en raison de valeurs aberrantes des paramètres ou à cause de valeurs médiocres des critères de qualité. Il est important de souligner également qu'en plus de ce type de vérification, il est toujours utile d'analyser les résultats du calage au travers de la confrontation entre les hydrogrammes mesurés et calculés. Cela peut certainement nous éclairer sur le comportement du bassins versant ainsi que sur le comportement du modèle face aux processus modélisés. Nous avons essayé de gardé cette pratique tout au long de la présente recherche.

L'étude des effets d'actions anthropiques

Deux caractéristiques principales attribuent à la démarche employée dans l'étude des effets d'actions anthropiques sa spécificité et à notre avis son adéquation à l'analyse du problème posé. Elles sont les suivantes :

a Le modèle tourne en continu. Cela l'oblige à essayer de reproduire l'ensemble des caractéristiques de la relation pluie-débit présentes dans les séries de données hydrologiques. Les conséquences d'actions anthropiques sont analysées sous différents aspects, comme par exemple les volumes écoulés, les crues, les étiages, les durées des crues et les durées des étiages. Il n'y a pas de choix préalable d'événements à étudier ; toute la série est prise en compte.

b La démarche n'exige pas la construction d'hypothèses *a priori* sur les conséquences d'une action anthropique sur la relation pluie-débit. Ainsi, nous n'introduisons pas de changements préalables sur les valeurs des paramètres du modèle pour essayer de rendre compte d'effets hypothétiques. De même, on ne part pas de l'hypothèse *a priori* d'une stationnarité de la relation pluie débit face aux fluctuations climatiques dans le cas des bassins témoins ainsi que dans le cas des bassins soumis à l'action anthropique avant que celle là ait lieu. Au contraire, on s'oblige à tester ces conjectures et à les confronter au comportement hydrologique du bassin après l'intervention humaine.

Le point **a** expose le caractère différent de cette démarche face aux études par événements, où une ambiguïté dans le choix des événements est inévitable, où il y a rupture de continuité dans le temps et où généralement on se concentre uniquement sur les conséquences des actions anthropiques sur les crues. Le point **b** souligne la différence entre notre approche

et celle fréquemment employée dans le cas des MFP. Quand on utilise les MFP, on part de l'hypothèse que les paramètres du modèle ont un sens physique et on les change en fonction du type et des caractéristiques de l'intervention humaine sur le bassin. Comme l'hypothèse de réalité physique des paramètres n'est pas validée, les résultats de telles études sont plutôt révélateurs de la sensibilité de tels paramètres. Ils ne peuvent pas être compris comme explication ou prévision d'effets anthropiques.

Dans le chapitre 4 nous avons examiné l'hypothèse de stationnarité de la relation pluie-débit face aux variations climatiques. Nous avons en même temps testé la capacité de GR4J à traduire le comportement supposé stationnaire du bassin au travers de l'évolution des paramètres et des variables hydrologiques calculées par le modèle au cours du temps. La même méthodologie a été employée dans le chapitre 7 sur les 5 bassins qui y sont étudiés, à savoir les 3 bassins témoins, le bassin drainé et le bassin incendié.

Comme conclusion de ces études, nous pouvons affirmer que les bassins versants n'ayant pas été soumis à des interventions humaines ou d'autres types de changement connus, voir observés, dans l'occupation du sol, sont vus par GR4J comme étant non-stationnaires, parfois même comme étant fortement non-stationnaires, par rapport à la relation pluie-débit. Les paramètres du modèle varient fortement, au-delà de leur distribution d'échantillonnage, comme fluctuent également les variables hydrologiques calculées par GR4J et décrites par les critères de qualité du modèle. Ces mêmes constatations sont obtenues sur les bassins soumis à des changements d'occupation de sols avant et après de telles actions.

Dans l'étude des conséquences du drainage agricole, étant donné la faible longueur de la série de données hydrologiques disponible et la petite extension de la surface drainée par rapport à la surface du bassin, aucun effet à attribuer au drainage n'est détectable par le modèle GR4J. Il est vraisemblable que dans ce cas les effets du drainage sont effectivement très peu significatifs.

En ce qui concerne l'étude des conséquences de l'incendie de forêt, nous pouvons détecter des changements du comportement hydrologique du bassin versant dont la couverture végétale a brûlé, après l'incendie. Ces changements se traduisent au niveau de l'évolution des paramètres du modèle, ainsi que dans l'évolution des variable hydrologiques associées au contrôle de qualité de GR4J. Cependant, nous ne sommes pas en mesure d'attribuer de tels effets sur la relation pluie-débit uniquement à l'incendie.

D'une part, les 2 bassins témoins utilisés dans l'étude ont également montré une évolution remarquable de la relation pluie-débit pour les périodes avant et après l'incendie même s'ils demeurent inchangés en termes d'occupation des sols. D'autre part, le bassin brûlé a montré au cours de périodes très sèches avant l'incendie, des comportements hydrologiques semblables à celui suivant l'incendie, encore que moins accentués.

Bien entendu, en admettant le rôle normalement attribué à la couverture végétale sur la relation pluie-débit, en particulier sur l'*ETP* et l'interception, l'hypothèse qu'un incendie de forêt induit sur le comportement hydrologique d'un bassin versant des effets semblables à ceux dus à une sécheresse prolongée semble acceptable. Or cela est exactement le contexte climatique où l'incendie de forêt à lieu dans les bassins méditerranéennes, ce qui peut expliquer l'amalgame entre les conséquences de l'évolution du climat et celles dues à l'incendie, un état de chose qui n'est pas complètement élucidé par GR4J, avec le support des bassins témoins disponibles au cours de l'étude.

Considérons maintenant le problèmes des bassins avec une occupation des sols inchangée mais avec un état non-stationnaire de la relation pluie-débit. Deux hypothèses peuvent être avancées dans le but d'expliquer ces constats. On peut considérer d'abord qu'il n'y a pas stationnarité des variables physiques et par conséquent des variables hydrologiques au cours du temps. Cela signifie que les bassins versants sont en général très sensibles aux variations climatiques, en particulier quand une tendance persiste pour quelques années. Ainsi, les changements peu visibles ou négligés au niveau de la couverture végétale, de l'état physique du sol, de l'évolution du réseau naturel de drainage et autres se reflètent de façon suffisamment importante sur la relation pluie-débit. Ces changements se traduisent également dans l'évolution au cours du temps des paramètres d'un modèle empirique global comme GR4J.

L'autre hypothèse serait de considérer les changements excessifs constatés au travers du modèle GR4J comme étant plutôt originaires du modèle lui-même. Dans ce cas, nous avons dressé et testé un certain nombre d'hypothèses capables d'expliquer pourquoi le modèle perçoit comme non-stationnaires en termes de relation pluie-débit des bassins qui *grosso modo* ne devraient pas être vus comme tels. Dans le chapitre 4, nous avons étudié la conjecture d'un effet d'échantillonnage dû à la petite longueur de la série de données hydrologiques utilisées dans le calage. Nous avons évoqué et testé au travers des études de calage global menées dans le chapitre 5 l'hypothèse de faux calage (maximum secondaire). Egalement dans le chapitre 5, nous avons étudié le rôle du choix de la fonction critère sur l'identification des paramètres, sur l'estimation des écarts-types des paramètres par l'analyse de sensibilité et sur la stationnarité des paramètres au cours du temps. Finalement, dans le chapitre 6 nous avons considéré l'impact sur le calage de certaines structures de bruits introduits dans des séries de données synthétiques.

D'après les résultats de ces différentes études, il nous parait difficile d'expliquer simplement par des effets d'échantillonnage ou d'incertitudes sur les données les changements brutaux vus par le modèle GR4J dans la relation pluie-débit de bassins stationnaires en termes d'occupation de sols comme *e. g.* : les bassins de l'Orgeval, du Vaubarnier ou du Valescure. De plus, certains changements détectés par GR4J ont été également confirmés par d'autres méthodes, dans le cadre de l'étude du bassin de l'Orgeval (chapitre 4) ainsi que de l'étude du Vaubarnier (chapitre 7 ; LAVABRE, SEMPERE TORRES et CERNESSON, 1991) et du Valescure (chapitre 7).

Donc, une combinaison d'incertitudes de la modélisation avec de véritables changements dans la relation pluie-débit des bassins versants, dues aux variations climatiques, est l'hypothèse la plus vraisemblable pour expliquer les résultats issus des études faites dans les chapitres 4, 6 et 7. Néanmoins, il faut reconnaître qu'avec les moyens expérimentaux et les modèles dont on dispose aujourd'hui, dans le domaine de l'hydrologie, toutes approches de modélisation confondues, il semble toujours difficile de faire la part entre les non-stationnarités réelles, d'origine physique et celles virtuelles, d'origine conceptuelle.

Etant arrivé à un tel constat, une question s'impose : quelles sont les conséquences de ce probable amalgame entre les incertitudes du modèle et les changements de la relation pluie-débit dus aux fluctuations climatiques au cours du temps, vus par le modèle, à la fois pour les utilisations déjà acquises des modèles (*e.g.* : la reconstitution ou l'extension de données de débit à des fins multiples) et pour de nouvelles utilisations envisagées (*e.g.* : prédétermination de crues pour des bassins non jaugés, explication d'effets d'actions anthropiques, prédétermination d'effets d'actions anthropiques) ?

D'après les résultats des essais développés dans cette recherche, il est recommandable, dans le cadre des applications courantes des modèles, que la série de calage ne soit pas trop typique d'une situation climatique particulière - trop humide ou trop sèche. De plus, comme nous avons vu dans le cas du bassin du Rimbaud (chapitre 7), un seul événement exceptionnel dans une période sèche peut conduire à un biais sur l'estimation de certains paramètres qui serait probablement inexistant si l'événement décrit faisait partie d'une série d'années plutôt humides. Il serait souhaitable d'effectuer également des études d'estimation des incertitudes traduites directement sur des variables hydrologiques calculées par le modèle, en plus des estimations d'incertitudes sur les paramètres. L'effet du choix de la période de calage sur de telles incertitudes devrait être considéré. D'un point de vue pragmatique, ces démarches sont probablement les plus adéquates pour traiter la question de la non-stationnarité observée dans le comportement des bassins versants, dans le cadre des utilisations déjà acquises des modèles hydrologiques.

Si par contre on s'intéresse à l'évaluation des conséquences pour la relation pluie-débit des interventions humaines sur le bassin versant, le moyen le plus sûr de pouvoir faire la part entre les effets de la variation climatique naturelle et ceux dus à de telles interventions est de se référer à des bassins témoins. Cependant, les résultats obtenus sur le cas de l'incendie de forêt nous montrent que le concept de bassin témoin ne peut être fondé uniquement sur des similarités morphologiques, climatiques et de couverture végétale. Donc, vraisemblablement, un unique bassin témoin ne suffit pas à donner la certitude que les changements éventuellement observés sur la relation pluie-débit d'un bassin son imputables à des effets d'actions anthropiques. Par contre, plusieurs bassins témoins peuvent permettre d'y voir plus clair. Toutefois, le risque d'arriver à des situations non concluantes n'est jamais complètement exclu.

Conclusions et perspectives

Nous croyons que l'ensemble des études développées au cours de cette recherche montrent bien comment un modèle hydrologique, en particulier un ME, permet de réaliser une réflexion profitable et pertinente sur les processus hydrologiques qui ont lieu dans le bassin versant.

Le modèle GR4J a montré une bonne performance dans la reproduction des processus hydrologiques de bassins soumis à des climats très différents ainsi qu'à des fluctuations climatiques importantes au cours du temps. En particulier, à l'aide de GR4J on a pu mener une réflexion détaillée sur l'évolution du comportement hydrologique du bassin versant face à de telles variations du climat, ainsi que comme conséquence d'actions anthropiques.

On confirme la grande complexité qui caractérise l'étude de phénomènes en milieu naturel, parfois traité d'une façon un peu trop simpliste. A ce sujet, nous avons montré qu'il n'est pas justifié de considérer comme stationnaire *a priori* la relation pluie-débit d'un bassin par le simple fait que ce bassin n'a pas subi de changements dans l'occupation de sols.

Ainsi, nous considérons qu'il n'est pas judicieux d'étudier les effets d'une action anthropique sur la relation pluie-débit en partageant la série des données hydrologiques en deux échantillons, un pour caractériser l'état du bassin avant l'intervention humaine et l'autre pour identifier l'état du bassin après l'intervention humaine. En effet, l'utilisation de plusieurs bassins témoins comme référence d'état stationnaire dans la détection d'effets d'actions

d'origine anthropiques supposées capables de changer la relation pluie-débit est une validation indispensable de cette hypothèse de stationnarité.

Comme nous avons eu l'occasion de le souligner, la prédétermination d'effets d'actions anthropiques sur la relation pluie-débit est une tâche encore plus délicate que l'identification de tels effets après que l'intervention humaine ait lieu. D'une façon plus indirecte, nos résultats indiquent que les essais fondés sur un changement préalable des paramètres d'un modèle sous prétexte de son réalisme physique ne peuvent être interprétés que comme des études de sensibilité.

Les études développées ici ouvrent un certain nombre de perspectives de recherche qui doivent être développées en vue de la vérification de certaines hypothèses dégagées ci-dessus et de l'approfondissement de la réflexion sur des aspects déjà partiellement étudiés :

a Une étude comparative entre le modèle GR4J et un modèle conceptuel bien reconnu serait envisageable en vue de vérifier que les difficultés rencontrées par GR4J dans le traitement des questions considérées ici ne lui sont pas spécifiques. A notre avis, le modèle GR4J doit présenter une meilleure performance dans le traitement de ces sujets que les modèles conceptuels distribués ; cependant cela reste à démontrer.

b Toujours dans le cadre d'identification d'effets d'actions anthropiques, il est important encore d'augmenter l'échantillon des bassins étudiés par type d'intervention humaine.

c Concernant l'utilisation du modèle pour le calcul des variables hydrologiques généralement utilisées dans les projets d'ouvrage et d'aménagement, il nous paraît important d'entreprendre une étude plus détaillée ayant pour but l'estimation des incertitudes associées à ces variables en fonction de la période de calage choisie.

d Nous avons observé, dans le cadre de l'étude avec des séries de données synthétiques, que le calage du modèle GR4J est particulièrement sensible aux bruits aléatoires introduits sur les donnés de pluie. Une recherche sur les conséquences de la représentation spatiale de la pluie a ainsi été proposée comme sujet de stage du Diplôme d'Etudes Approfondies en Sciences et Techniques de l'Environnement de l'ENPC, de l'ENGREF et de l'Université de Paris XII. Ce stage est en cours actuellement au CERGRENE.

e La solution d'inclure un quatrième paramètre dans la structure de GR4J pour mieux représenter la relation pluie-débit dans le cas des bassins à cours d'eau intermittent mérite une évaluation plus approfondie, en particulier sur les effets de compensation qui découlent de l'interaction entre les paramètres du modèle. Il serait souhaitable que cette étude soit développée à partir d'un échantillon élargi de bassin versants.

Bibliographie

BIBLIOGRAPHIE

ABBOTT, M. B. et *al.*, 1986a. An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. Journal of Hydrology, Vol. 87, 45-59.

ABBOTT, M. B. et *al.*, 1986b. An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Europeen, "SHE", 2: Structure of a physically-based, distributed modelling system. Journal of Hydrology, Vol. 87, 61-77.

AGENCE FINANCIERE DE BASSIN SEINE NORMANDIE, 1979. Influence de la Forêt et du Déboisement sur le Débit des Cours d'Eau - étude bibliographique - chanpagne crayeuse orientale, ADEBEM.

AGRESTE-ETUDE, 1991. Recensement Général Agricole (RGA). N° 13.

ANDERSON, H. A. et *al.*,1993. Some Effects of 50 Years of Afforestation on Soils in the Kirkton Glen, Balquhidder. Journal of Hydrology, n° 145, 439-451.

ARLOT, P.M., 1992. Qualité des eaux de drainage guide d'experimentation. Division Drainage-CEMAGREF.

ARNELL, N., 1989. The Influence of Human Activities on Hydrological Characteristics: An Introduction. *In* : ARNELL, N., Human Influence on Hydrological Behaviour: An International Literature Survey. UNESCO - IHP III Project 6.1,. Paris, 1-18.

BATHURST, J. C. et P. E. O'CONNELL, 1993. Future of Distributed Modelling : the Système Hydrologique Européen. *In* : BEVEN, K. J. et I. D. MOORE (ed), Advances in Hydrological Processes - Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology, Wiley, 213-225.

BERNIER, J., 1994. Statistical Detection of Changes in Geophysical Series. *In*: DUCKSTEIN, L. et E. PARENT, Engineering Risk in Natural Resources Management - with special reference to hydrosystememes under changes of physical and climatic environment. Kluwer, NATO ASI series, serie E, vol. 275, 159-176.

BEVEN, K. J., 1987. Towards a New Paradigm in Hydrology. *In* : Water for the Future - Hydrology in Perspective. Proceedings of the IAHS Rome Symposium, IAHS Publ. n° 164, 393-403.

BEVEN, K. J., 1989. Changing ideas in hydrology - the case of physically-based models. Journal of Hydrology, Vol. 105, 157-172.

BEVEN, K. J. et M. J. KIRKBY, 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. Hydrological Sciences Bulletin, Vol. 24, n° 1, 43-69.

BEVEN, K. J. et P. E. O'CONNELL, 1982. On the Role of Physically-Based Distributed Modelling in Hydrology. Institut of Hydrology, Rep. n° 81, 36 p.

BEVEN, K. J. et A. BINLEY, 1993. The Future of Distributed Models: Model Calibration and Uncertainty Prediction. *In* : BEVEN, K. J. et I. D. MOORE (ed), Advances in Hydrological Processes - Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology, Wiley, 227-246.

BEVEN, K. J., J. FISHER et J. LAVABRE, 1994. Predicting Hydrological Responses After Fire With Incertainty. XIX General Assembly of the European Geophysical Society, Grenoble, article non publié.

BINLEY, A., J. ELGY et K. J. BEVEN, 1989a. A Physically Based Model of Hetegeneous Hillsmopes; 1. Runoff Production. Water Resources Research, Vol. 25, n° 6, 1219-1226.

BINLEY, A., K. J. BEVEN et J. ELGY, 1989b. A Physically Based Model of Hetegeneous Hillsmopes; 2. Effective Hydraulic Conductivities. Water Resources Research, vol. 25. n° 6, 1227-1233.

BONELL, M., 1993. Progress in the Understanding of Runoff Generation Dynamics in Forests. Journal of Hydrology, n° 150, 217-275.

BONITZER, J., 1993. Les Chemins de la Science - questions d'épistémologie. Editions Sociales, Paris, 269 p.

BOSH, J. M. et J. D. HEWLETT, 1982. A Review of Catchment Experiments to Determine the Effect of Vegetation Changes on Water Yield and Evapotranspiration. Journal of Hydrology, n° 55, 3-23.

BREN, L. J. et M. PAPWORTH. 1991. Early Water Yield Effects of Conservation of Slopes of a Eucalypt Forest Catchment to Radiata Pine Protection. Water Resources Research, vol. 27, n° 9, 2421-2428.

BUNGE, M., 1961. The weight of simplicity in the construction and assaying of scientific theories. Philosophy of Science, v. 28, 120 p.

BUNGE, M., 1964. Phenomenological Theories, *In* : BUNGE, M. (ed.), The Critical Approach, Free Pres, New York.

BUNGE, M., 1974. Teoria e Realidade. Perspectiva, São Paulo, 1974, 243 p.

BUNGE, M., 1980. Epistemología: Curso de Actualización. Ariel, Barcelona, 246p.

CANEDO, P., 1989. Hidrologia Superficial. *In* : RAMOS, F. et *al.*, Engenharia Hidrológica, ABRH/UFRJ, Rio de Janeiro, 200-289.

CASTI, J. L., 1989. Alternate Realities - mathematical models of nature and man. Wiley, New York, 493 p.

CHALMERS, A. F., 1988. Qu'est-ce que la science ? La Découverte, Paris, 238 p.

CHALMERS, A. F., 1991. La Fabrication de la Science. La Découverte, Paris, 167 p.

CHOW, V. T. et V. C. KULANDAISWAMY, 1971. General Hydrologic System Model. Journal of Hydraulics Division, HY 6, 791-804.

CHOW, V. T.; D. R. MAIDMENT et L. W. MAYS, 1988. Applied Hydrology. McGraw-Hill International, 572 p.

CLARK, R. T., 1973. Mathematical Models in Hydrology. FAO Irrigation and drainage paper n.19. UNO-FAO, Rome.

COSANDEY, C., 1990. L'origine des crues dans les bassins-versants élémentaires : du ruissellement sur les versants à l'écoulement de crue. Annales de Géographie, n°. 556, 641-659.

DANTAS DE AQUINO, M., 1992. Modélisation Conceptuelle Pluie-Débit comme Outil pour l'Evaluation de l'Impact de Drainage Agricole sur la Relation Pluie-Débit. Mémoire de D.E.A. "Sciences et Techniques de l'Environnement", Ecole National de Ponts et Chaussées, Ecole National du Génie Rural des Eaux et des Forêts et Université Paris Val-de-Marne, Noisy-le-Grand, 50 p.

DECOURSEY, 1991a. Environmental Features Important in Nonpoint Source Models - Microclimatology. *In* : BOWLES, D. S. et P. E. O'CONNELL, Recent Advances in Modeling of Hydrolofic Systems, Kluwer, NATO ASI series, serie C, vol. 345, 205-240.

DECOURSEY, 1991b. Environmental Features Important in Nonpoint Source Models - Crop Growth and Influence of Management on Soil Properties. *In* : BOWLES, D. S. et P. E. O'CONNELL, Recent Advances in Modeling of Hydrolofic Systems, Kluwer, NATO ASI series, serie C, vol. 345, 241-268.

DELATTRE, P., 1979. Le problème de la justification des modèles dans le cadre du formalisme des systèmes de transformations *In* : DELATTRE, P et M. THELLIER (ed), Actes du Colloque "Elaboration et Justification des Modèles : Applications en Biologie", Tome I, Maloine Editeur, 97-128.

DELLEUR, J. W., 1982. Introduction to Urban Hydrology and Stormwater Management. *In*: KLIBER, D. F., Urban Stormwater Hydrology, American Geophysical Union, Washington, 1-34.

DOOGE, J. C. I., 1973. Linear Theory of Hydrologic Systems. U. S. Departement of Agriculture, Tech. Bull. No. 1468, Washington, 327 p.

DOOGE, J. C. I., 1986. Looking for Hydrologic Laws. Water Resources Research, vol. 22, n° 9, 46S-58S.

DOOGE, J. C. I., 1988. Hydrology past and present. Journal of Hydraulic Research, vol. 26, n° 1, 5-26.

DUAN, Q., S. SOROOSHIAN et V. GUPTA, 1992. Effective and Efficient Global Optimization for Conceptual Rainfall-Runoff Models. Water Resources Research, vol. 28, n° 4, 1015-1031.

DUNNE, T., T. R. MOORE et C. H. TAYLOR, 1975. Recognition and Prediction of Runoff-Producing Zones in Humid Regions. Hydrological Sciences Bulletin, XX, n° 3/9, 305-327.

DUNNE, T., 1989. Field Studies of Hillslope Flow Processes. *In* : KIRKBY, M. J. (ed), Hillslope Hydrology, Wiley, Chichester, 227-293.

DUNNE, T., W. ZHANG et B. F. AUBRY, 1991. Effects of Rainfall, Vegetation, and Microtopography on Infiltration and Runoff. Water Resources Research, vol. 27, n° 9, 2271-2285.

DURAND, Th., 1992. Prix Nobel et Développement Economique. La Recherche, vol. 23, n° 249, 1410-1414.

EDIJATNO, 1987. Amélioration des modèles simples de transformation pluie-débit au pas de temps journalier sur de petits bassins versants. Mémoire de DEA. Ecole National des Ingénieurs des Travaux Ruraux et des Techniques Sanitaire, Université Louis Pasteur, CEMAGREF, Antony.

EDIJATNO, 1991. Mise au Point d'un Modèle Elémentaire Pluie-Débit au Pas de Temps Journalier, Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur de Strasbourg, CEMAGREF, Antony, 625 p.

EDIJATNO et C. MICHEL, 1989. Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres, La Houille Blanche, n° 2, 113-121.

EDIJATNO, N. O. NASCIMENTO, X. YANG et Z. MAKHLOUF, 1994. GR4J: an Empirical Rainfall-Runoff Model, CEMAGREF, article non publié.

EDWARDS, P. J., J. N. KOCHENDERFER ET D. W. SEEGRIS, 1991. Effects of Forest Fertilization on Stream Water Chemistry in the Appalachians. Water Resources Bulletin, vol. 27, n° 2, 265-274.

EELES, C. W. O. et J. R. BLACKIE, 1993. Land-use Changes in the Balquhidder Catchments Simulated by a Daily Streamflow Model. Journal of Hydrology, n° 145, 315-336

FERRIER, R. C., P. G. WHITEHEAD ET J. D. MILLER, 1992. Potential Impacts of Afforestation and Climate Change on the Stream Water Chemistry of the Monachyle Catchment. Journal of Hydrology, n° 145, 453-466.

FLEMING, G., 1979. Deterministic models in hydrology. FAO irrigation and drainage paper n. 32. UNO-FAO, Rome.

FRANCHINI, M. et M. PACCIANI, 1991. Comparative Analysis of Several Conceptual Rainfall-Runoff Models, Journal of Hydrology, n° 122, 161-219.

FREEZE, R. A., 1972a. Role of Subsurface Flow in Generating Surface Runoff 1. Base Flow Contributions to Channel Flow. Water Resources Research, vol. 8, n°. 3, 609-623.

FREEZE, R. A., 1972b. Role of Subsurface Flow in Generating Surface Runoff 2. Upstream Souce Areas. Water Resources Research, vol. 8, n°. 5, 1272-1283.

FREEZE, R. A., 1974. Streamflow Generation. Reviews of Geophysics and Space Physics, vol. 12, n° 4, 627-647.

GAZULL, M. L., 1987. Analyse de l'influence du drainage sur les crues d'un petit bassin versant. Ronchères (Yonne). Mémoire de DAA, Hydraulique et Climatologie, Ecole Nationale Superieure Agronomique de Rennes, CEMAGREF, Lyon, 100 p.

GELI, L., 1993. Science et Economie : non au "pillage et développement". La Recherche, vol. 24, n°. 252, 328-331.

GUPTA, V. K. et S. SOROOSHIAN, 1982. Parameter estimation problems caused by model structure: case of conceptual rainfall-runoff models. Technical Report No. ESYS-CIT-82-011, Department of Systems Engineering, Case Western Reserve University, Cleveland, Ohio, 134 p.

GUSTARD, A. et A. J. WESSELINK, 1993. Impact of Land-Use Change on Water Resources: Balquhidder Catchments. Journal of Hydrology, n° 145, 389-401.

HOLDER, R. L., 1985. Multiple Regression in Hydrology. Institute of Hydrology, Wallingford, 147 p.

HICKS, B. J., R. L BEHTA et R. D. HARR, 1991. Long-term Changes in Streamflow Following Logging in Western Oregon and Associated Fisheries Implications. Water Resouces Bulletin, AWRA, vol. 27, n° 2, 217-226.

IBBITT, R. P. et T. O'DONNELL, 1971. Fitting Methods for Conceptual Catchment Models. Journal of the Hydraulic Division, ASCE, HY 9, 1331-1342.

IBBITT, R. P., 1972. Effects of Random Data Errors on the Parameter Values for a Conceptual Model. Water Resources Research, vol. 8, n° 1, 70-78.

IRITZ, L. B. JOHANSSON et L. LUNDIN, 1994. Impacts of Forest Drainage of Floods. Hydrological Sciences Journal, vol. 39, n° 6, 637-661.

JAIN, S. K., 1993. Calibration of Conceptual Models for Rainfall-Runoff Simulation. Hydrological Sciences Journal, vol. 38, n° 5, 431-441.

JAKEMAN, A. J. et G. M. HORNBERGER, 1993. How Much Complexity is Warranted in a Rainfall-Runoff Model?. Water Resources Research, vol. 29, n° 8, 2637-2649.

JENSEN, G. H. et A. MANTOGLOU, 1993. Future of Distributed Modelling. *In.* : BEVEN, K. J. et I. D. MOORE (ed), Advances in Hydrological Processes - Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology, Wiley, 203-212.

JOHNSON, R. C., 1993. Effect of Forestry on Suspended Solids and Bedload Yields in the Balquhidder Catchment. Journal of Hydrology, n° 145, 403-417.

JOHNSTON, P. R. D. H. PILGRIM, 1976. Parameter Optimization for Watershed Models. Water Resources Research, vol. 12, n° 3, 477-486.

JORDAN, J-P, 1992. Identification et Modélisation des Processus de Génération des Crues, application au bassin versant de la Haute-Mentue. Thèse de Doctorat, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Lausanne, 318 p.

KAUARK-LEITE, L. A., 1990. Réflexions sur l'Utilité des Modèles Mathématiques dans la Gestion de la Pollution Diffuse d'Origine Agricole. Thèse de Doctorat, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées - CERGRENE, Paris, 449 p.

KAUARK-LEITE, L. A. et NASCIMENTO, N. O., 1993. Développement, Utilisation et Incertitudes des Modèles Conceptuels en Hydrologie. Séminaires Eaux - Environnement n° 3 : "Modélisation du Comportement des Polluants dans les Hydrosystèmes", Paris, 191-219.

KRIBECHE, M. R., 1994. Etude de la Sensibilité d'un Modèle Pluie-Débit à l'Exactitude de l'Evaporation - modèle GR4J. Mémoire de DEA "Sciences et Techniques de l'Environnement", Université de Paris Val de Marne, ENGREF, ENPC, CEMAGREF, Antony, 80 p.

KLEMES, V., 1982. Empiral and causal models in hydrology. *In* : Scientific basis of water-resource management, National Academy Press, Washington, D. C., 95-104.

KLEMES, V., 1986. Dilettantism in Hydrology : Transition or Destiny ? Water Resources Research, vol. 22, n° 9, 177S-188S.

KLEMES, V., 1988. A Hydrological Perspective. Journal of Hydrology, vol. 100, 3-28.

KONIKOW, L. F. et J. D. BREDEHOEFT, 1992. Ground-water Models Cannot be Validated. Advances in Water Resources, n° 15, 75-83.

KOTTEGODA, N. T., 1980. Stochastic Water Resources Technology. MacMillan Press, London, 384 p.

KUCZERA, G. 1982. On the Relationship Between the Reliability of Parameter Estimates and Hydrologic Time Series Data Used in Calibration. Water Resources Research, vol 18, n° 1, 146-154.

KUCZERA, G., 1983a. Improved parameter inference in catchment models: 1. Evaluating parameter uncertainly. Water Resources Research, vol 19, n° 5, 1151-1162.

KUCZERA, G., 1983b. Improved parameter inference in catchment models: 2. Combining Different Kinds of Hydrologic Data and Testing Their Compatibility. Water Resources Research, vol 19, n° 5, 1163-1172.

KUCZERA, G. et *al.*, 1993. Modelling Yield Changes After Strip Thinning in a Mountain Ash Catchment: an exercise in catchment model validation. Journal of Hydrology, n° 150, 433-457.

KUHN, T. S., 1983. La Structure des révolutions scientifiques. Flammarion, Paris, 284 p.

KUNDZEWICZ, Z. W., 1986. The Hydrology of Tomorrow. Hydrological Sciences Journal, vol. 31, 223-235.

KUNDZEWICZ, Z. W. et L. DUCKSTEIN, 1990. Symbiosis Between Systems Engineering and Hydrology. Water Resources Management, vol. 4, 161-173.

LAVABRE, J., D. SEMPERE TORRES et F. CERNESSON, 1992. Changes in the Hydrological Response of a Small Mediterranean Basin a Year After a Wildfire. Journal of Hydrology, n° 142, 273-299.

LINDLEY, A. J., J. M. BOSCH et D. B. VAN WYK, 1988. Changes in Water Yield After Fire in Fynbos Catchments. Water SA, vol. 14, n° 1, 7-12.

LINSLEY, R. K., M. A. KOHLER etJ. L. H. PAULHUS, 1982. Hydrology for Engineers. McGraw-Hill, New York, 508 p.

LOUMAGNE, C. et C. MICHEL, 1990. Etude des Apports par Ruissellement des Zones Mixtes Urbaines et Rurales, 1° phase : adaptation de la méthode SOCOSE. Rapport technique du CERGRENE, Noisy-le-Grand, 42 p.

MAIONE, U., 1988. Present and Future of Water Resources in Developed Countries. Journal of Hydraulic Research, vol. 26, n° 2, 101-115.

MAKHLOUF, Z., 1991. Signification Hydrologique des Parametres d'un Modèle Conceptuel Pluie-Debit. Mémoire de DEA, Ressources en eau, Université de Paris-Sud. Orsay, CEMAGREF, Antony, 107 p.

MAKHLOUF, Z., 1994. Complements sur le Modèle Pluie-Débit GR4J et Essai d'Estimation de ses Paramètres. Thèse de Doctorat, Université Paris XI Orsay, CEMAGREF, Antony, 435 p.

MARSILY, G., COMBES, P. et GOBLET, P., 1993. Comment on "Ground-water Models Cannot be Validated", by L. F. KONIKOW & J. D. BREDEHOEFT. Advances in Water Resouces n° 15, 367-369.

MARSILY, G., 1994. Quelques Réflexions sur l'Utilisation des Modèles en Hydrologie. Revue des Sciences de l'Eau, n° 7, 219-234.

MCLEOD, A. I., K. W. HIPEL ET F. CAMACHO, 1983. Trend assessement of Water Quality Time Series. Water Resources Bulletin, vol. 19, n° 4, 537-547.

MEIN, R. G. et B. M. BROWN, 1978. Sensitivity of Optimized Parameters in Watershed Models. Water Resources Research, vol 14, n° 2, 299-303.

MICHEL, C., 1983. Que peut-on faire en Hydrologie avec un modèle conceptuel à un seul paramètre?. La Houille Blanche, n° 1-1983, 39-44.

MICHEL, C., 1989. Hydrologie appliquée aux petits bassins ruraux. CEMAGREF, Antony, 528 p.

MICHEL, C., 1994. Modélisation Pluie-Débit. *In* : ROCHE, P.-A., J. BERNIER, J. MIQUEL et C. MICHEL, Hydrologie Générale, ENPC.

MINISTERE DE L'AGRICULTURE, 1980. Synthèse Nationale sur les Crues des Petits Bassins Versants : La Méthode SOCOSE, méthode sommaire d'estimation de la crue décennale sur un petit bassin versant non jaugé. CTGREF, 37 p.

MONITON, L., 1977. Effets de l'Urbanisation sur les Eaux Souterraines. Actes du Colloque d'Amsterdam "Effets de l'Urbanisation et de l'Industrialisation sur le Regime Hydrologique et sur la Qualité de l'Eau. AISH, Publication n° 123, 162-166.

MONTGOMERY, R. H. ET K. H. RECKHOW, 1984. Techniques for Detecting Trends in Lake Water Quality. Water Resources Bulletin, vol. 19, n° 4, 537-547.

NAEF, F., 1981. Can we model the rainfall-runoff process today?. Hydrological Sciences Bulletin, vol. 26, 281-289.

NASCIMENTO, N. O., 1991. Adaptation d'un Modèle Conceptuel Journalier (GR3J) aux Bassins Versants de Cours d'Eau Intermittents. Mémoire de DEA "Sciences et Techniques de l'Environnement", Ecole National de Ponts et Chaussées, Ecole National du Génie Rural des Eaux et des Forêts et Université Paris Val-de-Marne, Noisy-le-Grand, 89 p.

NASCIMENTO, N. O., et C. MICHEL, 1992. Some Epistemological Aspects of the Development and Use of Hydrologic Conceptual Models. *In* : GRAILLOT, D., W. SCHILLING et T. EINFALT (ed), Proceedings of the Fourth European Junior Scientist Course on "Assessment of Modeling Uncertainties and Measurement Errors in Hydrology", Saint-Victor-sur-Loire, 245-264.

NASH, J. E. et J. V. SUTCLIFFE, 1970. River Flow Forecasting Through Conceptual Models. Part 1, A Discussion of Principles. Journal of Hydrology, vol. 10, n° 3, 282-290.

NEMEC, J. et J. SCHAAKE, 1982. Sensitivity of Water Resource Systems to Climate Variation. Hydrological Sciences Journal, vol. 27, n°3, 327-343.

OBERLIN, G., 1981. Influence du drainage et de l'assainissement rural sur l'hydrologie (1). CEMAGREF, Bl. n° 285, 45-56.

O'DONNELL, T. et P. CANEDO, 1980. The Reliability of Conceptual Basin Model Calibration. *In* : Proceedings of the Oxford Symposium on Hydrological Forecasting. IAHS Publication n°. 129, 263-269.

PACKMAN, J. C., 1980. The Effects of Urbanization on Flood Magnitude and Frequency. Institute of Hydrology, report n° 63, Wallingford, 117 p.

PEARCE, A. J., M. K. STEWARD et M. G. SKLASH, 1986. Storm Runoff Generation in Humid Headwater Catchments - 1. Where Does the Water Come From ? Water Resources Research, vol. 22, n° 8, 1263-1272.

PRESS, W. H. *et al.*, 1992. Numerical Recipes in FORTRAN - the art of scientific computing. Cambridge University Press, Cambridge (USA), 963 p.

POPPER, K. R., 1984. La Logique de la Découverte Scientifique. Payot, Paris.

POPPER, K. R., 1985. Conjectures et Réfutations. La Croissance du Savoir Scientifique. Payot, Paris, 605 p.

REFSGAARD, J. C., W. M. ALLEY et V. S. VUGLINSKY,1989. Methodology for Distinguishing Between Man's Influence and Climatic Effects on the Hydrological Cycle. IHP-III Project 6.3, UNESCO, Paris, 71 p.

ROBINSON, M., 1990. Impact of Improved Land Drainage on River Floods. Institute of Hydrology, report n° 113, Wallingford, 225 p.

ROCHE, M. -1986. Dictionnaire Français d'Hydrologie de Surface. Masson, Paris, 288 p.

ROCHE, P. A., 1988. Les modèles. *In* : VALIRON, F. (ed), Gestion des Eaux : Automatisation, Informatisation et Télégestion, Tome III, Presses de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 138-166.

ROQUEPLO, Ph. 1993. Climats sous Surveillance - limites et conditions de l'expertise scientifique. Economica, Paris, 401 p.

RUITER, M. A., 1977. Changes in Water Quality in the Netherlands During the Last Century Resulting from Activities of Man. Proceedings of the Amsterdam Symposium "Effects of Urbanization and Industrialization on the Hydrological Regime", IAHS Publication n° 123, 241-251.

SCOTT, D. F., 1993. The Hydrological Effects of Fire in South African Mountain Catchments, Journal of Hydrology, n° 150, 409-432.

SEMPERE TORRES, D., A. URBANO et J. LAVABRE, 1994. Hydrological Influence of Fire: Assessing The Impacts on Runoff Events. XIX General Assembly of the European Geophysical Society, Grenoble, article non publié.

SEUNA, P., 1989. The Influence of Man on Runoff and Water Quality in Finland. *In* : ARNELL, N. (ed), Human Influence on Hydrological Behaviour: An International Literature Survey. UNESCO - IHP III Project 6.1,. Paris, 1-18.

SHEFFIELD, J., J. C. BATHURST, J. LAVABRE, C. MARTIN, 1994. Predicting the Hydrological Impacts of Fire on a Mediterranean Catchment Using SHETRAN. XIX General Assembly of the European Geophysical Society, Grenoble, article non publié.

SIMON, H.-A., 1991. Sciences des Systèmes Sciences de l'Artificiel. Dunod, Paris, 229.

SOROOSHIAN, S. et J. A. DRACUP, 1980. Stochastic parameter estimation procedures for hydrologic rainfall-runoff model : corrolated and heteroscedastic error cases. Water Resources Research, vol 16, n° 2, 430-442.

SOROOSHIAN, S. et V. GUPTA, 1983. Automatic Calibration of Conceptual Rainfall-Runoff Models: The Question of Parameter Observability and Uniqueness. Water Resources Research, vol. 19, n° 1, 260-268.

SOROOSHIAN, S. V. K. GUPTA et J. L. FULTON, 1983. Evaluation of Maximum Likelihood Parameter Estimation Techniques for Conceptual Rainfall-Runoff Models: Influence of Calibration Data Variability and Length on Model Credibility. Water Resources Research, vol. 19, n° 1, 251-259.

SOROOSHIAN, S., 1991. Parameter Estimation, Model Identification, and Model Validation: Conceptual-Type Models. *In* : BOWLES, D. S. et P. E. O'CONNELL (ed), Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems, Kluwer, Dordrecht, NATO ASI Series, Series C - vol. 345, 443-467.

THEYS, J. et B. KALAORA, 1992. Quand la Science Réinvente l'Environnement. THEYS, J. et B. KALAORA (ed), La Terre Outragée - les experts sont formels !, Autrement, Paris, série sciences et societé, n° 1, 15-49.

THOM, R., 1974. Modèles mathématiques de la morphogénèse. Union Générale d'Editions, Paris.

THOM, R., 1979. Modélisation et Scientificite. *In.* DELATTRE, P et M. THELLIER (ed), Actes du colloque "Elaboration et Justifiaction des Modèles : Applications en Biologie", Tome I, Maloine Editeur, Paris, 21-29.

THOMACHOT, M., 1986. Impact d'un Aménagement Urbain sur une Nappe Aquifère : Cas de la Ville Nouvelle d'Evry (Essonne). Dix Neuvièmes Journées de l'Hydraulique, Societé Hydrotechnique de France, Paris, II.3.1-II.3.8.

THOMANN, R. V., 1987. Systems analysis in water quality management - A 25 year retrospect. *In* : BECK, M. B. (ed), Systems analysis in water quality management, Pergamon, Oxford, 1-14.

TODINI, E. et J. R. WALLIS, 1977. Using C.L.S. for Daily or Longer Periode Rainfall-Runoff Modelling. *In:* Mathematical Models for Surface Water Hydrology, Wiley, New York.

TROUTMAN, 1985a. Errors and Parameter Estimation in Precipitation-Runoff Modeling - 1. Theory. Water Resources Research, vol. 21, n° 8, 1195-1213.

TROUTMAN, 1985b. Errors and Parameter Estimation in Precipitation-Runoff Modeling - 2. Case Study. Water Resources Research, vol. 21, n° 8, 1214-1222.

TUKEY, J. M., 1977. Exploratory Data Analysis. Addison-Wesley, Reading, 688 p.

VIESSMAN, W. *et al.*, 1989. Introduction to Hydrology, Harper & Row Publ., 780 p.

WALTER, E. et L. PRONZATO, 1994. Identification de Modèles Paramétriques à Partir de Données Expérimentales. Masson, Paris, 371 p.

WATERSTONE, M., 1993. Adrift on Sea of Platitudes: Why we Will Not Resolve the Greenhouse Issue. Environmental Management, vol. 17, n° 2, 141-152.

WMO, 1975. Intercomparation of Conceptual Models Used in Operational Hydrological Forecasting. World Meteorological Organization, Operational Hydrology Report n° 7, Geneva, 172 p.

XU, C.-Y. et G. L. VANDEWIELE, 1994. Sensitivity of Monthly Rainfall-Runoff Models to Imput Errors and Data Length. Hydrologic Sciences Journal, vol. 39, n° 2, 157-176.

YANG, X., 1993. Mise au Point d'une Méthode d'Utilisation d'un Modèle Pluie-Débit Conceptuel pour la Prévision des Crues en Temps Réel. Thèse de Doctorat, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées - CERGRENE, Paris, 350 p.

YANG, X. et NASCIMENTO, N. O., 1993. Etude des Apports par Ruissellement des Zones Peri-Urbaines - adaptation du modèle conceptuel global (GR4J) à l'estimation des crues des petits bassins versants naturels ou agricoles. CERGRENE et Service Technique de l'Urbanisme, Noisy-le-Grand, 63 p.

YOUNG, P., 1983. The Validity and Credibility of Models for Badly Defined Systems. *In* : BECK, M. B. et G. VAN STRATEN (ed), Uncertainty and Forecasting of Water Quality. Springer-Verlag, New York, 69-98.

YU, Y.-S., S. ZOU et D. WHITTEMORE, 1993. Non-Parametric Trend Analysis of Water Quality Data of Rivers in Kansas. Journal of Hydrology, n° 150, 61-80.