



HAL
open science

**Calcul de la lame ruisselée dans la modélisation
pluie-débit : limitations des approches globales et
introduction simplifiée de la topographie et de la
variabilité spatiale des pluies : applications aux bassins
versants du Gardon d'Anduze et du Réal Collobrier**

Daniel Sempere Torres

► **To cite this version:**

Daniel Sempere Torres. Calcul de la lame ruisselée dans la modélisation pluie-débit : limitations des approches globales et introduction simplifiée de la topographie et de la variabilité spatiale des pluies : applications aux bassins versants du Gardon d'Anduze et du Réal Collobrier. Hydrologie. Institut National Polytechnique de Grenoble - INPG, 1990. Français. NNT: . tel-00694027

HAL Id: tel-00694027

<https://theses.hal.science/tel-00694027>

Submitted on 3 May 2012

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

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

THESE

présentée par

Daniel SEMPERE TORRES
Physicien
(Universitat Barcelona)

Pour obtenir le titre de DOCTEUR

**de l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE
GRENOBLE**

(Arrêté ministériel du 23 novembre 1988)

Spécialité : Géoscience

**Calcul de la lame ruisselée dans la modélisation
pluie-débit : limitations des approches globales et
introduction simplifiée de la topographie et de la
variabilité spatiale des pluies.
Applications aux bassins versants du Gardon d'Anduze
et du Réal Collobrier.**

Date de soutenance : 11 mai 1990

Composition du jury :

M. A.	MUSY	Président
M. D.	DUBAND	Rapporteurs
M. P.A.	ROCHE	
M. K.	BEVEN	Examineurs
M. J.	LAVABRE	
M. Ch.	OBLED	

Thèse préparée au sein de l'Institut de Mécanique de Grenoble
UMR 101 (CNRS, UJF, INPG)

*A todos cuantos han sabido
asomarse a mi ventana
y en especial a ti, mi amor,
amor hecho de silencios y de ausencias,
pero que has sabido llenar
de estrellas
mis noches de Grenoble.*

AVANT PROPOS

Une thèse est, me semble-t-il, beaucoup plus que le fruit d'un travail personnel. Elle est surtout la matérialisation d'un apprentissage et d'une évolution faite au fil des jours et des réflexions, à l'ombre de tout un groupe de personnes.

Ainsi, dans chacune de ces pages on peut reconnaître l'écho de mille voix, de mille idées de couloir, de discussions de café, de tous ces moments "perdus" à écouter et se faire écouter... C'est pour cela que je ne pourrai énumérer ici tout ce que je dois aux membres du groupe Hydrologie de l'Institut de Mécanique de Grenoble.

Néanmoins je ne saurai éluder quelques remerciements particuliers à ceux qui ont participé plus directement à l'élaboration de ce mémoire.

Tout d'abord à Monsieur Charles Obled, professeur à l'Institut National Polytechnique de Grenoble, directeur et responsable de ce travail, qui a su toujours m'encourager et me donner les opportunités et moyens pour apprendre et évoluer.

Ensuite aux membres du jury:

A Monsieur André Musy, professeur à l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (Suisse), qui a bien voulu accepter d'être le président du jury et qui a su donner un tour bon enfant à la soutenance.

Aux rapporteurs : Monsieur Pierre Alain Roche, Directeur adjoint de la DDE de la Gironde et professeur à l'Ecole Nationale de Ponts et Chaussées, qui avec son esprit critique a su nous motiver et valoriser ce travail, et à Monsieur Daniel Duband, responsable du service Ressources en Eau de la Direction Technique Générale d'EDF, qui a toujours suivi avec attention et intérêt nos recherches et dont la considération est pour nous une grande satisfaction.

A Monsieur Jacques Lavabre, responsable du bassin versant expérimental du Réal Collobrier, qui nous a fourni des données, mais nous a fait aussi découvrir le bassin.

A Monsieur Keith Beven, professeur à l'Université de Lancaster (Grande Bretagne), qui a accepté de se mettre au français d'un espagnol, et dont les articles ont influencé notablement notre travail.

De même j'aimerais remercier explicitement tous ceux avec lesquels j'ai eu le plaisir et la chance de travailler directement, tout spécialement mon collègue et compatriote Javier Yves Rodriguez, avec qui j'ai partagé bien plus que des heures devant l'ordinateur...

Je tiens aussi à remercier tous ceux qui m'ont aidé à faire des corrections en me prodiguant leurs remarques et suggestions, spécialement Jean Michel Gresillon, Hubert Morel-Seytoux et Michel Vauclin, chef du Groupe Hydrologie, qui a bien voulu lire minutieusement ce mémoire. Tout particulièrement je ne pourrai jamais assez remercier Isabelle Braud qui avec une disponibilité à toute épreuve et une patience illimitée a réussi non seulement à rendre ce mémoire lisible, mais aussi à me faire toucher du doigt les subtilités de la langue de Molière.

Par ailleurs je suis reconnaissant aux organismes qui nous ont fourni les données (La DDE du Gard, le CEMAGREF d'Aix en Provence et l'ORSTOM de Montpellier), ainsi qu'à ceux qui ont financé mes études : le Ministerio Espanol de Educacion y Ciencia et tout spécialement La Caixa, qui m'a donné les moyens de venir à Grenoble et de commencer ma carrière scientifique.

Enfin ma sincère gratitude à tous ceux qui avec leur sourire m'ont donné le courage d'aller au bout de cette aventure.

Grenoble, Mai 1990.

SOMMAIRE

	PAGE
<u>AVANT-PROPOS</u>	5
<u>SOMMAIRE</u>	7
<u>I - INTRODUCTION</u>	13
I.1 - PERSPECTIVE.....	15
I.2 - NOTRE OBJECTIF.....	21
I.3 - LE POINT DE DEPART	22
I.4 - L'HYDROGRAMME UNITAIRE	24
I.5 - LA STRATEGIE.....	28
I.6 - REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	29
<u>II - LA DPFT COMME OUTIL</u>	31
(Une méthode pour estimer des séries de pluies efficaces)	
II.1 - L'APPROCHE DPFT.....	33
II.1.1 - Les problèmes de l'approche de l'Hydrogramme Unitaire : un exemple parlant.....	33
II.1.1.1 - <i>Un modèle de type Hydrogramme Unitaire</i>	33
II.1.1.2 - <i>Les problèmes posés</i>	36
II.1.2 - Description de la DPFT.....	37
II.1.2.1 - <i>La formulation en différences</i>	39
II.1.2.2 - <i>L'identification de la Fonction de Transfert</i>	40
II.1.2.3 - <i>La résolution du problème inverse : l'algorithme itératif alterné</i>	41
II.1.2.4 - <i>Le rôle des contraintes</i>	44
II.1.3 - Hypothèses introduites par la méthode : objectif, avantages et limitations	45
II.1.4 - Quelques règles d'application de la DPFT.....	47
II.1.4.1 - <i>Le choix du pas de temps Δt</i>	48
II.1.4.2 - <i>Nombre d'épisodes à utiliser</i>	49
II.1.4.3 - <i>Nombre d'itérations</i>	49
II.1.4.4 - <i>Algorithmes à utiliser</i>	49
II.1.4.5 - <i>Mémoire de la FT à identifier</i>	50

II.1.4.6 - <i>Prolongement de la FT identifiée</i>	50
II.1.4.7 - <i>Coefficient de Ridge</i>	51
II.1.4.8 - <i>L'utilisation de la contrainte $PE \leq PB$</i>	51
II.1.4.9 - <i>Mesure de la qualité des résultats</i>	51
II.1.4.10 - <i>Délimitation des épisodes</i>	53
II.2 - APPLICATION DE LA DPFT AU GARDON D'ANDUZE.....	55
II.2.1 - Brève description du bassin.....	55
II.2.2 - Brève description des données	58
II.2.2.1 - <i>Les données de débit</i>	59
II.2.2.2 - <i>Les données de pluie</i>	61
II.2.2.3 - <i>Les données topographiques</i>	62
II.2.3 - Application de la DPFT au bassin	62
II.2.3.1 - <i>Le pas de temps</i>	63
II.2.3.2 - <i>Nombre d'épisodes utilisés</i>	63
II.2.3.3 - <i>Nombre d'itérations</i>	65
II.2.3.4 - <i>Mémoire de la FT à identifier</i>	65
II.2.3.5 - <i>Le prolongement ou lissage</i>	65
II.2.3.6 - <i>Le coefficient de Ridge</i>	66
II.2.3.7 - <i>L'utilisation de la contrainte $PE \leq PB$</i>	69
II.2.3.8 - <i>La durée des épisodes</i>	69
II.2.4 - Les résultats définitifs	71
II.2.5 - Le filtrage de la composante lente.....	75
II.3 - APPLICATION DE LA DPFT AU REAL COLLOBRIER	80
II.3.1 - Description sommaire du bassin	80
II.3.2 - Description des données.....	82
II.3.2.1 - <i>Données de débit</i>	82
II.3.2.2 - <i>Données de pluie</i>	82
II.3.3 - Application de la DPFT au bassin	84
II.3.3.1 - <i>Le pas de temps</i>	85
II.3.3.2 - <i>Nombre d'épisodes utilisés</i>	85
II.3.3.3 - <i>Nombre d'itérations</i>	87
II.3.3.4 - <i>La contrainte $PE \leq PB$</i>	89
II.3.3.5 - <i>L'élimination des inconnues quand la PB est nulle</i>	91
II.3.3.6 - <i>La délimitation des épisodes</i>	93
II.3.3.7 - <i>La mémoire à identifier</i>	95
II.3.3.8 - <i>Le lissage</i>	97
II.3.3.9 - <i>Le coefficient de Ridge</i>	98

II.3.4 - Les résultats définitifs.....	100
II.4 - QUALITE DES SERIES DE PLUIE EFFICACE ESTIMEES ET INTERET DE LEUR UTILISATION.....	105
II.5 - REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	107
III - LES MODELES GLOBAUX DE PRODUCTION.....	110
III.1 - OBJECTIFS ET HYPOTHESES.....	112
III.2 - LA CALIBRATION DES MODELES.....	113
III.2.1 - Le critère d'optimisation	116
III.3 - LES MODELES DE FONCTION DE PRODUCTION CHOISIS.....	119
III.3.1 - Les modèles du type analytique-statistique	119
III.3.2 - Les modèles conceptuels	120
III.3.3 - Les modèles à base physique.....	120
III.4 - DESCRIPTION DES MODELES	121
III.4.1 - Un modèle opérationnel de type analytique.....	121
III.4.2 - Le modèle de type Réservoir	122
III.4.3 - Modèle de type Temps de Submersion.....	124
III.4.3.1 - <i>Calcul du temps de Submersion (Tp)</i>	126
III.4.3.2 - <i>Calcul de I(t)</i>	127
III.4.3.3 - <i>Calcul de l'état hydrique du sol après le drainage</i>	128
III.5 - RESULTATS DE LA CALIBRATION DES MODELES SUR LE GARDON D'ANDUZE.....	132
III.5.1 - Le modèle Analytique.....	133
III.5.2 - Le modèle de type Réservoir	135
III.5.3 - Le modèle de type Temps de Submersion.....	139
III.6 - RESULTATS DE LA CALIBRATION DES MODELES SUR LE REAL COLLOBRIER	150
III.6.1 - Le modèle Analytique.....	156
III.6.2 - Le modèle Réservoir.....	158

III.6.3 - Le modèle Temps de Submersion.....	162
III.6.4 - Conclusions sur le Réal Collobrier.....	167
III.7 - LA VALIDATION DES RESULTATS.....	172
III.7.1 - La validation sur le Réal Collobrier.....	175
III.8 - REMARQUES SUR LE MODELE TEMPS DE SUBMERSION.....	184
III.9 - CONCLUSIONS SUR LES MODELES GLOBAUX.....	186
III.10 - REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	197

IV - INTRODUCTION DE LA TOPOGRAPHIE DU BASSIN VERSANT ... 201

IV.1 - L'UTILISATION DE L'INFORMATION TOPOGRAPHIQUE.....	203
IV.1.1 - Pourquoi la topographie du bassin ?.....	203
IV.1.2 - Relation de la topographie avec les processus de production de l'écoulement.....	205
IV.1.3 - Pourquoi TOPMODEL ?.....	207
IV.1.4 - Schéma général du modèle à proposer.....	209
IV.2 - DESCRIPTION GENERALE DE TOPMODEL.....	213
IV.2.1 - Rôle de la topographie.....	213
IV.2.2 - Expression pour la conductivité hydraulique à saturation.....	213
IV.2.3 - L'indice sol-topographique, ou indice de Beven.....	218
IV.2.4 - Gestion de la Zone Saturée et de la Zone non Saturée.....	221
IV.2.5 - Modélisation de l'infiltration.....	223
IV.2.6 - La zone racinaire et l'Evapotranspiration.....	224
IV.2.7 - Le Transfert ou Routage.....	226
IV.2.8 - Le calcul des paramètres.....	227
IV.2.8.1 - <i>L'Indice Topographique</i>	227
IV.2.8.2 - <i>Le paramètre M</i>	231
IV.2.9 - L'initialisation du modèle.....	232
IV.2.10 - Un exemple d'application.....	233
IV.2.11 - Quelques remarques à priori.....	237
IV.3 - QUELQUES IDEES POUR UNE ESTIMATION SIMPLIFIEE DE TOPMODEL.....	239

IV.3.1 - Proposition d'un modèle de type Réservoir amélioré : le modèle Réservoir Topographique.....	241
IV.4 - APPLICATION AU GARDON D'ANDUZE	245
IV.4.1 - Les calculs préalables	245
IV.4.2 - Résultats obtenus	247
IV.5. - CONCLUSIONS	258
IV.6 - REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	262
V - <u>INTRODUCTION DE LA VARIABILITE SPATIALE DE LA PLUIE</u>.....	265
V.1 - POSITION DU PROBLEME.....	267
V.2 - LE CALCUL DE LA PB(t).....	269
V.3 - IDEES POUR LA PRISE EN COMPTE DE LA VARIABILITE SPATIALE DE LA PLUIE	270
V.4 - UN PREMIER ESSAI : LE MODELE DES RESERVOIRS MULTIPLES.....	273
V.4.1 - Résultats obtenus sur le Gardon d'Anduze.....	274
V.5 - UTILISATION DES INDICES GLOBAUX DE CONCENTRATION DE LA PLUIE	279
V.5.1 - Explication des résidus des modèles globaux	284
V.5.2 - Les indices comme coefficients additifs	285
V.5.3 - Les indices comme coefficients multiplicatifs.....	287
V.6 - APPLICATION DU MODELE A INDICE DE CONCENTRATION DE LA PLUIE AU GARDON D'ANDUZE	289
V.6.1 - Résultats obtenus.....	290
V.7 - CONCLUSIONS	297
V.7 - REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	300

VI - CONCLUSIONS.....303

VII - ANNEXES311

ANNEXE I

ANNEXE II

ANNEXE III

I - INTRODUCTION

*“Je peux prévoir la route des corps célestes,
mais je ne peux rien dire sur le mouvement d'une petite goutte d'eau”.*

GALILEO GALILEI

(1564-1642)

I.1 - PERSPECTIVE

Apparemment l'Hydrologie comme science traverse une crise. C'est du moins ce qu'affirment certains auteurs, se fondant sur la mise en cause d'une partie des "Vérités hydrologiques" universellement acceptées jusqu'à ce jour (Beven, 1987), ou sur le manque de temps ou d'efforts pour approfondir la connaissance des processus liés au cycle de l'eau, car on a préféré résoudre d'abord les problèmes techniques les plus urgents concernant la maîtrise de l'eau (Klemeš, 1988, p.6).

Même si on n'est pas d'accord, il faut reconnaître que la perspective actuelle est un peu décevante, car elle est surtout caractérisée par un manque d'idées nouvelles capables de faire avancer le corps des théories hydrologiques.

D'une part, l'analyse de la littérature récente montre que les problèmes posés restent essentiellement les mêmes depuis longtemps. D'ailleurs, les équations proposées n'ont guère changé dans ce temps, ce qui corrobore l'hypothèse du relatif échec d'une grande partie des efforts réalisés, surtout si l'on considère que les problèmes dits réels ne sont pas encore résolus de façon satisfaisante, et que l'on n'a pas réussi à les reformuler en termes d'une meilleure connaissance des phénomènes hydrologiques.

D'autre part, si nous analysons un peu l'histoire des grands concepts, nous constatons que la plupart des idées encore utilisées aujourd'hui ont été énoncées dans les années 1930 et 1940 (l'Hydrogramme Unitaire, l'Infiltration...), où en tout cas dans les années 60 (le concept de Zone Source, les composantes de l'hydrogramme...). Approximativement donc on pourrait dire que l'hydrologie a été conceptualisée entre les années 30-60. Les années 70 sont plutôt caractérisées par l'explosion des modèles mathématiques sur ordinateur, introduisant explicitement ces concepts, et par quelques travaux de terrain permettant d'acquiescer des évidences et des séries de données dont on pensait qu'ils pourraient valider ou contester les théories déjà existantes. Les années 80 ont été marquées par l'introduction des modèles utilisant les avancées technologiques récentes et par des calculs numériques encore plus puissants grâce au développement de l'informatique, qui ont permis d'approcher les problèmes liés à la distribution spatiale des variables, jusque là inabordables. Mais les idées les plus fondamentales qui forment notre connaissance des phénomènes n'ont pas changé.

Klemeš (1989) illustre ce manque d'idées nouvelles à l'aide d'une histoire qui nous paraît très parlante :

" Un homme cherche à terre les clés qu'il a perdues. Il fait nuit noire et il s'efforce de

chercher péniblement autour d'un lampadaire. A ce moment, un passant lui demande s'il est sûr d'avoir perdu ses clés à cet endroit. Et l'homme lui répond : - bien sûr que non, mais je cherche à côté du lampadaire parce qu'ailleurs, il n'y a pas de lumière".

Cela résume quelque peu la situation actuelle de l'hydrologie : le manque de nouveaux "lampadaires", et la résignation à chercher les solutions aux problèmes de toujours, là où on sait le faire et cela malgré la certitude qu'elles ne sont pas là.

Pourtant, tout dernièrement, nous avons eu droit à de nouveaux espoirs qui prétendaient nous conduire vers de nouvelles perspectives dans les connaissances et modélisations hydrologiques.

D'une part les avancées technologiques récentes (fondamentalement liées à la télédétection) qui ont permis, dans le domaine de l'hydrologie et plus particulièrement dans la modélisation pluie-débit, une augmentation significative de la qualité et de la quantité des données disponibles, avaient donné l'espoir de mieux arriver à décrire les processus étudiés.

D'autre part, l'espoir que les énormes puissances de calcul, disponibles depuis peu, nous permettraient de résoudre les problèmes à l'aide de modèles distribués : modèles supposés capables d'introduire les lois physiques des phénomènes mis en jeu, dans la modélisation des processus à d'autres échelles que celle du laboratoire.

Malheureusement les résultats n'ont pas toujours répondu aux attentes suscitées.

Tout d'abord nous avons vu se déclencher une véritable course pour introduire à tous prix les nouvelles données disponibles, commandée plutôt par le fait qu'elles se trouvaient là, et qu'il fallait être le premier à les utiliser. Pour enfin devoir reconnaître que même si on peut les considérer comme base d'une "prochaine révolution" dans le savoir-faire hydrologique, personne ne sait encore bien les introduire de façon convenable dans les modèles et méthodes classiquement utilisés.

Aussi avons-nous contemplé comment l'accroissement de la capacité informatique à rendu maladroites la plupart des démarches scientifiques, les transformant en manipulations stériles de nombres à travers une véritable explosion de modèles mathématiques s'appuyant souvent sur des données peu adéquates ou sur des théories inadéquates (Klemes, 1988).

Parallèlement à cela, les modèles distribués reflétant la prétention déterministe de tout connaître, partout, n'ont pas réussi à justifier leur complexité ni à fournir une description plus

correcte d'une réalité qui se refuse à être réduite cartésienement à une simple juxtaposition de petites réalités élémentaires.

La raison de cet échec a peut être été l'extrême optimisme avec lequel on est passé des équations décrivant bien les processus ayant lieu dans des "prototypes de bassin versant de laboratoire", bien définis, homogènes et stationnaires, à leur application à des réalités beaucoup plus complexes et à des échelles bien supérieures (Beven, 1989).

Toutefois, il faut reconnaître qu'après une première étape d'optimisme généralisé, les modèles prétendant tout inclure se sont rapidement détournés vers des applications plus simplistes, renonçant à la modélisation d'un certain nombre d'effets considérés de deuxième ordre (Kirkby, 1988). Et même ainsi, ils n'ont pas réussi à faire mieux que d'autres modèles encore plus simples...

Par conséquent, cet espoir de mieux comprendre la réalité physique des phénomènes s'est vu souvent réduit à la recreation d'un "mirage de réalité". Et les efforts réalisés jusqu'à ce jour pourraient être comparés à prétendre expliquer avec les "vraies" lois quantiques de la constitution de la matière, les instructions permettant d'assembler les éléments d'une maison préfabriquée.

Mais cette défaillance actuelle ne doit pas être prise comme un échec définitif.

A l'époque où même les disciplines les plus déterministes se sont ouvertes à l'utilisation de théories décrivant les processus très loin de l'équilibre, introduisant les fluctuations dans les théories des catastrophes, formulant la notion de chaos, ou acceptant la description stochastique des phénomènes et de leurs incertitudes, sans pour cela avoir renoncé au label de la compréhension physique, l'Hydrologie continue à chercher le chemin de la goutte d'eau, sans encore avoir su se résoudre à sauter en avant définitivement, peut être à cause d'une vision encore trop mécaniste et déterministe.

La question devrait maintenant se poser, comme il y a déjà longtemps, en termes de trouver un outil capable de décrire la complexité des processus à l'échelle choisie. Mais en intégrant l'essence stochastique et les incertitudes propres à une réalité pilotée par des processus ayant lieu à une plus fine échelle (Beven, 1987).

Comme déclaration d'intention pour une nouvelle "Décennie Hydrologique", c'est engageant ! Mais qu'est-ce que cela signifie en réalité ?

D'abord cela nous amène au besoin d'entamer une importante réflexion à propos des processus vraiment prépondérants, et des grandeurs qui doivent être vraiment mesurées. Et il nous faudra le faire surtout avant de nous lancer à dépenser nos forces dans de vastes entreprises, entraînés que nous serions par les mirages de la réalité dans le vent.

Ensuite, une question concrète s'impose. Dans ce paysage, que faisons-nous ? Que devons-nous faire ?

Pour des raisons historiques nous avons accepté le défi de la modélisation pluie-débit lors des précipitations intenses, et plus particulièrement dans un contexte opérationnel de prévision de crues. Ce choix induit un certain nombre de problèmes particuliers, liés à la future utilisation en temps réel des concepts, algorithmes et modèles qui nous obligera à introduire d'extrêmes simplifications de la réalité.

Mais malgré cet alibi, nous ne pourrions pas non plus échapper aux problèmes déjà soulevés : le besoin de ne pas rater le train de l'incorporation de nouvelles données disponibles, si possible d'une façon "sage", mais surtout la constatation d'un préoccupant manque d'idées nouvelles nous permettant d'aller au delà des résultats déjà obtenus.

Parce qu'il faut reconnaître que pour des bassins moyens et grands (au delà de 100 km² de surface) aucun modèle ne s'est avéré sensiblement plus performant que ceux basés sur l'approche de l'Hydrogramme Unitaire de Sherman (1932) (Kirkby, 1988, p. 335). Et malheureusement cela ne signifie pas qu'on lui reconnaisse la qualité d'une bonne description des processus vraiment mis en jeu, mais bien plutôt la constatation que l'on ne sait pas mieux faire.

En fait cette absence d'idées vient de notre manque de connaissances de la réalité. Surtout parce que la plupart des phénomènes hydrologiques ne peuvent être apprivoisés dans un laboratoire, et donc qu'il nous est impossible de les explorer comme bon nous semble.

En ce qui concerne les modèles opérationnels, nous constatons que l'unique connaissance que nous avons de la réalité est tout simplement celle de savoir ce qu'elle n'est pas. En effet, nous traversons la réalité comme le capitaine d'un bateau traverse un détroit : évitant les écueils mais sans connaître la vraie nature du détroit traversé.

Face à cette certitude nous avons quand même voulu tenter l'exercice d'avancer un peu.

Nous sommes parti de la connaissance actuelle, sous les lampadaires des modèles

globaux (bien connus dans la modélisation pluie-débit) pour essayer d'en tirer des idées nous permettant d'établir une stratégie capable de nous aider à faire un certain pas en avant.

Nous pourrions comparer cette situation à celle d'un chemin qui abouti à un précipice infranchissable. Et là, nous décidons d'explorer la fin du chemin malgré la certitude du précipice et le danger de tomber dans le vide. Bien assurés par quelqu'un qui nous retiendrait solidement par les pieds, nous nous sommes penchés dans ce vide pour explorer s'il y avait une issue possible. L'espoir cette fois était de retrouver un nouveau sentier nous permettant de descendre la falaise.

Ainsi avons-nous entrepris l'exploration des limites des modèles globaux traditionnels à l'aide de la méthode de la DPFT (Différence Première de la Fonction de Transfert). Cette méthode avait suscité des espoirs de fournir une approche intéressante grâce à des outils nouveaux, les pluies efficaces, susceptibles de faciliter la recherche de nouvelles solutions à notre problème.

Cette exploration nous a permis de mesurer les limites des approches traditionnelles et d'entreprendre aussi l'introduction des nouvelles informations pour essayer de mieux décrire les processus et donc de sortir de l'impasse. Cette nouvelle information (la topographie du bassin et la variabilité spatiale de la pluie) nous avons voulu l'utiliser d'une façon compatible avec le choix déjà effectué : rester dans une modélisation globale étant donné qu'elle est jusqu'à présent, la plus adaptée à nos cas de figures (bassin de 100 à 1000 km²).

Il va de soi que cette approche est discutable, car on peut considérer comme vains les efforts qui ont pour but de prendre en compte la non homogénéité du bassin et de la pluie, pour ensuite les modéliser par une approche globale. Malgré cela, quelques idées ont été proposées, et elles nous ont fourni certains résultats qui, même s'ils sont loin de résoudre entièrement le problème, nous ont apporté de l'information suffisante pour pouvoir maintenant nous décider à affronter le précipice.

Nous voudrions pour terminer remarquer l'existence d'une difficulté supplémentaire. Nous pourrions rester dans un contexte purement opérationnel en négligeant la réalité pour laisser plus de place encore à la logique des boîtes noires. Dans ce cas il y aurait des avis opposés mais nous trouverions le soutien de la communauté qui accepte cette logique parce que les modèles sont perçus uniquement comme un outil d'aide à la décision et non pas comme une description de la réalité (bien que la boîte noire soit seulement remplacée par une boîte gris foncé).

La même chose arriverait si nous acceptions d'aller à la recherche, dans des expérimentations de terrain, de ce que nous avons appelé le mirage des processus réels. Là la complexité serait abordée avec des modèles ou concepts physiques fondés sur la connaissance des "prototypes" uniformes, stationnaires et en tout cas réduits des vraies entités naturelles, et l'absence de résultats vraiment "utiles" serait compensée par une meilleure concordance entre les processus observés et ceux utilisés dans la modélisation. Mais de nouveau nous retrouverions des gens qui contesteraient leur utilité et leur intérêt ainsi qu'une audience sachant apprécier ces idées et ces approches, malgré leurs limitations.

En ce qui nous concerne, nous sommes plutôt parti d'un contexte proche du premier, mais à un moment donné nous avons voulu jeter un oeil sur le terrain des autres : notre point de départ a été les approches et les limitations données par nos objectifs opérationnels, mais la défaillance à décrire les processus observés nous a mené à pénétrer sur le terrain des modèles un peu plus à "base physique".

Le résultat est que tant d'un côté que de l'autre on peut nous opposer des critiques, qui sont en partie fondées, mais qui en tout cas révèlent que marcher sur la ligne de partage des eaux séparant ces deux mondes n'a jamais été la meilleure idée.

Mais le défi de ce danger, que Klemeš (1988) voit comme une tendance malade de la modélisation hydrologique, nous avons voulu le pousser à quelque chose de plus qu'un simple numéro sur la corde raide. Nous avons réussi à revenir du précipice et à proposer quelques idées pour une suite qui sera elle aussi ardue et difficile.

Evidemment tout le travail n'a pas été fait. Il y a des essais à reprendre, et des idées initiales qui après le détour s'avèrent erronées. Mais il ne faut pas oublier que cet effort a été le premier essai complet dans notre groupe pour boucler complètement le cercle de la modélisation pluie-débit.

Enfin même si on peut considérer notre effort comme une pirouette, nous vous proposons de rentrer nous suivre dans l'aventure : partir du plus simple pour faire un looping, peut-être une pirouette, et réussir l'exploit de retomber, à vue de nez, **presque** au même endroit.

Mais dans ce **presque** résidera le petit plus qui va nous permettre de revoir avec un esprit différent la même réalité d'avant hier.

I.2 - NOTRE OBJECTIF

Historiquement, l'étude de la relation pluie-débit au sein du groupe d'hydrologie de l'IMG a été centrée sur la compréhension des phénomènes liés aux fortes précipitations, et donc aux crues. Les liens avec les services opérationnels (la Division Technique Générale d'Electricité de France et la Direction Départementale de l'Equipement du Gard) nous ont conduit à privilégier plus spécialement la modélisation pluie-débit avec une vocation opérationnelle très nette, et donc les modèles susceptibles d'être utilisés dans des systèmes de prévision des crues.

Plus précisément les efforts ont porté sur l'étude de ces phénomènes en région méditerranéenne, tout simplement parce que, dans ces régions, les précipitations se caractérisent par l'existence d'épisodes très intenses, souvent d'extension réduite et concentrés sur les mois d'automne, mais donnant lieu à des situations exceptionnelles de fréquence relativement élevée.

On peut ainsi observer presque tous les ans en un point ou un autre de la bordure méditerranéenne, l'apparition soudaine des "ramblas" ou la submersion des ponts qui, la veille encore paraissaient surdimensionnés.

C'est donc dans ce contexte de crues éclairs que nous avons accepté de placer la réalisation de nos recherches. Le but en était le développement de quelques outils nous permettant de mieux comprendre les phénomènes hydrologiques ayant un rôle prépondérant dans ces épisodes, afin de pouvoir proposer quelques améliorations aux modèles actuellement utilisés pour la prévision opérationnelle.

Cet objectif commun à toute une famille d'études menées au sein de notre groupe depuis les années 80, nous imposera donc des limites et des contraintes induites par l'usage futur des modèles dans ce contexte opérationnel.

Voyons quelles sont ces contraintes:

- Il y a tout d'abord un besoin de simplicité, surtout justifié par des contraintes sur le temps de calcul : l'intérêt de toute prévision est, bien sûr, de gagner quelques heures pour prendre des décisions, et donc il faut que les modèles donnent leur prévision le plus rapidement possible.

- D'autre part, la réalité des bassins opérationnels oblige à chercher des modèles capables de se contenter de données parfois peu abondantes et pas toujours disponibles partout (parfois même réparties de façon non homogène). En général seul le débit à l'exutoire et la pluie tombée

en quelques points (voire un seul point) seront disponibles.

- De plus, la plupart des organismes gérant un système de prévision de crues ont d'autres activités et arrêtent les mesures en deçà d'un certain seuil d'alerte. Cela nous conduira à privilégier des modèles pouvant travailler par événements, quitte à inclure en sus le problème de l'estimation des conditions initiales lorsqu'un événement commence pour initialiser le modèle.

- Le type de bassins à modéliser sera plutôt de taille moyenne (de 100 à 1000 km²) : suffisamment grand pour pouvoir présenter des dangers en temps de crue justifiant une prévision, mais aussi suffisamment petit pour que la relation pluie-débit joue un rôle encore primordial dans la prévision des débits.

- Enfin, nous allons accepter d'être jugés sur notre capacité à bien reproduire des hydrogrammes de crue, et plus spécialement la chronologie et la taille des pics, plutôt que sur la capacité de bien décrire la réalité sous-jacente (sans que cela nous permette de l'oublier).

Mais, ces soucis de simplicité se verront confrontés à une réalité qui n'est pas du tout simple : les caractéristiques de la pluie et des bassins sont variables dans l'espace, mais de plus les phénomènes mis en jeu se mélangent de façon différente dans le temps et l'espace. Et malgré ces contraintes, on nous demandera d'atteindre un niveau de complexité minimale pour bien appréhender la réalité.

Récapitulons : nous sommes intéressés par des modèles pouvant donner en temps réel une prévision de crue acceptable pour quelques pas de temps à l'avance dans des bassins de taille moyenne (100 à 1000 km²) en zone méditerranéenne.

I.3 - LE POINT DE DEPART

Si maintenant on fait le tour des approches souvent utilisées dans ce cadre, on découvrira que les seuls modèles à retenir sont ceux nommés globaux (*lumped*), c'est à dire traitant le bassin comme une seule entité globale (Figure I.1).

PB

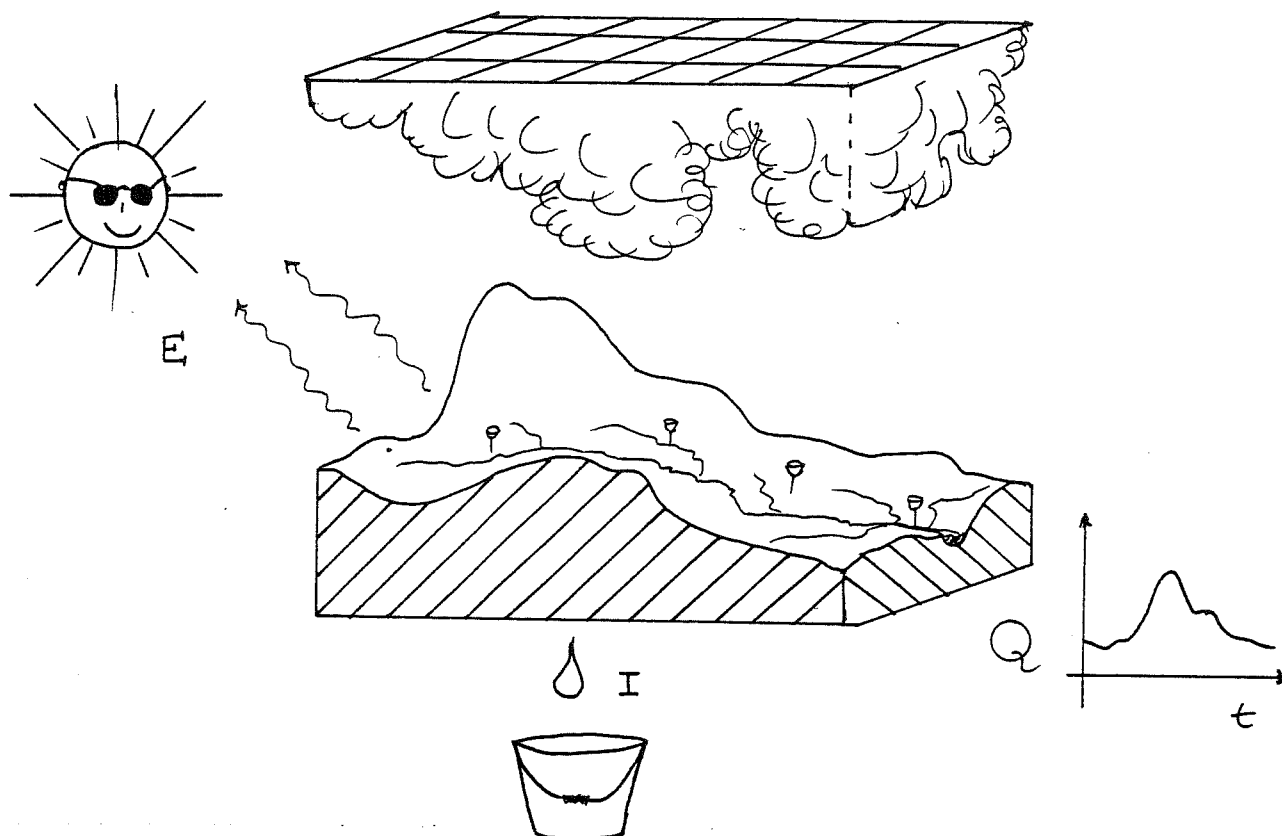


Figure I.1 Schema de la modélisation Pluie-Débit globale.

Ces types de modèles, avec plus ou moins de sophistications, considèrent une entrée : la pluie tombant sur le bassin (nous l'appellerons Pluie Brute, PB) ; quelques fonctions "Pertes" : l'Evapotranspiration (E) et l'Infiltration vers les couches profondes (I) principalement ; et une sortie : le débit à l'exutoire (Q), la variable à prévoir.

Ces modèles globaux ont le mérite principal d'être très bien adaptés aux contraintes du problème opérationnel posé, surtout quand il s'agit des bassins de taille supérieure à 100 km². Mais, nous ne voulons pas être naïfs : ce type de modèle ne répond pas, loin de là, à la réalité physique des processus hydrologiques à modéliser.

Comparés aux modèles dits distribués, qui prétendent incorporer les lois physiques des processus mis en jeu, (un exemple intéressant en termes de prévision de crues est fourni par Loague et Freeze, 1985), ces modèles globaux classiques s'avèrent néanmoins les mieux adaptés, et avec le coût le plus faible (Kirkby, 1988).

Cette évidence nous a amené à accepter comme point de départ l'utilisation des modèles à

caractère global (plus ou moins sophistiqués, plus ou moins de type boîte noire). Nous n'allons pas néanmoins rentrer dans la description des principaux modèles de ce type le plus couramment utilisés (le lecteur intéressé pourra se reporter à Nalbantis (1987), ou au Guide de Prévision de Crues (1987), qui donnent un panorama des modèles actuels).

Cependant, nous allons commenter succinctement une famille de modèles globaux qui a eu un succès spécial : les modèles dérivant de l'approche de l'Hydrogramme Unitaire (Sherman, 1932), famille dans laquelle s'inscrit notre approche.

I.4 - L'HYDROGRAMME UNITAIRE

L'Hydrogramme Unitaire (HU) est une approche qui propose la décomposition de la transformation pluie-débit en deux parties ou phases bien différenciées (Figure I.2).

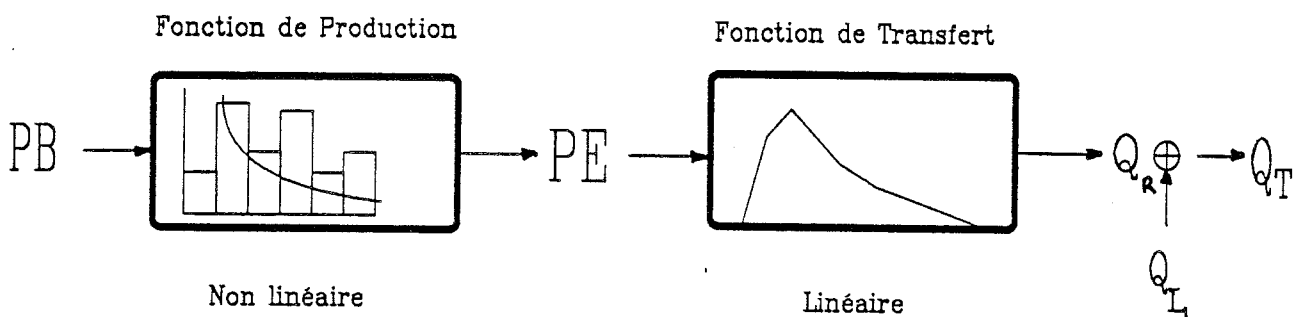


Fig. I.2 : l'Hydrogramme Unitaire. Croquis d'après Rodriguez (1989).

PB: Pluie Brute. C'est la pluie tombée sur le bassin pendant un pas de temps Δt . Elle est estimée à l'aide des mesures disponibles sous forme d'une lame d'eau sur le bassin. [L/T].

PE: Pluie Efficace. Partie de la Pluie Brute qui sera efficace pour la production de ruissellement durant l'intervalle Δt , calculée comme une lame homogène sur la totalité du bassin. [L/T].

Q_T : Débit Total instantané mesuré à l'exutoire du bassin versant. [L^3/T].

Q_R : Débit Rapide ou de ruissellement (instantané). Partie du débit donnant lieu à l'hydrogramme de crue. [L^3/T].

Q_L : Débit Lent instantané. Partie restante du débit. [L^3/T].

D'abord la Pluie Brute (PB) est transformée en Pluie Efficace (PE) à l'aide d'une "Fonction de Production", non linéaire, qui va soustraire une partie du volume, supposée ne plus intervenir dans la production du débit rapide de crue.

Ensuite, le volume restant ou "Efficace", sous forme de PE, va être étalé dans le temps à l'aide d'une Fonction de Transfert, supposée linéaire et invariante dans le temps, pour donner l'hydrogramme des débits rapides constituant la crue (Q_R).

Eventuellement une composante de débit lent (Q_L) peut être ajoutée au débit rapide (Q_R) afin de mieux reconstituer les débits mesurés à l'exutoire (Q_T).

Compte-tenu des propriétés de la fonction de transfert, le débit rapide pourra être décrit comme le produit de convolution de la fonction de transfert $H(t)$, et la Pluie Efficace, $PE(t)$.

$$Q_R(t) = \int_0^t H(\tau) PE(t - \tau) d\tau \quad (\text{II.1})$$

ou sous forme discrète

$$Q_R(j\Delta t) = \sum_{i=1}^j H(i\Delta t) PE [(j - i + 1) \Delta t] \Delta t. \quad (\text{II.2})$$

Δt étant le pas de temps choisi.

La Fonction de Transfert, ou Hydrogramme Unitaire, discrétisée au pas de temps Δt sera le résultat d'une Pluie Efficace unitaire tombant uniformément sur le bassin pendant un temps Δt . $H(t)$ n'est donc rien d'autre que la réponse impulsionnelle du système hydrologique bassin versant à une PE d'entrée en forme de δ de Dirac.

Ce type d'approche, expliqué plus en détail par Dooge (1973), et plus récemment par Nalbantis (1987) et Rodriguez (1989) et dont nous présenterons un exemple dans le chapitre II, introduit un certain nombre de simplifications ou d'hypothèses (uniformité de la pluie, uniformité des caractéristiques du bassin, existence d'une réponse unique et invariante dans le temps) mais aussi deux hypothèses de travail, pour nous, d'importance cruciale¹.

La première est le découpage arbitraire du débit mesuré en deux parties : une composante modélisable par cette approche, et appelée débit rapide (Q_R), et le résidu (Q_L).

¹ Derrière le terme Hypothèse de travail nous entendons les concessions qui ne découlent pas d'une façon de conceptualiser la réalité, mais d'un besoin de franchir certains impasses, afin de pouvoir continuer à travailler.

On a voulu interpréter cette division comme si un schéma de ce type convenait bien pour les débits ayant une genèse rapide, alors qu'il ne serait pas adapté, à la description de la production des débits plus lents, souvent associés à la vidange de la nappe ou même à d'autres mécanismes "plus obscurs, et donc pas linéarisables".

Mais personne n'a jamais vraiment démontré cette affirmation, à notre avis trop facilement admise (voir par exemple Nalbantis (1987), p. 12). De même, on n'a jamais pu "étiqueter" ces deux composantes du débit, et il n'y a donc aucune évidence de sa validité.

Bien au contraire, les travaux de terrain montrent que la nature des mécanismes produisant l'hydrogramme de crue peut varier fortement d'un bassin à l'autre, voire dans un même bassin lors de différents épisodes pluvieux (Dunne, 1978, p. 290). On peut constater que les pics de crue peuvent être générés soit par la production de ruissellement, soit par des mécanismes subsuperficiels rapides, composante appelée par Whipkey (1965, p. 74) écoulement de crue subsuperficiel (*subsurface stormflow*).

Nous voudrions plutôt proposer, que ce qui différencie en fait ces deux débits (Q_R et Q_L), c'est la capacité de pouvoir les décrire à l'aide d'une Fonction de Transfert linéaire et invariante ou pas. Par conséquent, cette hypothèse de travail va mettre en évidence l'une des limites de l'approche de l'H.U. : il ne pourra être utilisé avec succès que pour les hydrogrammes de crue, grâce au rôle joué par les précipitations intenses. Au delà de ce domaine de validité, qui dépendra du bassin considéré, l'importance de la composante non prise en compte rendra cette approche inintéressante.

Heureusement par temps de crue, cette deuxième composante (Q_L) dite lente, répondra à notre attente : elle contribuera de façon beaucoup moins importante (en % de volume) à l'hydrogramme de crue. Par conséquent, on pourra la réduire à un schéma beaucoup plus simpliste permettant de l'ôter de l'hydrogramme (parfois une ligne droite peut suffire, Shaw, 1983), ou même de la négliger dans certains cas.

La deuxième simplification consiste à diviser les phénomènes mis en jeu dans la transformation pluie-débit en deux phases : le Transfert et la Production. Cela est fait avec l'objectif de se donner un chemin pour y avancer, et doit être perçu comme une hypothèse de travail très simple, mais extrêmement utile dans le contexte où nous avons accepté de travailler, et expliquant sans doute la raison du succès de l'approche (les modèles du type Hydrogramme Unitaire continuent à être les plus utilisés pour des prévisions en temps réel, Soorooshian, 1983).

Néanmoins, cette conceptualisation de la transformation pluie-débit en deux phases ne se retrouve pas seulement dans l'approche de l'H.U., mais aussi dans beaucoup d'autres approches

D'une part, parce qu'une Fonction de Production résultat du bilan des pertes en volume par rapport au volume efficace pour la crue, constitue une notion claire et intéressante dans un schéma de modélisation simple.

D'autre part, parce que la Fonction de Transfert (en définitive la densité de probabilité des temps d'arrivée des gouttes d'eau tombées sur le bassin lors d'une PE unitaire et uniforme) répond à une notion intuitive plus ou moins vérifiable de la réalité. Par exemple, si nous avons la chance de trouver dans notre échantillon quelques pluies unitaires, ou plutôt un paquet de pluie presque unitaire, nous pourrions observer une réponse du bassin qui sera à peu près assimilable à la forme de sa Fonction de Transfert.

D'ailleurs, le développement de la notion d'Hydrogramme Unitaire Géomorphologique (Surkan, 1974 ; Rodriguez Iturbe et Valdes, 1979) montre une robustesse, même théorique, reconnue partout.

De plus, d'autres modèles plus sophistiqués proposent pourtant comme acceptable une vitesse d'écoulement constante partout dans le bassin (par exemple Beven et al. 1984) car la vitesse de l'onde cinématique peut être prise approximativement constante dans le temps, même si la vitesse moyenne dépend du débit (Beven, 1979). Cela conduit à des simplifications très importantes du processus de transfert, qui, dans les cas des grands bassins sont largement acceptées (Kirkby, 1988).

Il est aussi fort accepté dans la communauté hydrologique que même une estimation assez simpliste de la Fonction de Transfert (par exemple un triangle) peut constituer un outil correct pour la modélisation de la phase de Transfert en n'introduisant pas d'erreurs cruciales.

Enfin, tout cela nous amène à reconnaître que la division proposée revient en fait à isoler les processus que l'on sait bien modéliser (le Transfert) de ceux qui nous échappent encore et posent des problèmes (la Production). Et donc que le vrai problème de la modélisation pluie-débit en général, mais tout particulièrement dans l'optique prise par notre étude, réside dans la modélisation de la Fonction de Production, clé de notre problème.

Mais laissons Beven et al. (1988, p. 358) conclure :

"Le problème du routage ou transfert est un problème relativement simple comparé à la prévision du volume de pluie qui deviendra Pluie Efficace. En effet, pour tout bassin de taille

raisonnable, il est assez simple de construire un algorithme de routage, linéaire ou non linéaire, en se fondant sur le réseau de drainage réel, déduit des cartes topographiques,... Mais, prévoir le volume de ruissellement à router est un problème d'ordre différent".

I.5 - LA STRATEGIE

Voyons maintenant ce que les différents auteurs ont proposé pour aborder cette question.

D'abord il faut revenir à l'utilisation traditionnelle de l'approche de l'H.U. La stratégie usuelle consiste à imposer a priori un modèle de FP issu d'une réflexion préalable, plus ou moins à base expérimentale, sur ce qu'elle doit être. Les PE ainsi obtenues servent ensuite à optimiser une FT, considérée soit comme une suite de k coefficients à identifier, soit obéissant à une loi de type générale (par exemple une loi gamma) avec des paramètres (α , β ...) à déterminer.

Au débit ainsi obtenu (Q_R) on additionne le débit issu de la modélisation d'une composante lente (Q_L), normalement imposée elle aussi, et pouvant disposer de quelques paramètres supplémentaires à calibrer (γ ...) afin de reconstituer au mieux la chronologie des débits mesurés (Q) par les débits calculés ($Q^* = Q_R + Q_L$).

Les algorithmes couramment utilisés et les problèmes d'optimisation à résoudre dans cette démarche sont très bien expliqués par Rodriguez (1989, pp. 8-40) ou Morel-Seytoux (1981, pp. 487-506) entre autres.

Il faut noter que cette façon d'utiliser la méthode donne d'autant plus d'importance au choix de la FP. En effet, comme Morel-Seytoux (1981) le reconnaît, les erreurs introduites par le choix d'une FP particulière sont entraînées dans la phase d'identification de la FT. Et donc, les différents modèles issus de l'approche de l'H.U. se caractériseront plutôt par le choix fait sur la FP, montrant l'enjeu mis sur la Fonction de Production et son rôle clé dans la modélisation pluie-débit.

Une deuxième stratégie, beaucoup plus rare, consiste à identifier en même temps la FT et la FP, cette fois de structure imposée mais avec des paramètres à calibrer. Ce type de modèles aura une dépendance du choix de la FP un peu amoindrie par rapport aux premiers. Mais l'optimisation simultanée des paramètres de la FP et de la FT provoqueront des interférences et des interdépendances qui limiteront les performances en dehors de la période de calage (Nalbantis, 1987, p. 46).

Enfin, il est possible d'aborder le problème de la FP d'une façon inverse : si on connaît la FT (ou du moins une estimation), pourquoi ne pas identifier les séries de PE par déconvolution. Alors la calibration de la FP, et même le choix du modèle le plus approprié, sera plus facile grâce à la connaissance préalable d'une estimation des PE ainsi obtenues.

Cela d'une part, parce que nous aurons séparé l'identification de la FT, de la calibration de la FP. Mais aussi parce que la calibration se ramènera à un problème classique d'entrée-sortie connues.

Parmi les approches suivant cette deuxième stratégie, appelée le problème inverse, et qui a été beaucoup moins traitée par les hydrologues bien qu'elle s'avère la plus intéressante, se trouve la DPFT (méthode que nous allons utiliser). L'intérêt de celle-ci est de permettre de disposer, outre de la FT de séries de PE, impossibles à mesurer directement, mais qui nous aideront à mieux modéliser la Fonction de Production, vraie clé de notre problème et objectif de notre travail.

I.6 - REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Beven, K.J.: 1979 , On the generalised kinematic routing method. *Water Resour. Res.* **15** (5) : 1238-1242.
- Beven, K. : 1987, Towards a new paradigm in hydrology, *Water for the future : Hydrology in Perspective*, IAHS, Publ., **164** : 393-403.
- Beven, K.: 1989, Changing ideas in hydrology - The case of physically based models. *J. Hydrol.*, **105** : 157-172.
- Beven, K., Kirkby, M.J., Schoffield, N. & Tagg, A.: 1984, Testing a physically-based flood forecasting model TOPMODEL for three UK catchments. *J. Hydrol.* **69** : 119-143.
- Beven, K., Wood, E.F. & Sivapalan, M. : 1988, On hydrological heterogeneity-catchment morphology and catchment response. *J. Hydrol.*, **100** : 353-375.
- Dooge, J.C.I. : 1959, A general theory of the Unit Hydrograph. *Journal of geophysical Research*, **64**(2) : 242-256.
- Dooge, J.C.I. : 1973, Linear theory of hydrologic systems. *Techn. Bulletin*, n° **1468**, U.S. Dept. of Agriculture, Washington, D.C. (USA), 327 pp.
- Dunne, T. : 1978, Field studies of hillslope flow processes. In : M.J. Kirkby (Editor), *Hillslope Hydrology*. Wiley, Chichester (UK) pp. 227-293.
- Guide de prévisions de Crues* : 1987, Ouvrage collectif, P.A. Roche (Ed.) Ministère Chargé de

- l'Environnement, Paris (FRANCE), pp. 230-263.
- Kirkby, M.J. : 1988, Hillslope processes and models, *J. Hydrol.*, **100** : 315-339.
- Klemeš, V. : 1986, Dilettantism in hydrology : Transition or destiny, *Water Resour. Res.*, **22(9)** : 177-188.
- Klemeš, V. : 1988, A hydrological perspective, *J. Hydrol.*, **100** : 3-28.
- Klemeš, V. : 1989, The credibility of probability estimates of extreme geophysical events. Lecture in : *Forecasting Extreme Hazardous Events*, EGS XIV General Assembly, Barcelona (Espagne).
- Loague, K.M. & Freeze, R.A. : 1985, A comparison of rainfall-runoff modelling techniques on small upland catchments, *Water Resour. Res.*, **21** : 229-248.
- Morel-Seytoux, H.J. : 1982, Optimisation methods in Rainfall-Runoff modelling. In : V.J. Singh (Ed.) *Rainfall-Runoff Relationship*, Water Resources Publications, Littleton, CO. (USA), pp. 487-506.
- Nalbantis, I. : 1987, Identification de modèles pluie-débit du type Hydrogramme Unitaire : Développement de la méthode DPFT et validation sur données simulées avec et sans erreur, *Thèse INPG*, Grenoble (France), 492 pp.
- Rodriguez, J.Y. : 1989, Modélisation pluie-débit par la méthode DPFT, Développements de la méthode initiale et extension a des cas bi-entrées. *Thèse INPG*, Grenoble (France), 280 pp.
- Rodriguez-Iturbe, I. & Valdes, J.B. : 1979. The geomorphic structure of hydrologic response. *Water Resour. Res.*, **15** : 1409-1420.
- Shaw, E.M. : 1983, *Hydrologie in practice*, Van Nostrand Reinhold (Ed.), U.K., 569 pp.
- Sherman, L.K. : 1932, Stream flow from rainfall by the unit graph method. *Engin. News. Rec.*, **108** : 501-505.
- Soorooshian, S. : 1983, Surface Water Hydrology : On line estimations. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **21(3)** : 706-721.
- Surkan, A.J. : 1974, Simulation of storm velocity effects on flow from distributed channel networks. *Water Resour. Res.*, **10(6)** : 1149.
- Wagensberg, J. : 1985, *Ideas sobre la complejidad del mundo*, Tusquets Editores, Barcelona (Espagne), 154 pp.
- Whipkey, R.Z. : 1965, Subsurface stormflow from forested slopes. *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.*, **10(2)** : 74-85.

II - LA DPET COMME OUTIL

(Une méthode pour estimer des séries de pluies efficaces)

*"When you can measure what you are speaking about and express it in numbers,
you know something about it ; but when you cannot measure it, when you
cannot express it in numbers, your knowledge is of a meager,
unsatisfactory kind."*

LORD KELVIN

(1824-1907)

II.1 - L'APPROCHE DPFT

Avant de rentrer dans la description de la méthode, permettant d'aborder le problème inverse (d'abord identification de la Fonction de Transfert (FT) pour ensuite estimer des séries de Pluies Efficaces (PE), et pouvoir ainsi mieux optimiser la Fonction de Production (FP)), nous présentons un exemple de modèle du type Hydrogramme Unitaire (HU) illustrant la démarche générale et mettant en exergue les problèmes liés à cette approche.

II.1.1 - Les problèmes de l'approche de l'Hydrogramme Unitaire : un exemple parlant

Reprenons le modèle du type HU utilisé par Loague et Freeze (1985) lors de la comparaison de trois modèles pluie-débit, faite dans une logique à peu près opérationnelle, sur 269 épisodes concernant trois petits bassins (0.1, 7.2 et 0.13 km² respectivement). D'une part, cet exemple illustre assez bien cette approche, car, à sa simplicité, s'ajoutent les défauts et les problèmes les plus caractéristiques de ce type de modèles. D'autre part, malgré la petite taille des bassins considérés, il s'est avéré, lors de la comparaison, moins mauvais que le modèle à base physique utilisé (celui de Engman et Rogowski, 1974), beaucoup plus lourd et complexe.

Bien que certains auteurs contestent les résultats de cette comparaison (entre autres Beven, 1987, 1989) en arguant que le modèle à base physique ne reproduit pas les vrais mécanismes de production des bassins étudiés, ces résultats sont assez représentatifs des performances usuelles de ces types de modèles dans un contexte opérationnel.

II.1.1.1 - *Un modèle de type Hydrogramme Unitaire*

Le modèle (Loague et Freeze, 1985, p. 232) propose tout d'abord que le débit mesuré, $Q(t)$, soit décomposé en deux termes :

$$Q(t) = Q_R(t) + Q_b(t) \quad (\text{II.1})$$

où $Q_R(t)$ est le débit rapide de crue et $Q_b(t)$ est supposé être le débit de base (en définitive la composante échappant à la modélisation par l'HU, appelée Q_L au paragraphe I.4). Il est donné par la formule proposée par Hewlett et Hibbert (1967)

$$Q_b(t) = Q_0 + \gamma t, \quad \text{si } Q_b(t) < Q(t) \quad (\text{II.2})$$

Ici, t est le temps écoulé depuis le début de l'épisode ; Q_0 , le débit initial ($Q(t = 0)$), et γ un paramètre usuellement imposé même s'il pourrait être calibré).

La composante à modéliser, $Q_R(t)$ se calcule par :

$$Q_R(t) = \int_0^t H(t - \tau) PE(\tau) d\tau \quad (\text{II.3})$$

où $H(t)$ est l'Hydrogramme Unitaire Instantané (que nous appellerons Fonction de Transfert, FT), et $PE(t)$ est la Pluie Efficace (Formulation identique à celle de (I.1), grâce à la commutativité du produit de convolution).

Pour calculer cette $PE(t)$, les auteurs retiennent comme Fonction de Production le Φ index (voir figure II.1) qui donne $PE(t)$ sous la forme :

$$PE(t) = PB(t) - \Phi \quad (\text{II.4})$$

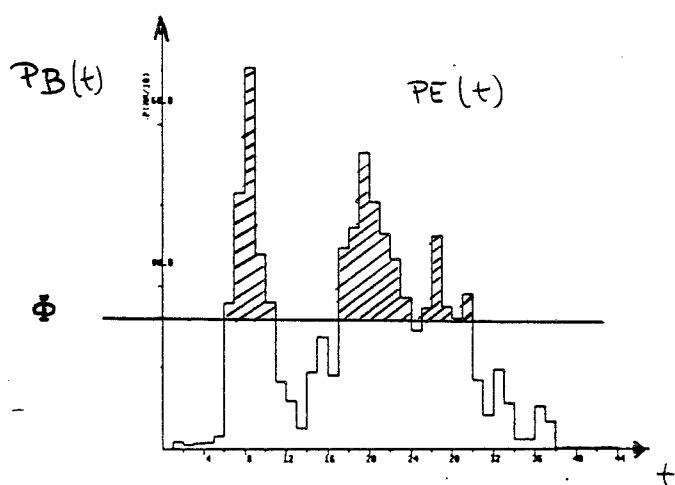


Fig. II.1 : Schéma du modèle de Fonction de Production Φ Index.

où Φ , [L/T] est le rapport du volume retenu par le bassin pendant l'épisode, sur sa durée en nombre d'intervalles Δt (ce qui revient à une espèce de coefficient de ruissellement moyen).

Malheureusement Φ ne peut pas être considéré comme un paramètre à calibrer sur l'ensemble des épisodes car il dépend du hyétogramme de chaque épisode. Ce problème est alors résolu par Loague et Freeze grâce à l'utilisation d'une régression du type

$$\Phi = \alpha P_T + \beta P_{MX} \quad (\text{II.5})$$

où P_T est la lame totale de pluie tombée pendant l'averse, [L], et P_{MX} est l'intensité maximale enregistrée pendant un pas de temps Δt , [L/T]. α et β seront des paramètres calculés préalablement sur l'ensemble des épisodes, à l'aide des P_T , P_{MX} et du volume de pluie de chaque épisode n'ayant pas contribué au ruissellement.

Une fois connue la valeur de Φ à utiliser la FP du modèle (II.4) donnera la série $PE(t)$

La Fonction de Transfert est ensuite calculée pour chaque épisode à l'aide d'un logiciel proposé par Morel-Seytoux et al. (1980). Ce logiciel utilise un algorithme moindres carrées pour identifier les coefficients de la Fonction de Transfert discrète ($H(j)$) de chaque épisode sous la contrainte

$$\sum_0^{\infty} H(j) = 1 \quad (\text{II.6})$$

afin d'imposer la conservation du volume. Ces coefficients identifiés peuvent même devenir négatifs, car on supposera que c'est la conséquence des erreurs en jeu.

Cette démarche, appliquée séparément aux N épisodes considérés, fournit un ensemble de N Fonctions de Transfert, qui sont ensuite moyennées, coefficient après coefficient, pour obtenir la FT du bassin (voir figure II.2).

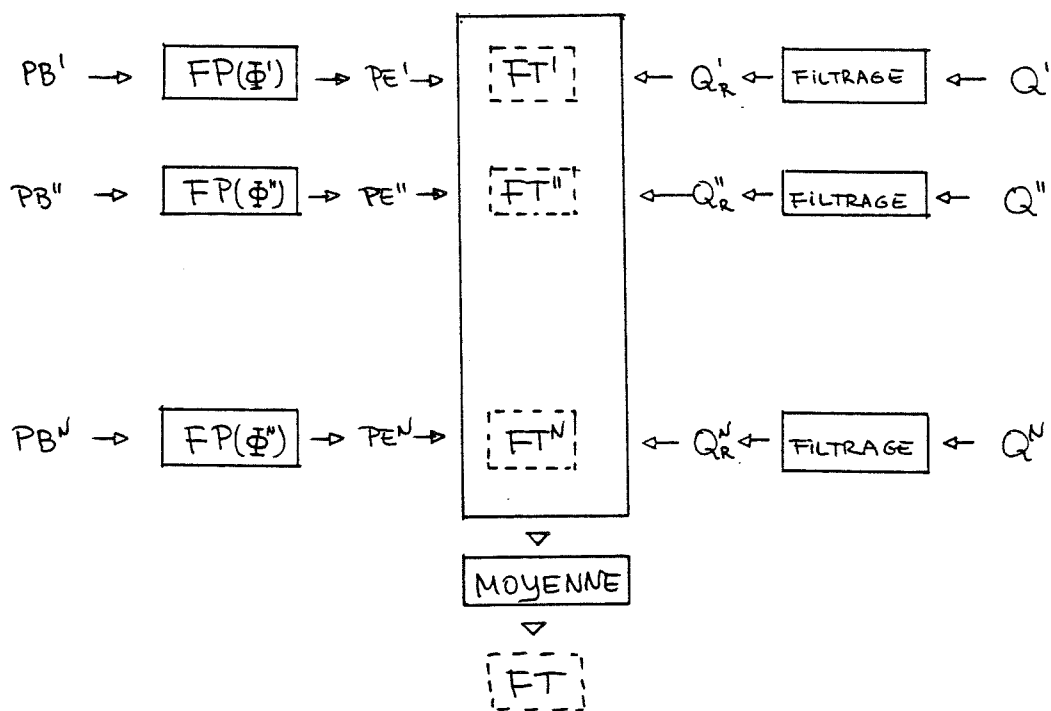


Fig. II.2 : Schéma d'application du modèle proposé par Loague et Freeze (1985) pour l'identification de la Fonction de Transfert du bassin.

Une fois cette FT identifiée, pour un épisode nouveau, l'équation (II.5) donnera Φ (en supposant que l'on connaît à l'avance les caractéristiques du hyétogramme de l'averse !), ce qui nous permettra de calculer la série de PE (t). La convolution de cette série avec la FT identifiée donnera finalement le débit modélisé ($Q_R(t)$) et, à l'aide de (II.2) et (II.1), l'estimation de l'hydrogramme ($Q(t)$) de l'épisode.

II.1.1.2 - Les problèmes posés

Après le calage de ce modèle et son application en prévision, Loague et Freeze (1985) soulèvent un certain nombre de problèmes :

1) La façon d'identifier les coefficients de la FT du bassin ($H(j)$) n'est pas optimale. Le fait de moyenner les valeurs obtenues pour tous les épisodes, ou même d'en prendre la médiane, réduit considérablement la valeur estimée du pic. Il nous faut donc améliorer l'algorithme d'identification de la FT du bassin.

2) La non existence d'une contrainte de positivité des coefficients, $H(j)$ (voir fig. II.3), pose des problèmes pour l'interprétation conceptuelle de la FT en tant que fonction de densité de probabilité du temps d'arrivée à l'exutoire d'une pluie unitaire tombée uniformément sur le bassin pendant le temps Δt . Cela nécessite une réflexion sur les contraintes à utiliser et la façon de les introduire.

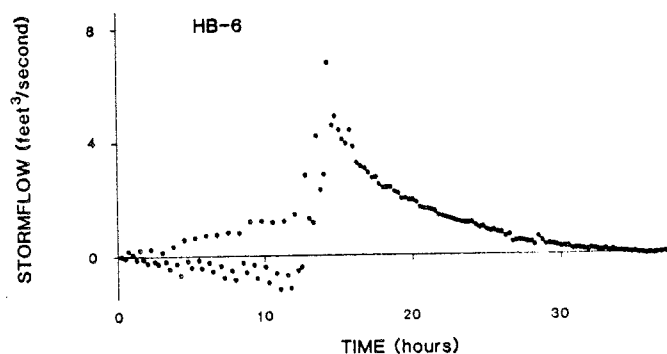


Fig. II.3 : FT moyenne pour le bassin West Thornton (New Hampshire) d'après Loague et Freeze (1985). ($\Delta t = 15$ minutes).

Mais "la plus grande faiblesse des modèles du type HU réside dans la nécessité d'imposer une FP et une séparation du débit" (Loague et Freeze, 1985, p 243).

3) En effet, le fait d'imposer a priori une FP, dans ce cas trop simpliste, et à calibration fort discutable, est sans doute le point le plus faible du modèle, mais aussi de l'approche classique de l'HU. La FT identifiée, quelque soit l'algorithme utilisé, sera alors le résultat du choix de la FP et ne reflètera guère les caractéristiques propres du bassin. Par conséquent, il faut trouver un moyen qui soit moins dépendant de la FP afin de mieux identifier la FT.

4) Par ailleurs, notons que si on décidait d'optimiser en même temps les paramètres de la FP et de la FT, cela créerait des interdépendances difficiles à établir entre les deux processus, qui ne pourraient alors plus être différenciés. Il faudrait donc pouvoir optimiser les deux jeux de paramètres de façon indépendante.

5) Enfin la procédure de séparation des débits en une composante rapide ou de crue (traitable) et une composante lente (parfois appelée de base, mais nous discuterons de cela au chapitre IV), non traitable, est très arbitraire. Elle obéit plus à une fiction convenable qu'à une raison physique, même si ce type de technique est couramment employé. Il serait donc intéressant de trouver un moyen pour s'affranchir de ce besoin.

Ces points résument les problèmes rencontrés lors de l'application de ce modèle particulier, mais ils sont tout à fait caractéristiques de l'approche de l'HU.

Il va de soi que certains d'entre eux ont été partiellement traités, et même résolus par divers auteurs. Sur ce point nous renvoyons le lecteur à la description très intéressante qu'en fait Rodriguez (1989, pp. 8-40).

Par ailleurs, nous ne présenterons dans ce mémoire, que les meilleures solutions proposées. Celles-ci ont été retenues dans la version actuelle de la méthode DPFT à la suite de toutes les réflexions et travaux menés depuis 1980, par le groupe d'hydrologie de l'IMG en coopération avec le service de Ressources en Eau de la DTG d'EDF.

II.1.2 - Description de la DPFT

La DPFT (Différence Première de la Fonction de Transfert) apporte une nouvelle vision de l'HU et propose un ensemble de solutions assez convenables aux problèmes soulevés ci-dessus.

Cette approche, initialement proposée par Duband (1978) sous forme d'une extension améliorée et opérationnellement orientée de l'algorithme de Newton et Vinyard (1967), a fait l'objet de nombreuses études et améliorations depuis sa présentation.

D'une part, les études de Nalbantis (1987) et Rodriguez (1989) sur les performances des différents algorithmes et la sensibilité de la méthode lors de son application sur des données synthétiques entachées d'erreur, ou ne respectant pas les hypothèses de l'HU, ont permis d'introduire des améliorations importantes et ont montré la robustesse de la méthode.

D'autre part, la DPFT a été effectivement utilisée par Electricité de France pour établir des modèles de prévision de crues (actuellement sur une trentaine de bassins versants français). Et cette capacité à donner satisfaction dans un contexte de prévision opérationnelle de crues, est l'un de ses avantages les plus intéressants (Duband et al. 1988 ; Duband et Tourasse, 1987).

Nous ne voulons pas reprendre ici la description détaillée de la méthode, qui a déjà été faite par Guillot et Duband (1980, 1981), Nalbantis (1987), Rodriguez et al. (1988) et plus récemment par Rodriguez (1989, pp. 42-46) Néanmoins, nous allons en rappeler rapidement les principes généraux, et insister surtout sur les solutions qu'elle propose pour répondre aux problèmes évoqués précédemment.

La DPFT appartient à la famille des méthodes dérivées de l'Hydrogramme Unitaire, et en reprend les idées et les hypothèses (présentées à la section I.4), même si elle ne suit pas tout à fait le schéma de l'HU classique.

Plus précisément, elle utilise une démarche du type inverse dans laquelle on sépare optimisation de la FP et identification de la FT. Cette dernière sera faite à l'aide d'un algorithme itératif alterné qui nous fournira alternativement une estimation de la FT, et, par déconvolution, les séries de PE associées. (voir fig. II.4).

MODELE "DPFT"

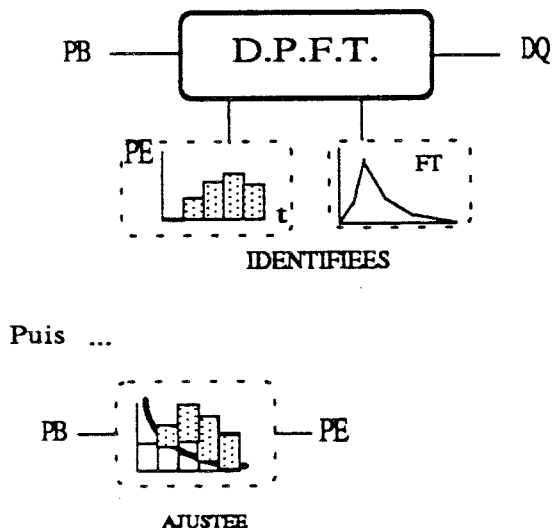


Fig. II.4 : Schéma de l'approche DPFT : Identification alternée des PE et de la FT pour ensuite, ajuster la FP à l'aide des PE estimées.(D'après Rodriguez, 1989)

Mais soyons plus précis.

II.1.2.1 - La formulation en différences

Tout d'abord la DPFT propose de travailler en différences. On utilisera donc la différence de débits ($DQ(i)$) au pas i :

$$DQ(i) = Q(i) - Q(i - 1) \quad (\text{II.7})$$

au lieu du débit ($Q(i)$), et la Différence Première de la Fonction de Transfert (DPFT, qui donne son nom à cette approche), $h(i)$ donnée par :

$$h(i) = H(i) - H(i - 1) \quad (\text{II.8})$$

au lieu de la Fonction de Transfert ($H(i)$).

Cette reformulation du système d'équations (qui est équivalente à l'ancienne) permet d'une part de travailler avec des variables beaucoup moins autocorrélées, la dérivée d'ordre 1, ce qui est préférable car le processus est beaucoup plus régulier (Box et Jenkins, 1976). Nous pourrons ensuite revenir au processus initial, mais en ayant gagné en robustesse. D'autre part, le fait de travailler en différences permet, dans une certaine mesure, de filtrer la composante lente du débit (qui nous gênait), sans avoir besoin de faire d'hypothèse supplémentaire (Nalbantis, 1987, pp. 68-70). En effet, le seul fait de travailler sur l'hydrogramme de crue (où la composante rapide est, en volume, beaucoup plus importante que celle qui n'est pas traitée, voir section II.4), nous permettra de négliger la dérivée de la composante lente devant la dérivée de la composante qui nous intéresse. Enfin, dans une utilisation opérationnelle, la variation de débit (ou "vitesse de montée") est la variable réellement importante qui doit être prévue.

Désormais l'équation à résoudre est donc :

$$DQ(j) = DQ_R(j) + DQ_L(j) = \sum_{i=0}^j h(i) PE(j - i + 1) + \{Q_L(j) - Q_L(j - 1)\} \quad (\text{II.9})$$

Où nous allons négliger DQ_L devant DQ_R , et donc :

$$DQ(j) \cong \sum_{i=1}^j h(i) PE(j - i + 1) \quad (\text{II.10})$$

Cette approximation, fort utile pendant la crue (fortes variations du débit), deviendra progressivement inadaptée en fin de crue, car les variations de la composante rapide seront plus petites et l'influence de la composante lente, même en différences, ne sera plus négligeable.

Nous retrouverons ainsi la nécessité de nous cantonner à la modélisation des crues, imposée par la structure de la méthode.

II.1.2.2 - L'identification de la Fonction de Transfert

La plupart des algorithmes et des méthodes utilisés pour identifier la FT estiment d'abord, comme dans l'exemple proposé, N Fonctions de Transfert, une pour chaque épisode l (FT^l). La FT du bassin est ensuite obtenue en moyennant coefficient par coefficient les N FT^l préalables (Fig. II.2).

En revanche, la méthode DPFT propose une identification "multi-événement", qui fournira une FT moyenne, commune à tous les épisodes. Cette idée, proposée par Newton et Vinyard (1967) et reprise avec succès par d'autres auteurs (Diskin et Boneh, 1975 ; Duband, 1978 ; Guillot et Duband, 1980 ; May et Coles, 1980...), peut se réécrire sous la forme d'un produit de convolution

$$\underline{Q} = \underline{PE} * \underline{H} \quad (\text{II.11})$$

Où Q et PE sont les matrices issues de la juxtaposition des N épisodes

$$\underline{Q}^* = [(Q^1)^t, (Q^2)^t, \dots, (Q^L)^t, \dots, (Q^N)^t] \quad (\text{II.12})$$

$$\underline{PE}^* = [(PE^1)^t, (PE^2)^t, \dots, (PE^L)^t, \dots, (PE^N)^t] \quad (\text{II.13})$$

et \underline{H} sera la Fonction de Transfert moyenne, supposée identique pour tout épisode l.

Si maintenant nous passons à la formulation en différences proposée, le système d'équations à résoudre s'écrira comme le produit de convolution :

$$\underline{DQ} = \underline{PE} * \underline{h} \quad (\text{II.14})$$

où notre problème, schématisé sur la figure II.5A, consiste à identifier la DPFT, donnée par

$$(\bar{h})^t = (h_1, h_2, h_3, \dots, h_K)$$

K étant la mémoire de la DPFT.

L'utilisation du jeu multi-événement rend le système très robuste (couramment entre 500 et 2 000 équations pour identifier entre 10 et 50 coefficients de la DPFT au plus), et comme l'ont montré les études de Nalbantis (1987) et Rodriguez (1989), une simple méthode de moindres carrés sera suffisante pour assurer une bonne identification.

Il va de soi que même si les algorithmes identifient la DPFT, on peut aisément reconstruire la FT, qui est plus facilement interprétable.

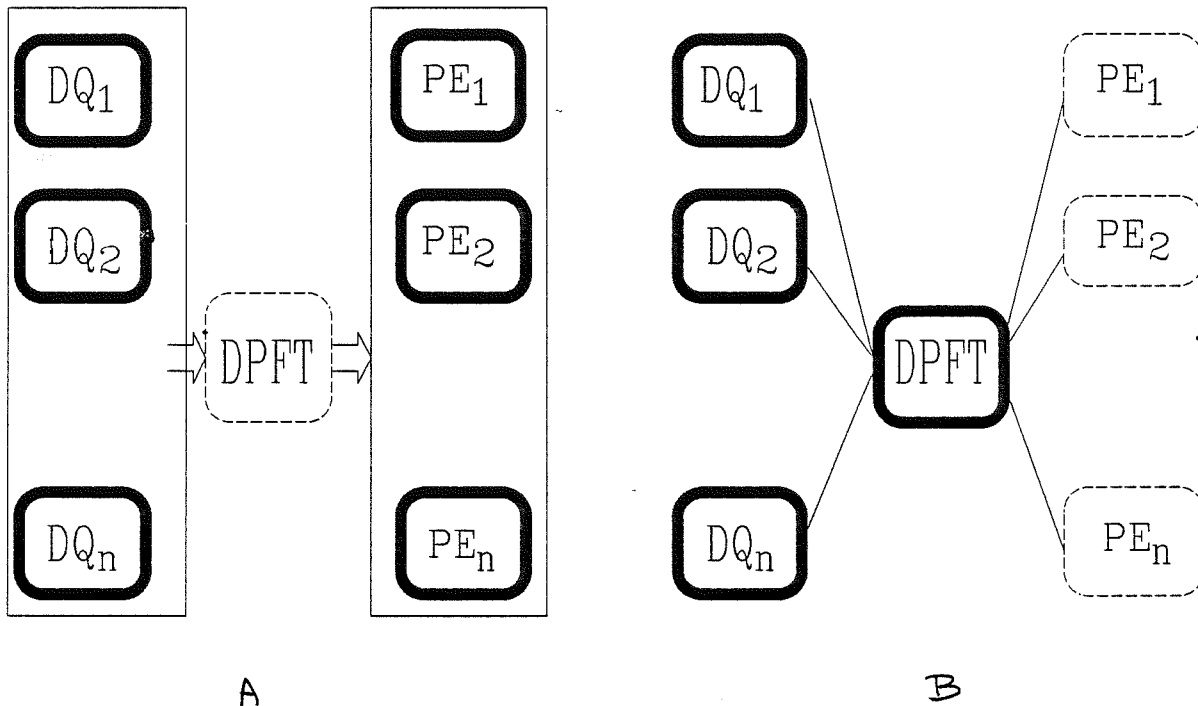


Fig. II.5

A: Schéma de la phase d'identification de la DPFT : identification à l'aide d'un jeu multi-événement de N séries de DQ^1 observées et de N séries de PE^1 estimées

B: Phase de déconvolution : Estimation événement sur événement des N séries de PE^1 à l'aide de la DPFT identifiée au pas précédent et des N séries de DQ^1 observés.

II.1.2.3 - La résolution du problème inverse : l'algorithme itératif alterné

Comme nous l'avons vu, le fait de dépendre d'une FP imposée a priori, fournissant les PE utilisées pour identifier la FT, était l'un des problèmes à contourner.

La méthode propose donc de considérer les séries de PE comme des inconnues du problème, et d'affronter leur estimation par déconvolution, une fois la DPFT identifiée. Cette logique conduit à utiliser un algorithme itératif alterné.

Il est itératif car, partant d'une première estimation des PE (que l'on prend égale à la Pluie Brute mesurée, PB), le processus est répété de façon itérative jusqu'à la convergence. Il est alterné car l'identification de la DPFT (connaissant les PE) alterne avec l'estimation des PE par

déconvolution (connaissant cette fois la DPFT que l'on vient d'identifier).

Cet algorithme, schématisé sur la figure II.6, proposé par Duband (1978) reprenant l'idée de Newton et Vinyard (1967), n'a acquis sa formulation définitive qu'après les travaux de Versiani (1983), Nalbantis (1987) et Rodriguez (1989).

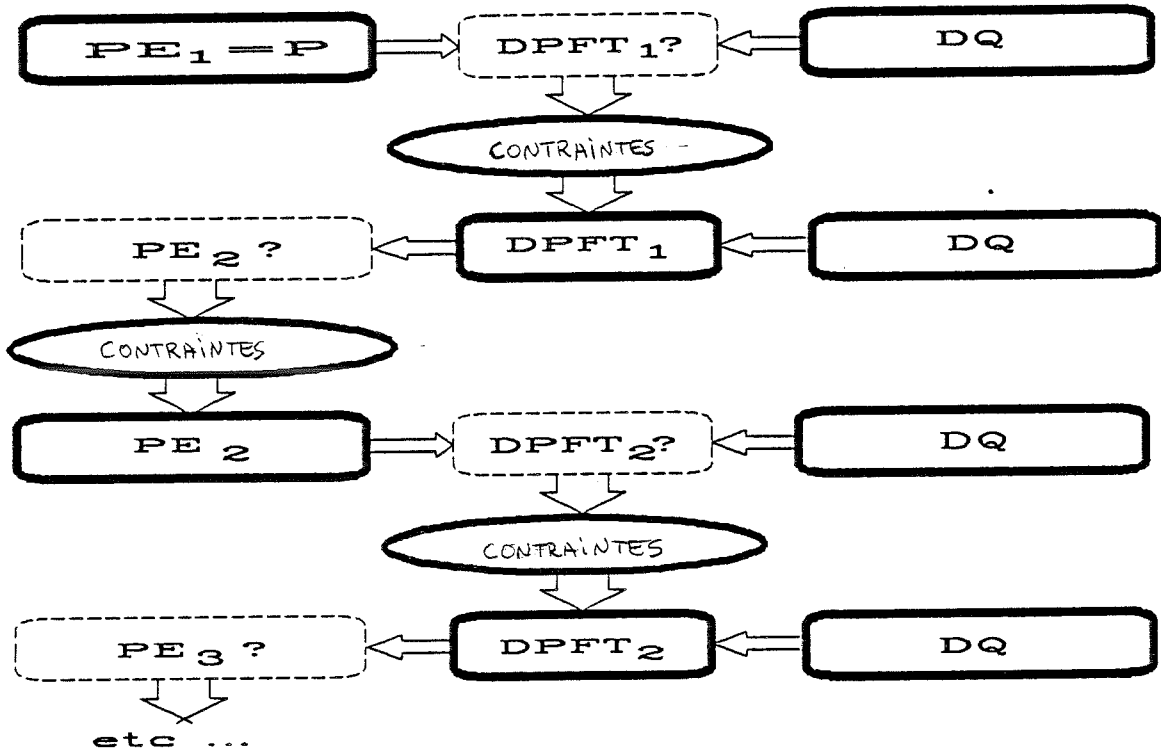


Fig. II.6 : Schéma de l'algorithme itératif, alterné de la méthode DPFT : En partant de la PB, utilisée comme première estimation de la PE, l'algorithme identifie alternativement la FT et les séries de PE jusqu'à la convergence, aidé par l'introduction de contraintes.

La phase d'identification (section II.1.2.2) est alternée avec une phase de déconvolution, où le système (II.14) reste le même, mais où les inconnues sont, cette fois, les séries de PE. Cela oblige à effectuer la déconvolution épisode par épisode (voir figure II.5B), mais aussi, à chercher les moyens de bien résoudre ce système, beaucoup moins robuste que celui de l'identification.

En effet, d'une part, la matrice à inverser lors de la résolution par moindres carrés de ce système de déconvolution est mal conditionnée, ce qui fait apparaître de fortes oscillations dans les séries de PE déconvoluées, et se traduit souvent par des valeurs négatives intercalées entre deux fortes valeurs positives (Rodriguez, 1989, p. 36).

D'autre part, le rapport entre le nombre d'inconnues et le nombre de degrés de liberté dans ce système n'est pas aussi favorable que pour la phase d'identification (en général, pour un nombre à peu près fixé de degrés de liberté compris entre 20 et 30, on peut avoir entre 30 et 100 inconnues). Cela conduit à utiliser des algorithmes de déconvolution un peu plus lourds.

L'algorithme qui a donné les meilleurs résultats est la Ridge Regression, ou Régression en crête, qui est une variante des moindres carrés simples (Hoerl et Kennard, 1970 ; Bruen et Dooge, 1984 ; Liang, 1988). Cette technique, introduite par Versiani (1983), a été largement testée et validée par Nalbantis (1987) sur des données générées.

Si X est la matrice de résolution du système de convolution (II.14), tel que

$$DQ = X \cdot PE + \varepsilon \quad (II.15)$$

où ε est le vecteur des erreurs associé, l'estimateur n'est plus celui des moindres carrés

$$\widehat{PE} = [X^T X]^{-1} X^T DQ \quad (II.16)$$

mais un nouvel estimateur PE^* , donné par

$$PE^* = [X^T X + \tau_K G]^{-1} X^T DQ \quad (II.17)$$

où G est une matrice diagonale, contenant la diagonale de $[X^T X]$, et τ_K est le coefficient de Ridge, qui caractérise en fait la perturbation introduite (ajoutée à la diagonale de $[X^T X]$, en la renforçant) afin d'orthogonaliser fictivement les variables explicatives, et rendre le système plus robuste.

Cependant cet estimateur est biaisé (Rodriguez, 1989, p. 17 ; Hoerl et Kennard, 1970).

$$PE^* = [I_K + \tau_K (X^T X)^{-1}]^{-1} \widehat{PE} \quad (II.18)$$

et conduit à des séries de Pluie Efficace (PE^*) sous-estimées en volume. Néanmoins, la méthode s'est révélée être la meilleure en présence d'erreurs sur les données.

En résumé, l'algorithme complet travaille de façon alternée (Fig. II.6) en partant d'une première estimation arbitraire des PE (les séries de PB). Il la corrige ensuite de façon itérative jusqu'à la convergence vers des solutions stables : une DPFT du bassin, et les séries de PE de chaque événement considéré (la convergence est en général atteinte après 3 à 6 itérations selon le bassin).

La DPFT (ou de façon équivalente la FT) sera donc optimisée de façon consistante avec les hypothèses acceptées et avec le jeu de données du bassin (essentiellement les chroniques de débit mesurées) mais sans dépendre du choix de la Fonction de Production. De plus,

l'algorithme fournira des séries de PE, associées à la DPFT identifiée, qui seront les meilleures possibles compte tenu des hypothèses faites.

Enfin, il faut remarquer que l'algorithme peut être rattaché à la famille des algorithmes dits du gradient (Nalbantis, 1987, pp. 89-95). Par conséquent, le poids des débits (sortie à reconstituer) est beaucoup plus fort que celui des PB (entrée initiale). Néanmoins Nalbantis (1987, p. 465) a montré que la méthode ne peut pas être initialisée avec n'importe quelle pluie, et que l'entrée doit au moins refléter grossièrement la structure temporelle de l'averse.

II.1. 2.4 - *Le rôle des contraintes*

L'utilisation des contraintes sur les PE et la FT joue un rôle crucial sur la convergence de l'algorithme. Après les dernières études menées (Nalbantis, 1987 ; Rodriguez, 1989), il paraît clair que certaines contraintes doivent être imposées :

- a) Positivité des coefficients de la FT.
- b) Norme de la FT égale à 1 (conservation du volume).
- d) Positivité des PE.

Ces contraintes peuvent être imposées soit directement sur les estimations obtenues, soit en les introduisant dans l'algorithme des moindres carrés (moindres carrés sous contrainte, ou programmation quadratique. Rodriguez, 1989, pp. 55-57).

Seule la contrainte $PE(i) \leq PB(i)$ reste optionnelle, son utilisation dépendant de la représentativité de la PB comme mesure de la lame de pluie tombée.

Dans le cas où de bonnes données de pluie sont disponibles, l'imposition de cette contrainte aidera à la convergence vers la solution optimale, et fournira des séries de PE plus cohérentes avec l'objectif, qui consiste à relier la PE à la PB par l'intermédiaire d'une FP. En revanche dans le cas de réseaux de pluviographes déficients ou d'une variabilité locale de la pluie très marquée, aucune raison physique ne peut empêcher d'avoir $PE(i) > PB(i)$, car la PB n'est plus une bonne estimation de la pluie tombée.

On devra donc décider d'utiliser ou non cette contrainte lors de l'application de la méthode.

Mais avant de décrire plus en détail sa mise en oeuvre pratique, nous aimerions faire un bref bilan des hypothèses et limitations que nous avons acceptées.

II.1.3 - Hypothèses introduites par la méthode : objectif, avantages et limitations

Nous avons formulé notre objectif au chapitre I : étudier la relation pluie-débit dans un contexte de prévision opérationnelle de crues en région méditerranéenne. Cet objectif impose des contraintes, qui à leur tour amènent au point de départ de notre étude : l'utilisation de modèles à caractère global.

Après une certaine réflexion, nous avons choisi la méthode DPFT, appartenant à la famille de l'HU mais qui propose, non seulement un jeu de solutions aux problèmes soulevés par l'utilisation classique de l'HU, mais aussi un outil pour approcher les séries de Pluie Efficace de façon indépendante du choix d'un modèle de Fonction de Production. Et cette "trouvaille" est d'autant plus valorisée que le rôle clé de la Fonction de Production est reconnu.

En effet, nous avons vu que dans la modélisation simple de la relation pluie-débit la partie liée au transfert est bien maîtrisée et ne pose pas trop de problème. En revanche la modélisation de l'ensemble des phénomènes de Production, rassemblés dans la Fonction de Production, est le point faible du savoir-faire hydrologique.

Et voilà, que dans cette nuit noire hydrologique nous avons réussi à allumer un nouveau lampadaire, un nouvel espoir : la DPFT se propose d'estimer des séries de Pluie Efficace, grandeur qui était restée jusqu'à ce jour dans les ténèbres du non-mesurable (et qui même maintenant, reste encore soupçonnée d'être un pur artifice mathématique).

L'étape suivante a été pressentie et décrite dans tous les travaux concernant la méthode depuis sa création : si l'on dispose d'une estimation des séries de Pluie Efficace, il est possible d'entreprendre, non seulement la calibration de n'importe quel modèle de Fonction de Production, mais aussi la comparaison de leurs performances afin de choisir le mieux adapté à nos besoins (entre autres Guillot et Duband, 1980 ; Versiani, 1983 ; Rodriguez et al., 1989...).

Mais voyons d'abord quelles sont les limitations que nous avons, même indirectement acceptées.

Bien que la DPFT ne soit pas une approche HU classique, elle accepte les mêmes hypothèses de base :

- a) Le bassin est considéré comme une unité globale, modélisée par une seule FP et une seule FT.
- b) La pluie tombée est supposée se transformer en une lame de PE spatialement homogène.

c) Le transfert de cette lame spatialement homogène se fait d'une façon linéaire et invariante dans le temps.

De plus la DPFT hérite des limitations inhérentes aux deux hypothèses de travail de l'HU (voir section I.4). Par conséquent, même si la méthode offre une alternative pour échapper au besoin d'une séparation préalable de la composante lente du débit et au "chantage" d'un choix a priori de la Fonction de Production, elle ne réussit que partiellement à résoudre ces deux problèmes.

En effet, nous retrouverons l'effet de la composante lente (qui ne peut être traitée par la méthode) en fin d'épisode. De plus, même si aucun modèle de Fonction de Production préalable n'a été imposé et s'il nous est donc possible de choisir celui qui s'ajuste le mieux, la méthode impose par le biais des PE estimées, que ces FP s'adaptent aux hypothèses déjà faites.

Tout cela va induire un certain nombre de limitations intrinsèques à la démarche entreprise, et tout particulièrement à la méthode DPFT utilisée.

1) Les Fonctions de Production compatibles avec la méthode sont limitées : D'une part, l'hypothèse de globalité, et plus particulièrement le fait d'estimer des PE spatialement homogènes, conduira à ne prendre en compte que des modèles de Production globaux, considérant le bassin comme une seule entité, et cohérents avec la nature des PE à reproduire. (Le chapitre V sera consacré aux efforts engagés pour nuancer tout cela).

D'autre part, les PE estimées respectent par construction l'hypothèse d'un transfert linéaire et invariant, et par conséquent, seules les FP compatibles avec ce type de transfert sont appropriées.

2) La méthode ne peut pas s'adapter à un changement des conditions du système hydrologique : L'hypothèse d'invariance implique que la Fonction de Transfert identifiée (et donc les PE estimées) ne peuvent plus être utilisées s'il y a un changement important dans le bassin (par exemple construction d'un barrage, déforestation d'une surface considérable, réalisation de travaux affectant le réseau de drainage...).

De plus, à cause des hypothèses de globalité et d'invariance, mais aussi de la méthode d'identification employée, la FT ne sera adaptée qu'aux épisodes de pluie respectant la structure spatiale représentative des épisodes types du bassin. En d'autres termes, devant un épisode de pluie aux caractéristiques spatiales peu ordinaires, la FT ne pourra plus bien le décrire, même si la FP est parfaite (par exemple si une pluie concentrée sur l'exutoire advenait, cette configuration

spatiale n'étant pas souvent observée, l'épisode prévu n'aurait rien à voir avec celui observé).

Enfin, la démarche statistique utilisée par la méthode requiert l'utilisation d'un jeu de données assez large, au moins 15 épisodes, qui devra pouvoir être considéré comme la réponse d'un seul système hydrologique inaltéré dans le temps à un ensemble de séries de Pluies Brutes spatialement homogènes (ou du moins avec une structure spatiale à peu près commune à tous les épisodes).

3) La méthode ne peut être appliquée qu'en période de crue : L'utilisation des différences de débit nous permet de travailler sans filtrage préalable de débit. Mais, par contre, cette propriété n'est valable qu'au cours de la crue. Au-delà, la composante lente négligée faussera les prévisions de la méthode et la rendra inintéressante.

Ces trois limitations principales de la méthode obèrent un peu le champ d'application des PE comme moyen de résoudre le problème de l'étude de la Fonction de Production. Il faut y ajouter les erreurs introduites par les données et par le fait que cette conception ne répond pas strictement au vrai comportement hydrologique du bassin.

Néanmoins, notons que ces limitations n'émanent pas de la méthode choisie, mais des hypothèses simplificatrices introduites et acceptées au départ.

Nous avons donc réussi à trouver un moyen d'estimer les PE, limité certes, mais convenant à notre problème. De plus : une fois ces hypothèses acceptées, ces séries de PE sont les meilleures possibles, compatibles avec la FT identifiée, qui est aussi la meilleure FT possible (sur notre jeu de données).

C'est là l'originalité de la DPFT. Elle constitue un bon outil pour estimer les PE, nécessaires pour atteindre notre premier objectif à savoir : tester systématiquement les performances des modèles de production simples lors de la prévision de crues.²

II.1.4 - Quelques règles d'application de la DPFT

Comment faut-il appliquer la méthode ? C'est une question à laquelle nous allons essayer de répondre sans entrer ici dans les détails. Le lecteur intéressé trouvera dans le Manuel

² Au lecteur non intéressé par les détails de la méthode DPFT : nous suggérons de passer directement au point II.4, où nous retrouverons le fil conducteur nous emmenant au "précipice" de la Fonction de Production. Toutefois, une lecture rapide des points II.2.4 et II.3.4, présentation des résultats obtenus sur les deux bassins, reste conseillée.

d'utilisation de la DPFT (Sempere Torres, 1988) les descriptions et les conseils pour bien l'appliquer.

Cependant, nous aimerions profiter de la présentation des deux cas de bassins étudiés dans le cadre de nos recherches (Le Gardon d'Anduze et le Réal Collobrier) pour illustrer les points que nous trouvons plus particulièrement intéressants.

Au départ de notre étude, le savoir-faire existant à l'IMG résidait essentiellement dans les travaux de Versiani (1983), qui avait mis en oeuvre la DPFT sur le Gardon d'Anduze, et de Nalbantis (1987) qui terminait ses travaux sur données générées.

Ces deux mémoires, ainsi que les applications de la méthode faites par EDF, avaient fourni certaines "règles" facilitant les choix à faire lors de l'application de la méthode.

Nous présentons d'abord rapidement ces règles, résumées dans le Tableau II.1, où l'on peut apprécier les changements advenus après les études sur le Gardon d'Anduze (voir section II.2) et le Réal Collobrier (section II.3).

II.1.4.1 - *Le choix du pas de temps Δt*

En général, on possède une première idée sur le temps de réponse du bassin. Ceci va guider le choix du pas de temps afin qu'ils soient suffisamment nombreux pour bien décrire la montée du pic de la FT. Mais même si cette première estimation s'avère fautive, une première application de la DPFT nous permettra de la corriger.

Cependant, il existe une limite inférieure pour ce Δt . En effet, la qualité des données impose une limite au découpage temporel. Souvent, les données disponibles (cas des séries historiques de pluie et débit) proviennent d'appareils à enregistrement graphique soit par tambour hebdomadaire, soit bimensuel.

Dans ce cas, l'apparition de dérives temporelles est assez fréquente, et ces données peuvent présenter des incertitudes sur la chronologie parfois assez importantes.

Ces incertitudes ont un impact moindre quand elles se produisent sur les pluviographes (le fait d'utiliser une moyenne pondérée de plusieurs appareils réduit l'effet des erreurs de synchronisation), mais elles seront très dangereuses quand elles apparaissent sur les limnigraphes, où elles sont très difficilement identifiables et impossibles à corriger.

Cet effet, diminué par l'utilisation récente d'appareils à enregistrement sur support magnétique, ne nous permettra pas de descendre au-delà de l'heure ou de la demi heure, selon la qualité des données du bassin.

Retenons cependant qu'en règle générale il faudra au moins 3 pas de temps pour décrire la montée au pic de la FT (Obled, 1989).

II.1.4.2 - *Nombre d'épisodes à utiliser*

A ce sujet, la règle est très simple : le plus possible.

Néanmoins, on préférera ne pas utiliser certains épisodes douteux, ou répondant à une configuration spatiale de la pluie trop particulière, pour permettre d'identifier une FT moyenne robuste.

Nalbantis (1987, p. 414) chiffre entre 10 et 20 épisodes le minimum optimal (fonction du degré d'erreurs dans les données). En général, on considérera qu'à partir de 15 épisodes un échantillon commence à être raisonnablement représentatif.

II.1.4.3 - *Nombre d'itérations*

Comme norme, Nalbantis (1987, p. 204) propose de faire 5 itérations (de 3 à 5 itérations suffisent généralement pour atteindre la convergence). Néanmoins, dans certains cas (données entachées d'erreurs, ensemble non homogène d'épisodes) la convergence pourra être plus lente.

II.1.4.4 - *Algorithmes à utiliser*

D'après les travaux de Versiani (1983) et Nalbantis (1987), les algorithmes proposés sont les suivants :

- Pour la phase d'identification de la FT, un algorithme de moindres carrés suffit.
- Pour la phase d'identification des PE, la technique de la Ridge Regression (comme nous l'avons vu au § II.1.2.3) s'est avérée être la plus performante. Plus récemment, Rodriguez (1989) a proposé la Programmation Quadratique pour mieux prendre en compte les contraintes éventuelles mais il ne l'a pas testée sur des données réelles.

II.1.4.5 - Mémoire de la FT à identifier

On considère que la FT possède à priori une longueur infinie. Mais, en réalité nous n'allons identifier que les K premiers termes, les autres étant calculés par ajustement d'une exponentielle décroissante sur les derniers coefficients identifiés (ce que l'on appellera prolongement de la FT).

Dans ce cas, la mémoire de la FT sera donc de K pas de temps.

En général, la règle pratique sera de prendre la mémoire globale de l'ordre de 3 fois le temps de montée au pic (dans le cas d'une FT unimodale). Dans le cas d'une FT à plusieurs pics, la règle est plus difficile à énoncer, mais, la mémoire ne devrait pas être inférieure à deux fois le temps de montée total au deuxième pic (Nalbantis, 1987, p. 202, p. 272).

Soulignons que cette mémoire (K) joue un rôle crucial dans la bonne identification de la FT. Il faudra donc faire un certain nombre d'essais pour s'assurer de bien l'avoir estimée.

Plus concrètement on préférera la surestimer ($K >$ mémoire réelle) plutôt que la sous-estimer ($K <$ mémoire réelle). Enfin, Nalbantis (1987, p. 272) assure que pour des K supérieurs à la mémoire minimale (de 2.5 à 3 fois le temps de montée du pic) les résultats de la DPFT sont peu affectés.

II.1.4.6 - Prolongement de la FT identifiée

Après l'identification des K premiers coefficients de la FT, il faut, avant de la normer à 1 et de passer à la phase de déconvolution des séries de PE, la prolonger. Cela peut se faire par l'ajustement d'une loi exponentielle décroissante, étape appelée "lissage" par les utilisateurs de la DPFT, car elle servira aussi à lisser les fluctuations liées aux instabilités numériques pouvant apparaître en queue de la FT.

Cependant, Nalbantis (1987, p. 272) pense qu'il est préférable de seulement prolonger la FT (commencement de la prolongation au k ème pas) plutôt que d'utiliser ce prolongement pour lisser en même temps les derniers coefficients identifiés, la queue, de la FT (prolongation commencée avant le k ème pas).

Ce processus d'ajustement de l'exponentielle et de prolongation de la queue de la FT, est décrit en détail dans le manuel d'utilisation de la DPFT (Sempere Torres, 1988) et par Rodriguez (1989, pp. 63-64).

II.1.4.7 - Coefficient de Ridge

L'utilisation de la Ridge Regression (régression en crête) est caractérisée par le paramètre de perturbation τ_k (voir section II.1.2.3). Ce terme mesurera le degré de perturbation introduit par la méthode, et donc le biais associé.

Nalbantis (1987, p. 213) propose une plage de valeurs allant de 0 à 10^{-1} en fonction de la qualité des données (τ_k étant augmenté si leur qualité diminue). Cette perturbation aura comme effet l'introduction d'une certaine décorrélation entre les PE de chaque série et la réduction des fluctuations associées. Par contre, elle introduira un biais en volume déjà évoqué précédemment.

II.1.4.8 - L'utilisation de la contrainte $PE \leq PB$

Comme nous l'avons déjà vu (§ II.1.2.4) on doit impérativement imposer des contraintes, dont le rôle est capital afin d'assurer la convergence de la méthode vers la meilleure solution (Nalbantis, 1987, p. 154).

Seule la contrainte $PE \leq PB$ est optionnelle. Versiani (1983, p. 159) conclut qu'elle est assez importante, car elle apporte de la stabilité aux séries de PE estimées. Mais pour cela il faut que la lame d'eau tombée sur le bassin (PB) soit bien estimée.

De même, Nalbantis (1987, p. 225) constate que cette contrainte a un effet positif, mais moins important que celui des autres contraintes. Par contre, elle ne doit pas être appliquée s'il y a des doutes sur la qualité des données de PB.

II.1.4.9 - Mesure de la qualité des résultats

Notre objectif est de reconstituer au mieux soit les débits mesurés (Q), soit les différences de débits mesurés (DQ).

Il faut noter que comparer les résultats en DQ est un critère souvent beaucoup plus sévère que les comparer en Q. De plus, les DQ sont plus adaptés aux besoins de la prévision de crues. Cependant, l'utilisation des débits (Q) reste plus claire et surtout permet de mieux se faire une idée du volume mis en jeu.

Par conséquent, nous allons comparer les résultats obtenus en recombinaison des séries de PE estimées avec la FT moyenne identifiée, tant en Q qu'en DQ. Pour cela, deux critères de qualité sur l'ensemble des épisodes sont utilisés :

a) Le coefficient de détermination, R^2 , entre les valeurs estimées par la DPFT (Q_e) et celles observées (Q), (ou de façon équivalente pour les DQ).

$$R^2 = \frac{\text{Var}(Q) - \text{Var}(\varepsilon)}{\text{Var}(Q)} \quad (\text{III.19})$$

où $\text{Var}(Q)$ est la variance des Q observés, et $\text{Var}(\varepsilon)$ est la variance résiduelle, ou non expliquée par la liaison linéaire des Q et des Q_e

$$Q = a Q_e + b + \varepsilon \quad (\text{III.20})$$

R^2 est en définitive le carré du coefficient de la régression linéaire, et mesure le pourcentage de variance qu'elle explique. De façon complémentaire, les coefficients a et b informent sur la performance des estimations, car l'objectif est de retrouver une parfaite concordance, et donc $a = 1$, et $b = 0$, dans la mesure du possible.

Ce coefficient fournit une bonne mesure du degré d'association entre la variable observée et les valeurs estimées (Aitken, 1973 ; Duband, 1982).

b) Le coefficient d'Efficience, E , entre Q_e et Q proposé par Nash et Sutcliffe (1970), qui est très souvent utilisé par les hydrologues

$$E = \frac{\sum_{i=1}^N (Q(i) - \bar{Q})^2 - \sum_{i=1}^N (Q(i) - Q_e(i))^2}{\sum_{i=1}^N (Q(i) - \bar{Q})^2} \quad (\text{II.21})$$

où \bar{Q} est la valeur moyenne des Q et N est le nombre de couples Q/Q_e .

De structure analogue à R^2 , ce coefficient est complémentaire. En effet si les points ne sont pas distribués aléatoirement aux alentours de la droite à 45° dans le diagramme Q versus Q_e , E sera plus petit que R^2 montrant ainsi le biais du modèle. En cas de parfaite adéquation E sera égal à 1.

De plus E peut devenir négatif. Dans ce cas, une prévision consistant à donner la moyenne des Q systématiquement aurait fourni, dans l'ensemble, une meilleure estimation que le modèle proposé (Loague et Freeze, 1985 ; Aitken, 1973).

Grâce à ces deux coefficients, calculés sur l'ensemble des épisodes considérés, ainsi

qu'à la visualisation des reconstitutions des débits et des séries de PE estimées, nous pourrions choisir les meilleurs résultats.

II.1.4.10 - *Délimitation des épisodes*

Tant dans les travaux de Versiani (1983) et de Nalbantis (1987), que dans ceux réalisés par EDF, le nombre de pas de temps par épisode est généralement limité (30 à 60 pas de temps au plus). Cette limitation, issue au départ de celle des moyens de calcul disponibles et d'un manque de souplesse informatique, a pu être supprimée dans nos études. Nous avons pu ainsi aborder le problème des crues multiples, une des propositions faite par Nalbantis (1987) dans ses conclusions.

Néanmoins, la règle générale admise jusqu'à présent était de délimiter les épisodes de crue en ne conservant, dans la mesure du possible, que les pics afin de réduire le nombre de PE à estimer.

Il va de soi que ce savoir-faire a évolué grâce à nos essais et à l'expérience acquise. Malheureusement cet apprentissage a une direction définie par le temps : l'étude du Gardon nous a servi pour mieux mener celle du Réal Collobrier, mais pas à l'inverse.

Les résultats obtenus restent cependant très satisfaisants dans leur ensemble.

Enfin, l'évolution des règles générales d'application associée aux études portant sur ces deux bassins est résumée dans la table II.1. Nous allons l'illustrer plus en détail.

	AVANT NOS ETUDES	GARDON D'ANDUZE	REAL COLLOBRIER
Δt	- Au moins 1/3 du temps de montée au pic	- 1 h : 1/3 temps de montée	- 1/2 h : 1/3 temps de montée
Nb épisodes	- Environ 20 (15 au moins)	- 20 épisodes	- 27 épisodes
Nb itérations	5	5	6
Algorithmes	- Identification : Moindres Carrés - Déconvolution : Ridge Régression	- Moindres carrés - Ridge Régression	- Moindres carrés - Ridge Régression
Mémoire (K)	- 3 * temps au premier pic - 2 * temps au deuxième pic	. K = 15 - 3 * temps au premier pic - 2,5 * temps au deuxième pic	. K = 25 - 6 * temps au premier pic - Faire un premier essai avec K très grand
Lissage	- Le commencer au K ^{ième} pas (K = mémoire)	- Optimale si appliquée au 14 ^{ième} pas (K - 1)	- Optimale au 20 ^{ième} pas (K - 5)
Ridge	- Coefficient ϵ [0, 10^{-1}] - Dépend de la qualité des données	- Réduction du coefficient à la dernière itération ($4 \cdot 10^{-2}$, 10^{-4})	- Réduction dernière itération - Ne pas abuser de la valeur 10^{-1} (10^{-1} , $2 \cdot 10^{-2}$, $2 \cdot 10^{-3}$, 10^{-4})
Contrainte PE < PB	- Optionnelle - Non si mauvaise estimation des PB	- Oui	- Non
Délimitation des épisodes	- Aux abords du pic	- Début : 1 ^{ère} PB significative - Fin : dernière pluie + K pas	- Début : 1 ^{ère} PE non nulle - Fin : dernière pluie + K pas

Tableau II.1 : COMPILATION DES REGLES D'APPLICATION DE LA DPFT ET LEUR EVOLUTION LORS DES ETUDES REALISEES

II.2 - APPLICATION DE LA DPFT AU GARDON D'ANDUZE

Le bassin du Gardon d'Anduze est un bassin opérationnel assez bien instrumenté, qui a fait l'objet de nombreuses études hydrologiques : entre autres, citons celles concernant la structure des précipitations (Tourasse (1981), Lebel (1984), Barancourt (1990)), la modélisation pluie-débit (Hofer (1975), Versiani (1983) et plus récemment, l'expérience (Cévennes 86-89) menée sur la mesure des précipitations à l'aide d'un radar météorologique (Andrieu et al., 1989).

II.2.1 - Brève description du bassin

Sans refaire une description détaillée des caractéristiques du bassin, que l'on trouvera par exemple dans Hofer (1975), nous en rappellerons simplement les caractéristiques générales les plus importantes (voir aussi Versiani (1983)).

Le Gardon d'Anduze est un bassin de 545 km², situé dans la région des Cévennes (voir figure II.7).

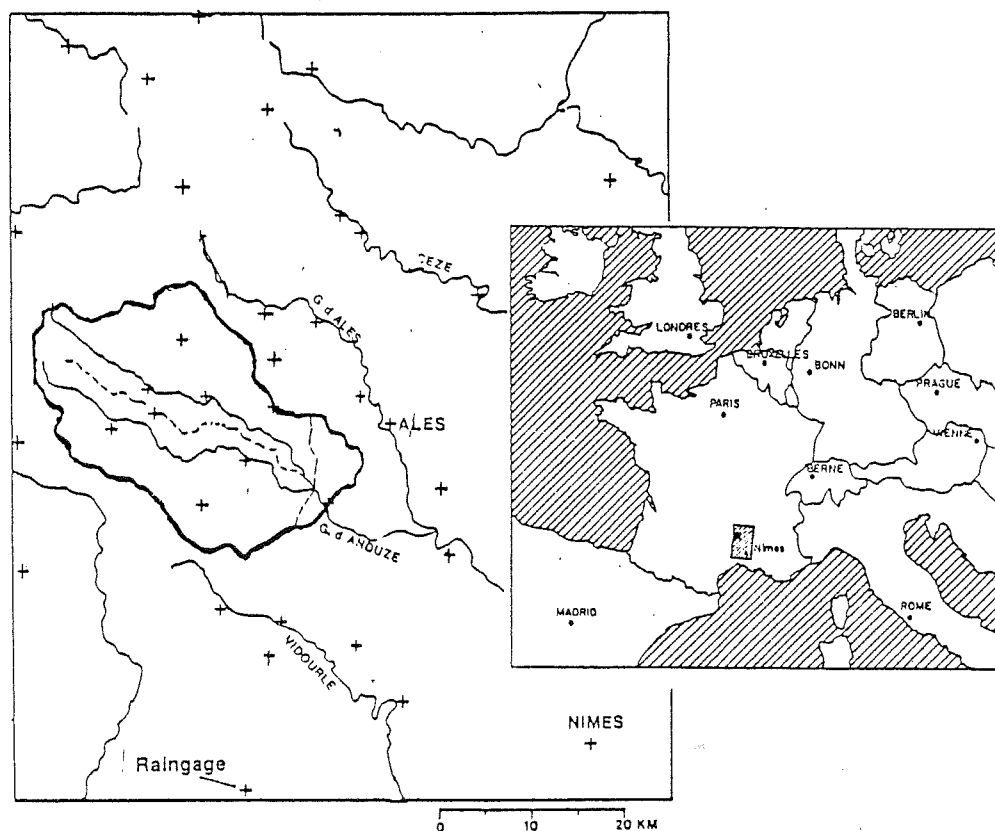
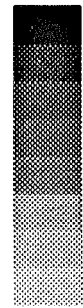


Fig. II.7 : Situation du bassin versant du Gardon d'Anduze.



1000.00 et plus.
 800.00 a 1000.00
 600.00 a 800.00
 400.00 a 600.00
 200.00 a 400.00
 100.00 a 200.00
 50.00 a 100.00
 1 a 50.00
 1 et moins.

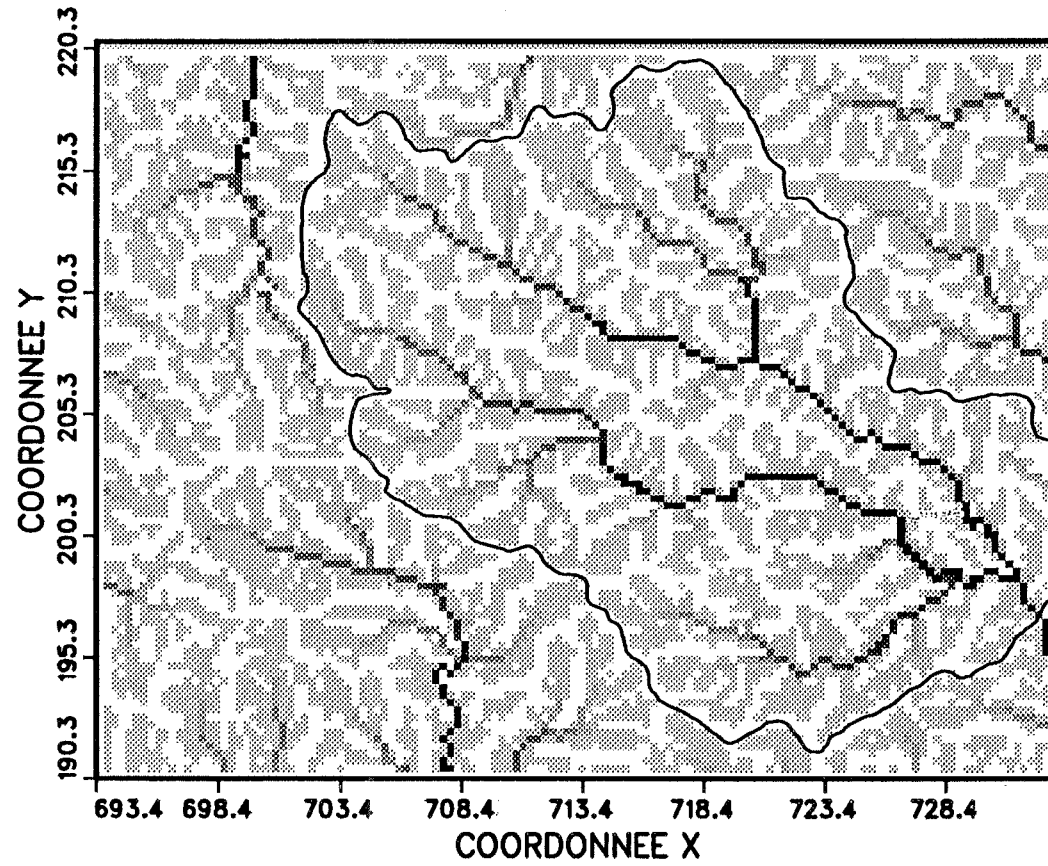


Fig. II.8.: Carte des surfaces drainées du Gardon d'Anduze (en nombre de mailles, 300 m x 300 m) drainées.

Coordonnées Lambert III en Km

Il est formé par trois affluents principaux : le Gardon de Mialet et le Gardon de Saint Jean, rivières presque parallèles, qui se rejoignent approximativement à 2,5 km en amont de l'exutoire, situé à Anduze. La Salindrenque, affluent du Gardon de Saint Jean, est la troisième.

Pour mieux se faire une idée du réseau du bassin nous présentons une carte des surfaces drainées (voir figure II.8), où, sur une grille de 300 m x 300 m couvrant le bassin, nous avons calculé la surface amont drainée par chaque maille.

Pour l'obtenir, nous avons calculé de façon récurrente le cheminement, donné par la pente topographique, allant de chacune des mailles jusqu'à leur exutoire respectif. A chaque passage sur une maille donnée (i), la valeur du compteur "nombre de mailles drainées" (N_i) est augmentée de 1. L'ensemble de ces compteurs nous a permis de dessiner cette carte (les calculs ont été faits à l'aide du logiciel LAMONT (Depraeterre, 1989) aimablement fourni par l'ORSTOM).

Le bassin est compris entre la crête (ou plutôt le plateau) sommitale (au NW) d'altitude maximale 1565 m, et les plaines au SE, d'environ 200 m d'altitude (exutoire à 140 m exactement). Cette forte variation d'altitude, mais aussi l'existence d'un axe de crêtes (orientées NW-SE), presque parallèles (de 500 à 1000 m d'altitude), séparant les divers affluents, caractérise le bassin qui présente des pentes de rivières et de versants assez considérables.

Cette caractéristique, commune aux bassins de la région cévenole, explique les temps de réponse relativement courts des rivières de la région (de 3 à 8 heures en moyenne). Si l'on y ajoute les fortes précipitations des épisodes d'automne, dits cévenols, (avec des intensités souvent comprises entre 20 et 50 mmh^{-1} et un maximum cumulé de 100 mm en une heure enregistré sur un pluviographe en septembre 1980, ou encore 35 mmh^{-1} en une heure en moyenne spatiale sur les 545 km^2 du bassin en décembre 1976), on comprend que surviennent des crues catastrophiques...

On peut citer celle du Vidourle à Sommières (B.V. 616 km^2), où on est passé de 80 à 1300 m^3s^{-1} en 6 heures (octobre 1958), ou celle du Gardon à Anduze en septembre 1976, que nous avons la chance d'avoir dans notre jeu de données (voir figure II.9, page suivante), où le débit a augmenté de 4 à 1100 m^3s^{-1} en 5 heures.

Schématiquement, du point de vue météorologique ces épisodes de pluie cévenoles ont leur origine dans l'affrontement de deux masses d'air différentes :

- une, plus chaude et humide, provenant du bassin méditerranéen qui pénètre dans la vallée du Rhône et comble peu à peu les vallées cévenoles, où elle se bloque.

- une autre, plus froide qui arrive du NW et qui soulève la masse méditerranéenne, d'ailleurs très instable. L'abondance de précipitations dépendra de l'alimentation en air humide méditerranéen (on trouvera une analyse plus détaillée de ces situations chez Tourasse (1981)).

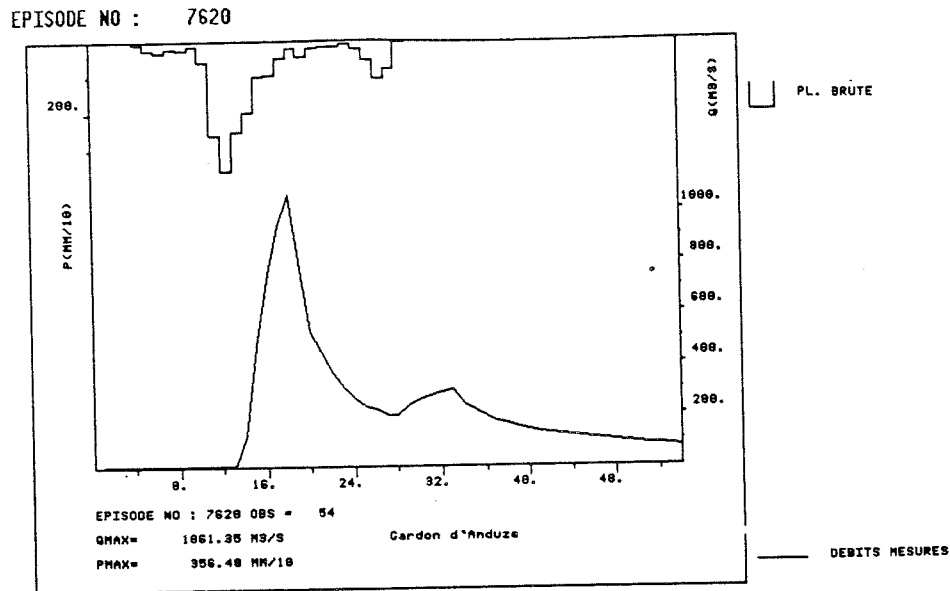


Fig. II.9 : Episode 7620 du 12.09.76. Le débit passe de 4 à 1110 m³s⁻¹ en 5 heures.

Enfin, du point de vue géologique, le Gardon d'Anduze est constitué par des terrains schisteux et granitiques (2/3 du bassin) et par des terrains calcaires sur le tiers SE du bassin. Quant à la végétation, 65 % de la surface du bassin est occupée par de la forêt dont 30 % de châtaigniers.

II.2.2 - Brève description des données

Les données hydrologiques sont, pour la plupart, gérées par la DDE du Gard, qui possède un réseau opérationnel de prévision de crues couvrant le Gardon d'Anduze, mais aussi d'autres bassins voisins.

Ces données ont été exploitées pour de nombreuses études menées au sein du Groupe Hydrologie, particulièrement centrées sur l'analyse des champs de pluie, mais aussi sur la relation pluie-débit.

Néanmoins, l'état des jeux de données initiaux (Versiani, 1983 ; Lebel, 1984), après

quelques années de "veille" et divers changements de système informatique, nous a obligé à fournir un gros effort pour les remettre au propre.

En particulier, il a fallu compléter des épisodes déjà disponibles, afin de pouvoir traiter les crues multiples, mais aussi en ajouter d'autres, et surtout recritiquer l'ensemble des données. Ce processus, pénible et fastidieux nous a demandé environ 6 mois de travail. Mais grâce à cet effort, nous avons pu disposer d'un ensemble de 20 épisodes pluie-débit très convenable, sur la période 1972-1984. Un pas de temps d'une heure ($\Delta t = 1$ heure) a été choisi après les estimations préalables du temps de réponse.

II.2.2.1 - Les données de débit

La mesure du débit a été faite jusqu'en 1986 à l'aide d'un limigraphe à flotteur à enregistrement graphique hebdomadaire. A partir de 1982 une nouvelle station télétransmise a été mise en service à 150 m en amont de l'ancienne. Nous disposons donc des mesures de hauteur aux deux points de mesure entre 1982 et 1986.

Deux courbes de tarage calculées sur le pont de la routier (à 100 m à l'aval de la première station) sont disponibles. La première valable jusqu'en 1983 et la seconde de 1983 à 1985 (voir figure II.10).

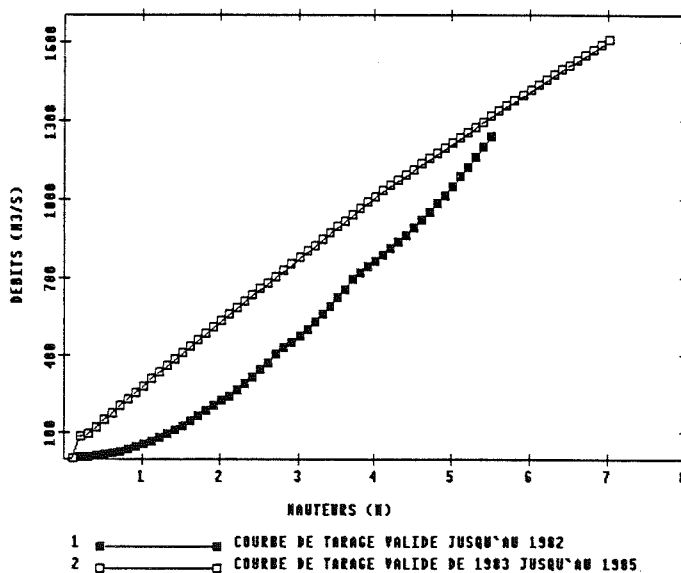


Fig. II.10 : Courbes de tarage du Gardon d'Anduze.

Après 1985, année au cours de laquelle des travaux dans le lit de la rivière ont été effectués, un changement important de la courbe de tarage a été constaté. Ce changement, qui

s'est ajouté au changement de station de mesure, a rendu inutilisables les enregistrements des épisodes depuis 1986, car la DDE n'a pas pu, jusqu'à présent, établir une nouvelle courbe de tarage suffisamment stable.

Cela nous a empêché de disposer d'un échantillon de validation de conséquence (initialement, nous avons prévu d'utiliser les 6 crues des années 1986-87), mais aussi d'utiliser les données radar issues de l'expérience Cévennes 86-89 dans le cadre de nos modèles pluie-débit.

Enfin, ces données sont disponibles sous forme d'épisodes dont les débits sont supérieurs à un seuil considéré comme critique (en fait elles proviennent d'un système de prévision de crues, qui commence/arrête le stockage et le dépouillement des données quand le débit dépasse une certaine cote d'alerte).

Cela nous impose de travailler par événements, qui ont été recueillis aussi longs que possible, pour, ensuite, être découpés et adaptés à l'application de la méthode.

Sur un échantillon initial de 25 épisodes, 20 ont été retenus (à cause de pannes partielles des appareils, ou de doutes sur la qualité des données...). Nous avons respecté le codage des épisodes proposé par Versiani (utilisé dans les fichiers des données "historiques"). Néanmoins, ces épisodes ont souvent été complétés, ou même regroupés (voir figure II.11) afin de constituer le jeu final du Gardon d'Anduze (voir table II.2).

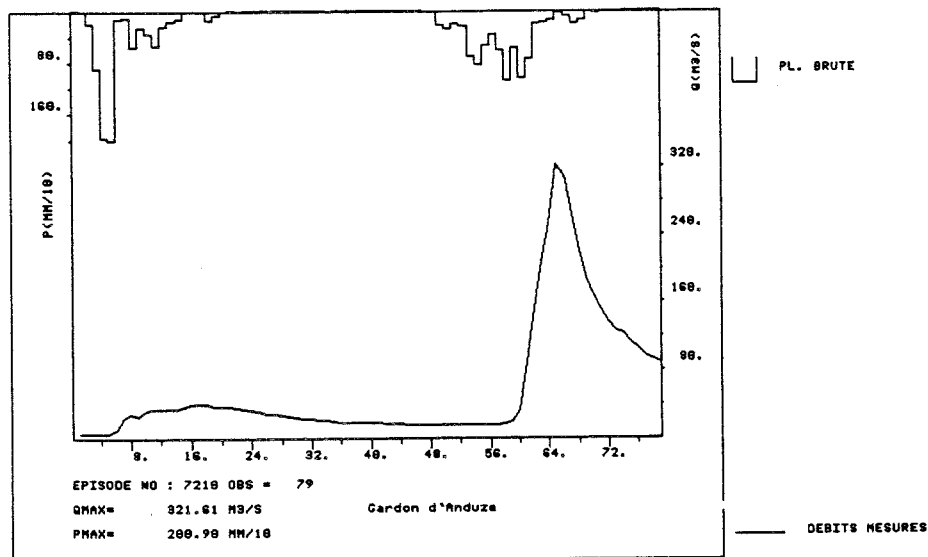


Fig. II.11 : Episode 7210. Cet épisode avait été découpé en deux et utilisé comme 2 épisodes différents par Versiani (1983, p. 166).

II.2.2.2 - Les données de pluie

Nous avons utilisé un ensemble de 36 pluviographes situés dans et autour du bassin versant (sous-ensemble du jeu de 96 pluviographes utilisés par Lebel (1984) dans les études des pluies cévenoles), voir table II.3. Ces pluviographes, à augets basculeurs, étaient pour la plupart à enregistrement graphique hebdomadaire durant la période considérée ici. A partir de 1986, la plupart des appareils du réseau de la DDE du Gard sont devenus télétransmis.

EPISODES UTILISES POUR LES ETUDES DU GARDON D'ANDUZE

CODE	DEBUT (AAMMJJHH)	DUREE (heures)	
7210	72101018	79	
7220	72102510	75	
7330	73110301	89	
7410	74091614	107	
7420	74111401	72	AAMMJJHH: Année, Mois, Jour, Heure du début.
7520	75093003	32	
7610	76082807	48	
7620	76091119	54	
7640	76101024	79	
7650	76102314	179	
7660	76110819	62	
7720	77082602	47	
7740	77101904	132	
7920	79101011	151	
7930	79102221	148	
8030	80092011	51	
8040	80101516	51	
8210	82110615	67	
8410	84082308	32	
8450	84113001	67	

Table II.2 : Liste des épisodes de crues disponibles sur le Gardon d'Anduze.

En général, on utilise les données de ces 36 pluviographes pour établir une estimation de la lame moyenne ou Pluie Brute tombée (PB) sur le bassin, mais à cause de certains problèmes (pannes partielles...) certains épisodes peuvent en utiliser un nombre plus réduit (le minimum utilisé pour un épisode est de 25 stations).

Cette PB moyenne (variable que nous allons utiliser dans la DPFT) est calculée par interpolation spline sur le bassin. En effet, lors des études réalisées sur la qualité de la reconstitution de la lame moyenne de pluie tombée par différentes techniques (Creutin, 1979 ; Lebel, 1984) la méthode spline de type plaque mince s'est révélée comme l'une des plus performantes et de faible coût.

Cette technique nous permettra aussi de caractériser spatialement les champs de pluie afin d'essayer d'en déduire des indices simples nous informant sur la variabilité spatiale de la pluie (voir chapitre V).

CODE	GESTIONNAIRE	NOM DE LA STATION	COMMENTAIRES
201	DDE 30	ALES	
202	"	ANDUZE	Observateur. Abandonnée en 1983.
203	"	LA GRAND COMBE	
204	"	STE CECILE	
205	"	PEGAIROLLES (ancien ST PAUL LA COSTE)	
206	"	COLLET DE DEZE	
207	"	MIALET	
208	"	SOUDORGUES	
209	"	ST GERMAIN DE CALBERT	
210	"	FABREGUES	Abandonnée en 1987.
211	"	ST JEAN DU GARD	
212	"	STANDRE DE VALBORGNE	
213	"	ST ROMAN DE TOUSQUE	
214	"	ST MARTIN DE CORCONAC	Abandonnée en 1987.
215	"	ST ETIENNE VALLEE FRA	
216	"	BARRE DES CEVENNES	
221	"	SOLEYROL	
222	"	BARRAGE DE ROUVIERE	
223	"	QUISSAC	
224	"	BARRAGE DE CEYRAC	
225	"	ST HIPPOLYTE DU FORT	
226	"	VALLERAUGUE	Transférée a DDE 34 en 1987.
227	DDE 30	LE VIGAN	Transférée a DDE 34 en 1987.
228	DTG L'ANON	ST MAURICE DE VENTALO	
249	DTG	PONT DE MONTVER3	
251	METEO N.	MONT AIGOUAL	
263	SRAE LR	VALFLAUNES	
268	SRAE LR	COLOGNAC	
269	SRAE LR	AUJAC	
271	SRAE LR	PERJURET	
275	SHC TOU.	CAMPRIEU	
276	SHC TOU.	CASSGNAS	
279	DTG TOU.	FLORAC	
280	SHC TOU.	LES VANELS	
287	DDE 30.	MAS VILLARD	
290	"	DEAUX	Données a partir de 1980
291	"	NEERS	Données a partir de 1980

CODE : NUMERO DE CLASSEMENT A L'I.M.G.
 GESTIONNAIRE : D'APRES L'ACTUALISATION DES FICHIERS DE 1980.

Tableau II.3 : Liste de pluviographes utilisés dans l'étude du Gardon d'Anduze.

II.2.2.3 - Les données topographiques

Grâce à l'aide du laboratoire d'Hydrologie de l'ORSTOM nous avons pu utiliser un modèle numérique de terrain du bassin versant dont la maille fait 100 m à 100 m. Il nous a permis d'obtenir, à l'aide du logiciel LAMONT (Depraeterre, 1989), un certain nombre de variables dérivées (surface drainée, pente, altitude, indice Topographique...) qui nous serviront pour introduire l'effet de la topographie au chapitre IV.

II.2.3 - Application de la DPFT au bassin

Après plus de 200 essais menés pendant l'année 1988³, nous avons pu identifier une FT moyenne, considérée comme optimale sur l'ensemble des 20 épisodes pris en compte, et les séries de PE associées.

³ Notons que seul un grand nombre d'essais comparant les performances obtenues avec les différentes options peut être garant d'une application correcte de la méthode. Néanmoins, dans notre cas particulier, ce nombre a été un peu plus grand compte-tenu de la nécessité de nous familiariser avec la méthode.

Avant de montrer les résultats définitifs, nous voulons commenter les règles d'application proposées.

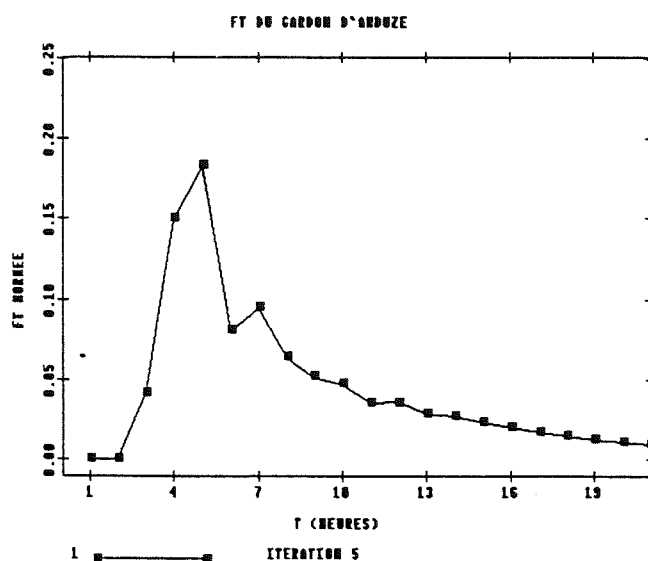


Fig. II.12 : Fonction de transfert définitive du Gardon d'Anduze.

II.2.3.1 - Le pas de temps

La FT définitivement retenue (voir figure II.12) nous conforte dans le choix fait d'un pas de temps $\Delta t = 1$ heure (1/3 du temps de montée au pic). Cette caractéristique, comme les autres les plus remarquables de la FT identifiée (2 pas de temps de retard, $H(1) = H(2) = 0$, deuxième pic au 7ième pas) se retrouvent sur les FT de presque tous nos essais, ainsi que sur celle proposée par Versiani (1983) sur un jeu de données un peu différent, confirmant ainsi la robustesse de la Fonction de Transfert.

II.2.3.2 - Nombre d'épisodes utilisés

Les essais ont débuté avec un ensemble de 26 épisodes. Vu les premiers résultats, certains ont été remis en cause, et finalement, ce nombre a été réduit à 20.

A titre d'illustration de l'intérêt de la DPFT comme technique de critique de données, nous présentons le cas de l'épisode 8320 (voir figure II.13).

La PE estimée montre que la première bosse n'a pas pu être produite, dans les conditions moyennes, par le hétérogramme mesuré. On se trouve donc peut être en présence d'un

effet anormal :

- soit une erreur assez importante sur l'estimation de la PB (fort improbable étant donné le nombre de pluviographes mis en jeu).
- soit un phénomène de spatialisation assez rare qui introduirait un décalage supplémentaire sur certaines pluies (assez improbable vu l'aspect de l'épisode).
- soit un décalage temporel du limnigramme (plus probable...).
- soit l'influence d'une chose inconnue jusqu'à présent.

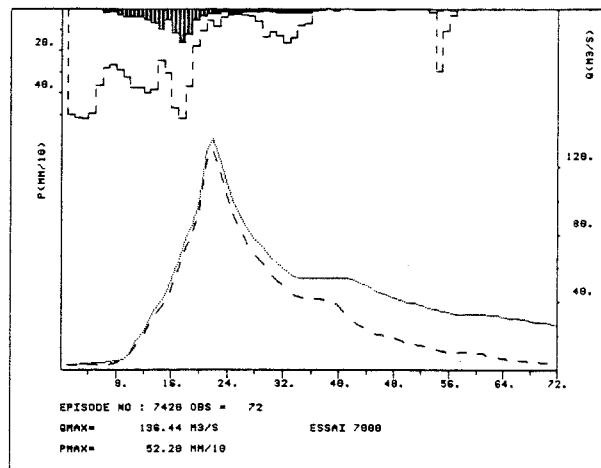
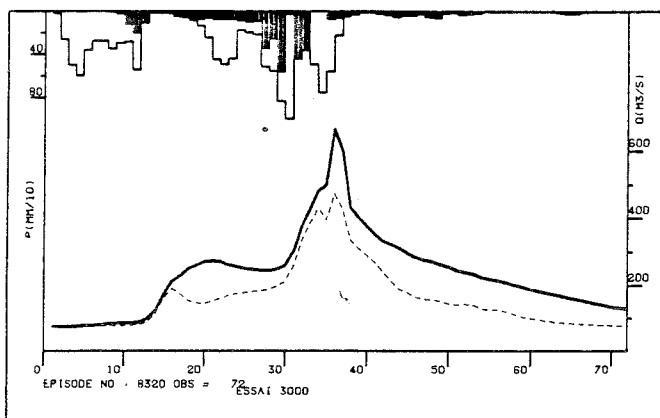


Fig. II.13 : Episode 8320 (décembre 1983).

Fig. II.14 : Episode 7420 (novembre 1974).

Episodes du jeu initial du Gardon d'Anduze. En plus de la Pluie Brute ($\square\square$) et du débit observé, Q (—), nous pouvons aussi voir la Pluie Efficace estimée ($\blacksquare\blacksquare$) et le débit reconstitué, Q^* (---), par la DPFT.

A défaut de conclure, l'épisode a été déclaré "douteux" et mis de côté. Postérieurement, l'analyse du limnigramme correspondant a montré qu'il y avait eu une panne du limnigramme au début de l'épisode, et que les débits avaient été partiellement reconstitués "à la main".

Dans ce cas, ce renseignement nous a permis de rejeter définitivement cette épisode. Cependant il y aura d'autres situations où nous ne disposerons d'aucun renseignement complémentaire sur les causes d'incertitudes mises en évidence. En cas de doutes ayant une forte incidence, il sera préférable de mettre l'épisode suspect de côté afin d'identifier une FT la plus robuste possible, quitte à le réutiliser ensuite pour analyser des éventuels phénomènes de variabilité spatiale des pluies.

Un autre cas illustrant un épisode un peu "douteux" mais finalement retenu est le 7420 (voir figure II.14). Le débit mesuré est constant pendant une phase de l'épisode. Malgré son caractère bizarre, (on pourrait supposer un mauvais enregistrement), il n'y a aucune preuve d'erreur sur les données disponibles. Cet effet, étant donnée sa position sur l'hydrogramme, n'a

que peu d'influence. Cela nous a conduit à le conserver dans le jeu d'épisodes à utiliser.

D'autres essais ont été effectués pour tester l'invariance temporelle de la FT, compte tenu du changement de la courbe de tarage : la stabilité relative de la FT sur des sous-ensembles d'épisodes (1972-79, 17 épisodes ; 1980-84, 8 épisodes ; 1972-82, 20 épisodes) nous a confirmé cette invariance sur la période considérée ainsi que sa robustesse.

Finalement, nous avons retenu 20 épisodes dans la période 1972-86.

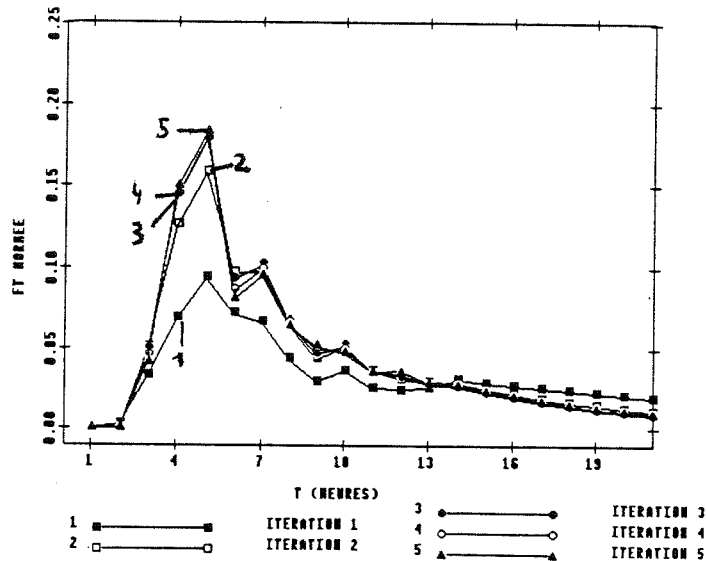


Fig. II.15 : Evolution de la FT définitive identifiée au cours des 5 itérations.

II.2.3.3 - Nombre d'itérations

Après 3 itérations, la FT possède déjà sa forme à peu près définitive. Néanmoins, nous avons décidé d'en faire 5 pour s'assurer de sa stabilité (voir figure II.15).

II.2.3.4 - Mémoire de la FT à identifier

Après divers essais une mémoire de $K = 15$ pas de temps a été retenue, ce qui est en accord avec les règles proposées (4 fois le temps de montée au premier pic, sans inclure le décalage de 2 heures, 3 fois en l'incluant, et un peu plus de deux fois le temps de montée au deuxième pic) (voir figure II.12).

II.2.3.5 - Le prolongement ou lissage

A la suite de nombreux essais, nous nous sommes aperçu que la règle consistant à débiter le prolongement au k ème et dernier pas ($K =$ la mémoire) n'est pas optimale.

sentir sur les PE et la reconstitution des épisodes, mais il est quand même appréciable. En général, les PE ont la même structure, mais il y a une différence de volume (voir figure II.17), surtout à cause de la valeur différente du pic de la FT.

L'effet est aussi appréciable en décrue, où l'estimation obtenue avec un lissage à partir du pas K est un peu moins bonne. La comparaison des coefficients de qualité est donnée dans le tableau II.4.

II.2.3.6 - Le coefficient de Ridge

L'utilisation de la Ridge s'avère la technique la plus performante (la programmation quadratique n'améliore pas les résultats obtenus par la Ridge). Néanmoins le critère de choix des τ_k est mal défini car il dépend de la qualité des données.

En ce qui concerne ce coefficient, nos essais ont montré l'intérêt de le diminuer considérablement lors de la dernière itération. Les PE identifiées ont alors la même structure mais conservent la stabilité atteinte avec l'utilisation de coefficients de Ridge plus forts aux premières itérations. En revanche, le biais introduit sur le volume est considérablement réduit (voir figure II.18)

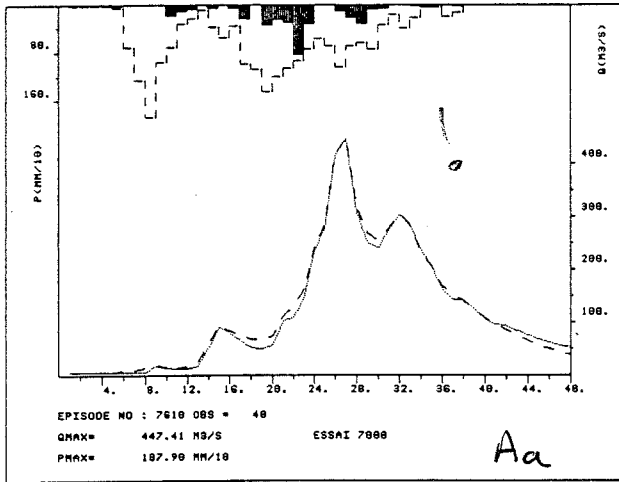
Il faut remarquer que la FT est la même, les épisodes ont donc un aspect identique dans les deux cas, mais avec une sorte de "décalage" en volume.

La réduction du coefficient de Ridge lors de la dernière itération s'avère donc mieux adaptée (coefficients de qualité dans le Tableau II.4). Cependant, cette option n'élimine que certains problèmes de volume.

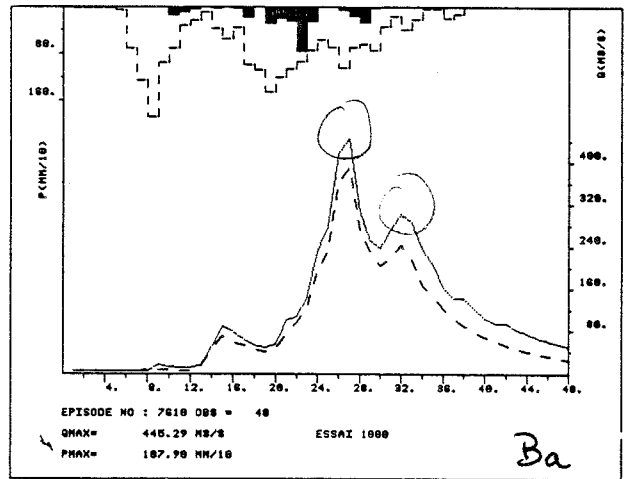
	ESSAI DEFINITIF	MEMOIRE 15 LISAGE 15	RIDGE 5.10^{-2}	SANS CONTRAINTE	DPFT SUR DEBITS FILTRÉS	DPFT SUR DEBITS FILTRÉS ET RECONSTITUTES
R^2_{θ}	.95 ; a = 1.06	.94	.90	.97	.99	.99 ; a = .99
E_{θ}	.92 ; b = 20.78	.90	.88	.95	.99	.99 ; b = -.5
$R^2_{D\theta}$.97 ; a = 1.05	.97	.97	.98	.98	.98 ; a = 1.03
$E_{D\theta}$.97 ; b = 67	.97	.96	.98	.98	.98 ; b = 0.0

Tableau II.4 : Coefficients de qualité des essais du Gardon d'Anduze cités.

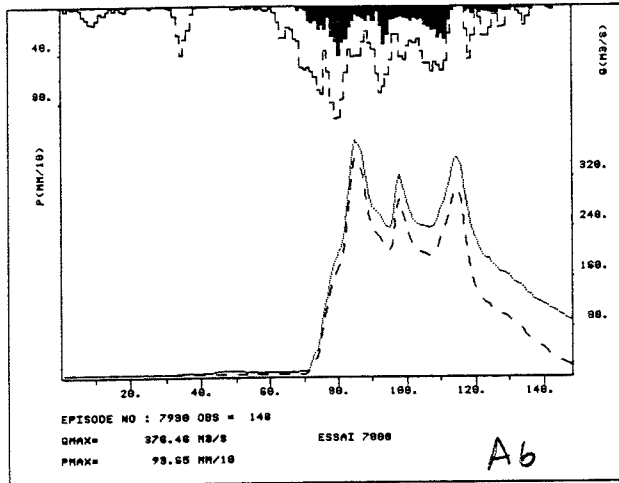
EPISODE NO : 7610



EPISODE NO : 7610



EPISODE NO : 7930



EPISODE NO : 7930

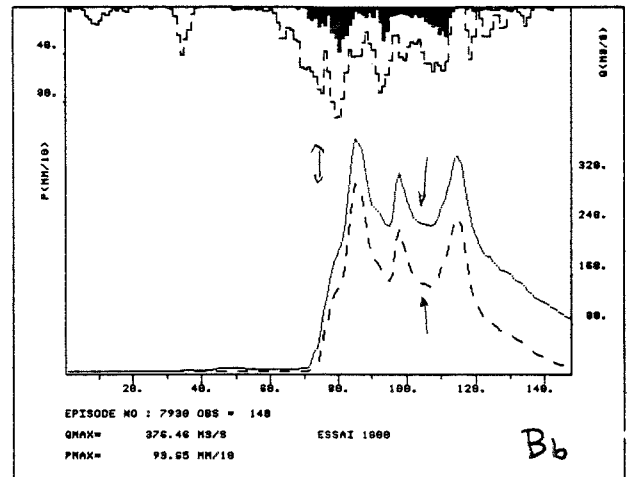
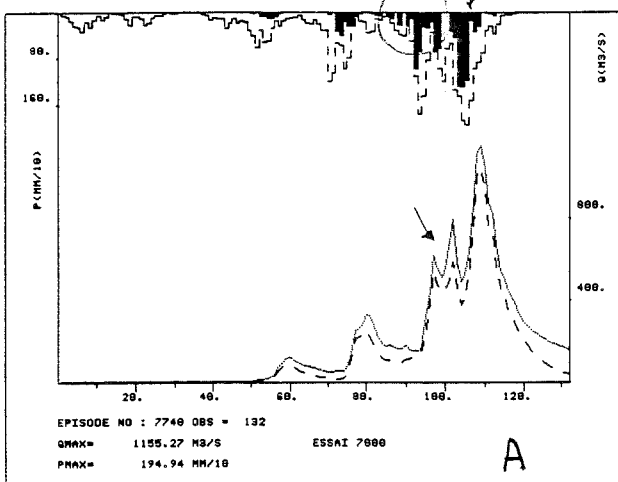


Fig. II.18 : Comparaison des épisodes 7610 (a : 28.08.76) et 7930 (b : 22.10.79). A : coefficients de Ridge 10^{-2} pour les 4 premières itérations et de 10^{-4} pour la dernière ; B : coefficients de Ridge de 10^{-2} pour les 5 itérations .

EPISODE NO : 7740



EPISODE NO : 7740

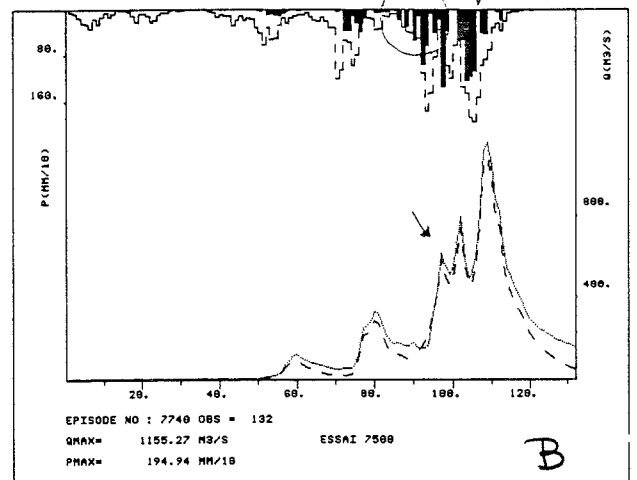


Figure II.19 : Comparaison de l'épisode 7740. A : estimation avec application de la contrainte $PE \leq PB$; B : estimation sans application de la contrainte.

II.2.3.7 - L'utilisation de la contrainte $PE \leq PB$

Nous nous sommes interrogé sur l'opportunité d'utiliser la contrainte $PE \leq PB$.

D'une part, on peut considérer que la qualité des données de pluie, grâce à l'utilisation d'un réseau dense de pluviographes est suffisante.

D'autre part le fait de ne pas imposer la contrainte ne permet d'obtenir que de petits gains à certains pas de temps, situés surtout à la fin des épisodes, où la PE atteint déjà la PB lors des essais avec la contrainte. En général on obtient une amélioration sur les Q (pas tellement sur les DQ), grâce à l'élimination de la contrainte, mais cela induit, parallèlement, l'apparition d'instabilités sur les PE (phénomène de "dents de scie" plus marqué. Voir figure II.19) qui se font aussi sentir sur la FT identifiée (voir figure II.20).

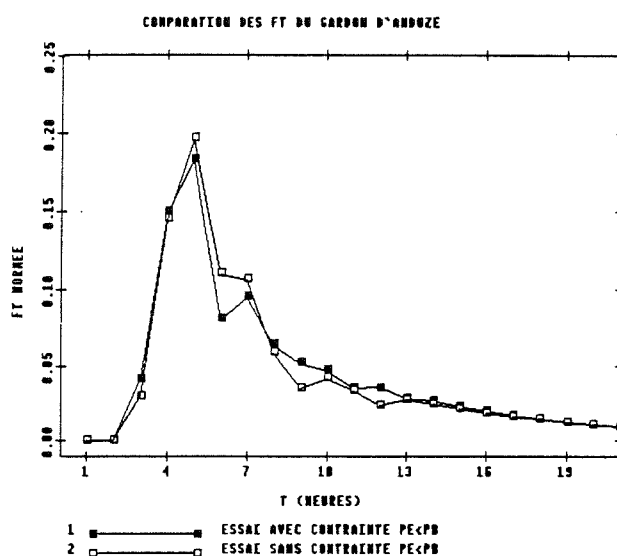


Fig. II.20 : Comparaison de la FT définitive avec celle identifiée sans appliquer la contrainte $PE \leq PB$

Dans ce cas, l'adoption de la contrainte paraît assez raisonnable. De plus, elle a un effet favorable sur la stabilité des PE, bien que les résultats, surtout en Q, ne soient pas si bons (voir tableau II.4).

II.2.3.8 - La durée des épisodes

Compte tenu de notre objectif : l'utilisation des séries de PE estimées pour la modélisation de la Fonction de Production, nous avons essayé d'inclure le maximum de pluies (avant et après l'épisode lui-même) afin de disposer d'un jeu PB/PE le plus complet possible.

Nous y avons cependant renoncé et choisi d'utiliser comme premier pas de l'épisode, celui de la première pluie brute significative (d'intensité significativement non nulle). C'est-à-dire la première pluie brute pouvant être considérée comme le début de l'averse (soit non isolée, soit isolée mais très intense).

D'une part, nous avons ressenti le besoin de réduire le nombre d'inconnues du système de déconvolution qui, nous l'avons vu, risque de devenir mal conditionné. D'autre part, nous nous sommes aperçus que l'addition des petites pluies précédant l'averse n'apporte rien à la reconstitution de l'épisode.

Par conséquent, nous avons abouti à la règle suivante : prendre comme début de l'épisode la première pluie brute significative, ou plutôt le premier paquet de pluies significativement non nul. Nous pouvons ainsi prendre en compte l'influence éventuelle des pluies précédant la montée de crue, qui seront très intéressantes lors de la calibration d'une fonction de production.

Pour compenser cela, nous avons utilisé l'option de suppression des PE correspondant à des PB nulles comme variables à identifier afin de réduire le nombre d'inconnues du système à résoudre (option introduite par Rodriguez, 1989, pp. 57-60) ce qui nous a permis de gagner quelques degrés de liberté, et d'aborder le traitement des crues multiples d'une façon plus favorable.

Quant à la fin des épisodes, nous respecterons la consigne de laisser au moins K pas (K = mémoire) après la dernière pluie, pour pouvoir bien écrire le système d'identification, et d'éliminer les effets de "bordure".

Ces deux critères permettent de faire une première délimitation qui, dans certains cas, donne des épisodes relativement longs (dépassant même 5 jours).

Plusieurs essais ont été faits pour mesurer l'effet d'autres délimitations alternatives plus ou moins sévères. En tout cas, celle retenue s'est avérée comme la plus large possible, et même sur certains épisodes il a fallu éliminer les paquets de pluies qui étaient trop éloignés du pic. Nous avons donc abouti à une délimitation nuancée, mais en conservant l'esprit de la règle proposée.

Une réduction plus sévère de la longueur des épisodes, délimités aux pics, n'a pas montré d'avantages supplémentaires (aucun quant aux DQ), et nous avons préféré sacrifier des gains de reconstitution assez faibles sur les Q, mais avoir des épisodes plus complets quant aux

pluies.

II.2.4 - Les résultats définitifs

L'application de ces critères, décrits ici comme optimaux, nous ont permis d'obtenir une FT et un ensemble de 20 séries de PE considérées comme "définitives" qui permettent de reconstituer de façon satisfaisante les Q et DQ des épisodes (voir tableau II.4) pour les coefficients, et l'Annexe I pour les épisodes reconstitués).

Les graphiques de l'ensemble des épisodes (voir figure II.21) montrent la comparaison entre les Q (ou DQ) calculés par la DPFT (par convolution des PE estimées avec la FT identifiée) et les valeurs mesurées.

Le graphique en DQ nous montre un rapport très bon ($R^2 = .97$ et $E = .97$, avec peu de points aberrants), mais le graphique en Q nous montre une dispersion plus grande (reflétée par la passage de $R^2 = .95$ à $E = .92$) et surtout une tendance à sous-estimer les volumes. Cette tendance est mise en relief par l'ajustement de la droite de régression (II.20).

Dans le cas des DQ, les coefficients de la droite de régression respectifs sont : $a = 1.05$; $b = 0.7 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, ce qui nous confirme la qualité obtenue. Quant aux Q, a est très bon ($a = 1.06$) mais b devient $21 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, ce qui montre le biais systématique sur le volume.

En particulier, le nuage permet de remarquer l'épisode 8450 qui se détache de l'ensemble (voir figure II.24), et qui pose des problèmes en volume. Systématiquement, sur tous les essais, nous avons retrouvé que cet épisode était assez bien estimé en DQ, mais toujours "décalé" en volume.

Une explication possible à ce comportement pourrait être le commencement de la dérive de la courbe de tarage. En d'autres termes, la courbe de tarage utilisée est devenue inadaptée pendant l'année 1985. Etant donné que cet épisode est le dernier de l'année 1984 (début décembre 1984) on peut craindre que le changement ultérieur de la courbe de tarage était déjà effectif.

Nous reviendrons plus tard sur l'effet de ce type d'erreurs qui rappelle beaucoup le déficit en volume observé sur cet épisode. Cependant, il n'existe aucune preuve de ce détarage, et nous avons décidé de ne pas mettre en cause cet épisode.

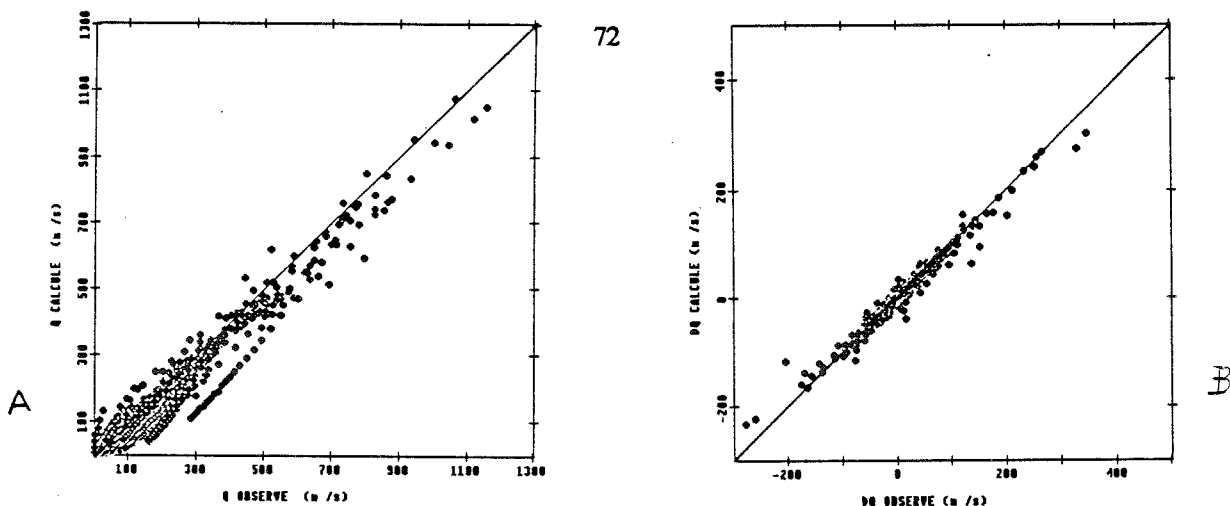


Figure II.21: Graphiques de comparaison sur l'ensemble d'épisodes.

A: Q calculés par la DPFT / Q observés ; B: DQ calculés par la DPFT / DQ observés.

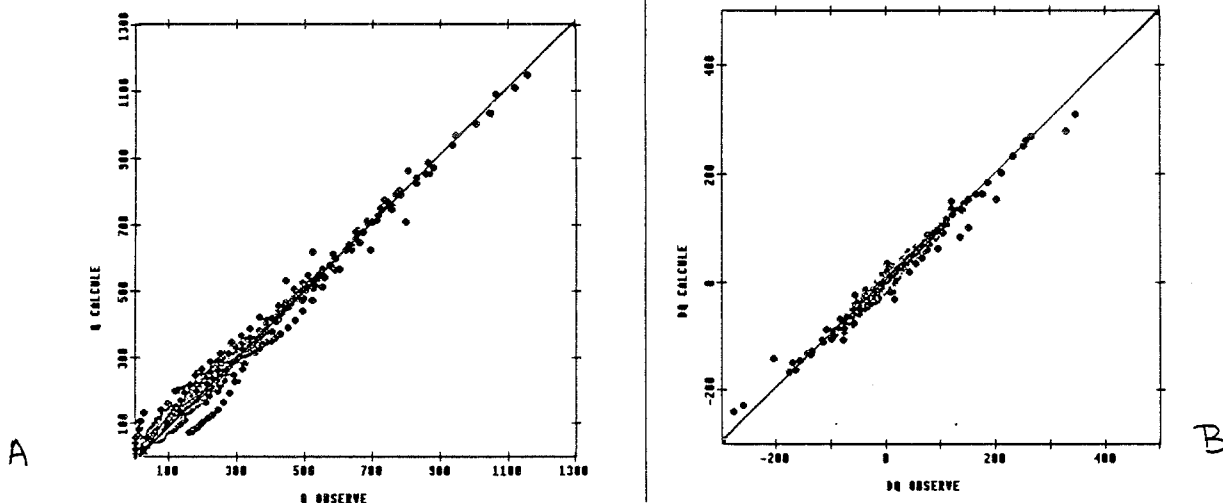


Figure II.22: Graphiques de comparaison sur l'ensemble d'épisodes des résultats obtenus par la DPFT sur données préalablement filtrées et ensuite reconstituées.

A: Q calculés par la DPFT / Q observés ; B: DQ calculés par la DPFT / DQ observés.

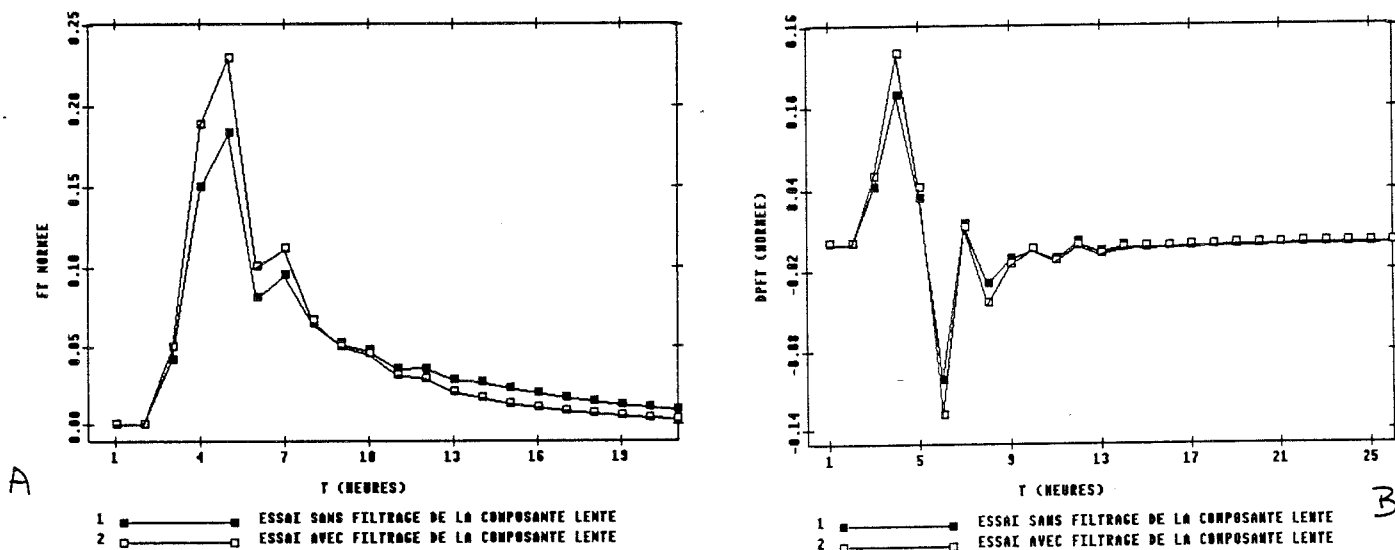


Figure II.23: Comparaison des résultats obtenus sur données brutes et sur données préalablement filtrées. A: Comparaison des FT ; B: Comparaison des DPFT.

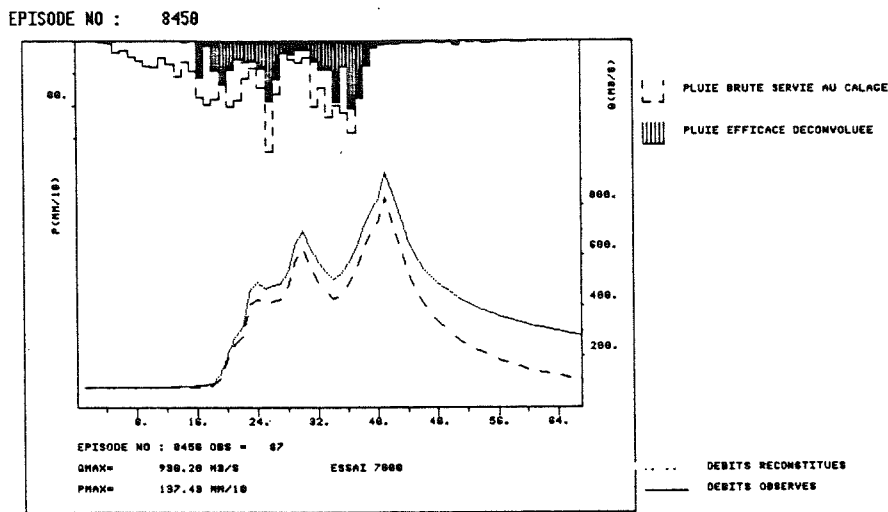


Fig. II.24 : Episode 8450 (décembre 1984) du Gardon d'Anduze.

La FT (voir figure II.12) montre deux caractéristiques importantes : la nature bimodale, et le retard de deux heures. Toutes deux ont été déjà mises en évidence par les travaux de Versiani (1983), mais sans avoir été expliquées.

Nous aimerions suggérer une interprétation possible : d'abord le bassin est composé principalement par deux branches fortement différenciées (le Gardon de Saint Jean et le Gardon de Mialet) qui n'ont pas une morphologie symétrique (le Gardon de Mialet à une sous-branche, le Gardon de Saint Germain, assez importante). De plus la Salindrenque s'ajoute à cette dissymétrie.

Même si cela n'explique pas complètement la nature bimodale de la FT, nous pouvons admettre que la configuration du bassin permet d'envisager une FT composée de deux, voire plus, FT propres aux sous-bassins, dont l'addition pourrait bien expliquer l'apparition du deuxième pic.

Quant au délai de deux heures, nous pouvons rappeler les 2,5 km séparant le confluent des deux branches de l'exutoire. De plus, ce tronçon est caractérisé par une petite surface drainée associée. Cela pourrait suffire pour expliquer un certain délai du pic, mais ne suffit pas pour expliquer une FT nulle pendant deux heures (la moitié du temps au pic).

Par conséquent, nous proposons une autre explication. Les épisodes de pluies intenses dans la région (épisodes cévenols, donnant lieu à presque la totalité des crues enregistrées) se caractérisent par une frange de précipitation (orientée SW-NE) qui se bloque sur la région (à peu

près sur la partie centrale du bassin) pour donner les précipitations les plus fortes (voir figure V.12).

Si une configuration de ce type pour la structure spatiale des précipitations donnant lieu à des crues est acceptée, le bas du bassin sera systématiquement moins touché. On peut admettre que la FT intègre le fait que la contribution la plus importante aux crues soit donnée par la réponse de cette bande, et donc qu'elle inclut un retard reflétant le temps d'arrivée à l'exutoire de cette contribution. Mais nous reviendrons sur l'effet de la variabilité spatiale des pluies au chapitre V.

Enfin le principal défaut des débits fournis par la méthode est, dans ce cas, le biais systématique en volume (estimations déficitaires) qui apparaît lors des décrues (beaucoup plus évident sur les épisodes multiples) et surtout en fin d'épisode.

Quelques explications peuvent être avancées

- d'une part, sur les estimations des DQ ce biais est imperceptible (et donc ne nous gêne pas beaucoup pour l'utilisation en prévision), mais il devient plus important sur les Q. Cet effet est sans doute exagéré par le cumul des petites erreurs (systématiquement déficitaires) qui, dans le cas des Q, sont plus nettes en fin d'épisode (les DQ "oublient" les erreurs en volume antérieures). En tout cas, c'est le systématisme du déficit qui est gênant.

- d'ailleurs, la façon d'imposer la contrainte $PE \leq PB$ (après avoir normé la FT) peut expliquer en partie que le volume ne se conserve pas. Cependant, l'utilisation de la Programmation Quadratique, incluant les contraintes dans l'optimisation, n'a pas donné de meilleurs résultats.

- le biais introduit par la Ridge (même avec la correction introduite par la réduction du coefficient à la dernière itération) a un effet assez important sur le déficit systématique. Ce biais, assez considérable, est le prix à payer pour l'obtention des séries de PE plus robustes, et sera plus important sur les épisodes longs.

- enfin, on peut penser que le filtrage de la composante lente, introduit en travaillant en différences, est insuffisant et que cette composante lente négligée est responsable, du moins en partie, du déficit qui devient plus important en fin d'épisode.

Cette hypothèse nous a amené à introduire un filtrage supplémentaire, afin de voir s'il pouvait corriger le problème souligné

II.2.5 - Le filtrage de la composante lente

Nous avons donc décidé d'utiliser le filtrage proposé par Weeks et Boughton (1987). Ce modèle a l'intérêt principal de pouvoir être utilisé même en prévision opérationnelle.

En effet, le modèle considère le débit observé $Q(t)$ comme l'addition d'un débit rapide, $Q_R(t)$ et d'un débit lent, $Q_L(t)$:

$$Q(t) = Q_R(t) + Q_L(t) \quad (\text{II.22})$$

où la composante lente est donnée par :

$$Q_L(t) = Q_L(t-1) + \frac{1}{T} [Q(t) - Q_L(t-1)] \quad (\text{II.23})$$

avec T le paramètre du filtre à optimiser ($T \in [50, 100]$ Q en m^3s^{-1} , d'après Weeks et Boughton).

Avec cette équation, $Q_L(t)$ est calculé de façon récursive en connaissant le débit observé et en considérant que $Q_L(0) = Q(0)$. Mais son principal avantage est le suivant : si nous disposons d'une estimation de la composante rapide, $Q_R(t)$ dans notre cas donnée par la DPFT, le débit total sera facilement reconstruit. En effet, utilisant (II.22) et (II.23) on arrive à :

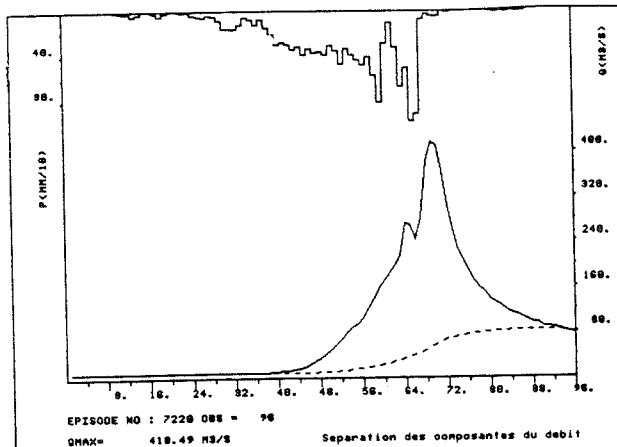
$$Q(t) = \frac{T}{T-1} Q_R(t) + Q_L(t-1) \quad (\text{II.24})$$

qui est en définitive :

$$Q(t) = \frac{T}{T-1} Q_R(t) + \{Q(t-1) - Q_R(t-1)\} \quad (\text{II.25})$$

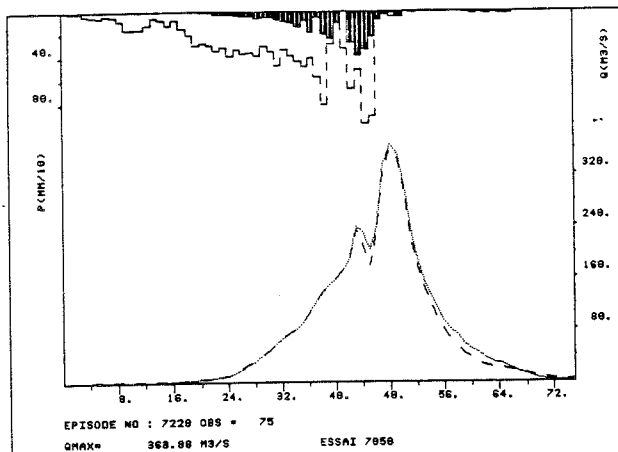
Cette équation permet d'inverser le filtre, lors de la prévision opérationnelle de crues. Un problème subsiste néanmoins car ce filtre ne peut être utilisé que lorsque $Q_L(t) < Q(t)$ (limitation très commune dans ce type de modèles, comme celui de l'équation (II.2)). Ceci définit les limites de l'utilisation de ce filtre, mais aussi de la méthode : si tout le débit est une composante lente, rien ne peut être estimé par la DPFT. L'utilisation du filtre nous donnera donc une limite pour la durée de l'épisode de crue, et donc une aide supplémentaire pour effectuer la délimitation de l'épisode à utiliser.

La démarche à suivre pour appliquer la DPFT avec le filtre sera :



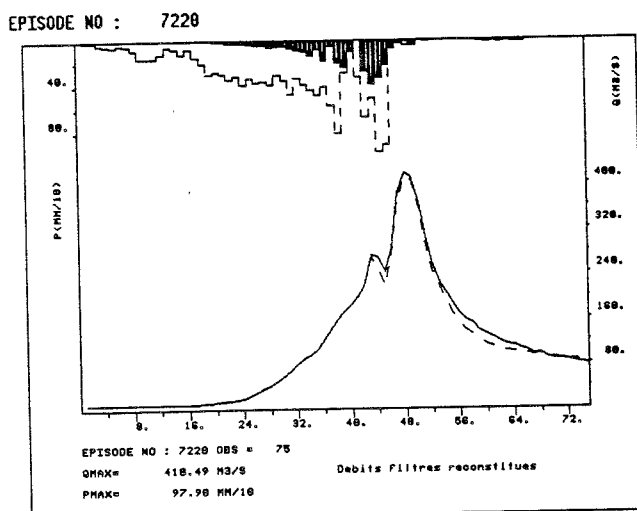
II.25

a) séparer l'hydrogramme en une composante rapide (Q_R), à traiter par la DPFT, et en autre lente Q_L (Fig. II.25).



II.26

b) une fois retirée cette composante Q_L de l'hydrogramme, nous appliquerons à nouveau la DPFT au débit considéré comme "traitable" (composante Q_R) pour l'estimer le mieux possible (Q_R^*) (Fig. II.26)



II.27

c) Ensuite nous appliquerons le filtre à l'inverse (eq. II.25) et nous calculerons le débit total reconstitué (Q^*) à l'aide de Q_R^* . Ce débit reconstitué, Q^* , sera le résultat de notre prévision, et donc notre estimation de Q (Fig. II.27).

A l'aide de ce schéma, nous avons répété le processus d'application, mais cette fois sur les débits filtrés.

Les résultats obtenus, après reconstitution du débit total estimé, sont présentés sous forme de graphiques d'ensemble sur la figure II.22, et sous forme de coefficients dans le tableau II.4. Les graphiques montrent une nette amélioration relative aux Q ($R^2 = .99$, $E = .99$) qui sont une estimation excellente ! (coefficient $a = .99$ et $b = -0.47 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$). Les DQ présentent aussi une amélioration, mais légèrement inférieure ($R^2 = .98$, $E = .98$, $a = 1.03$, $b = 0.0 (!) \text{ m}^3\text{s}^{-1}$). Les FT et DPFT identifiées respectivement (voir figure II.23) ont la même structure, sauf que la réduction de la queue de la FT, lors du filtrage, fait monter le pic par effet de la normalisation (phénomène équivalent sur la DPFT).

Il faut noter que cette nouvelle FT "filtrée" s'applique pour retrouver la composante rapide estimée (Q_R^*). Ensuite, il faudra calculer la composante lente et l'ajouter pour obtenir le débit total estimé (Q^*).

La comparaison de la reconstitution des épisodes est assez concluante (voir figure II.28). Là où il y avait des problèmes de volume, surtout sur les décrues (épisode 7660) et sur les reprises des épisodes multiples (épisode 7650), l'essai filtré donne des reconstitutions excellentes. Rien ne peut être amélioré, ça paraît même trop beau !

De plus, pour les épisodes déjà bien estimés (par exemple le 8040 et le 7620) les résultats sont équivalents, jamais plus mauvais.

Il faut noter que ces reconstitutions peuvent être excellentes parce que les résultats de la DPFT sur les épisodes filtrés le sont (en DQ : $R^2 = .98$, $E = .98$, $a = 1.04$, $b = 0.0 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, en DQ : $R^2 = .99$, $E = .99$, $a = .99$, $b = -.45 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$). Une bonne estimation de Q_R (Q_R^*) fournira alors une bonne estimation de Q car la composante lente éliminée au préalable pourra être parfaitement reproduite. En revanche, si l'estimation Q_R^* fournie par la DPFT était défectueuse la reconstitution par addition d'une composante lente, alors mal calculée à cause des erreurs introduites par Q_R^* , ne pourra donner que des résultats encore plus mauvais pour la reconstitution des débits totaux.

Cela doit nous obliger à nous méfier de ce type d'approches, où une erreur s'amplifie énormément par la propre dynamique de la méthode.

D'ailleurs, nous constatons que les améliorations introduites portent surtout sur les Q, alors que sur les DQ le filtrage n'améliore guère les résultats déjà très satisfaisants obtenus par ailleurs.

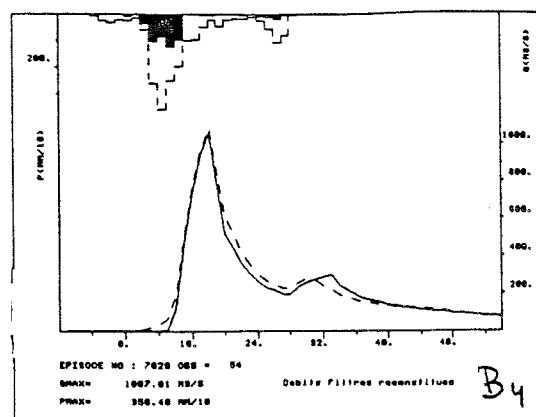
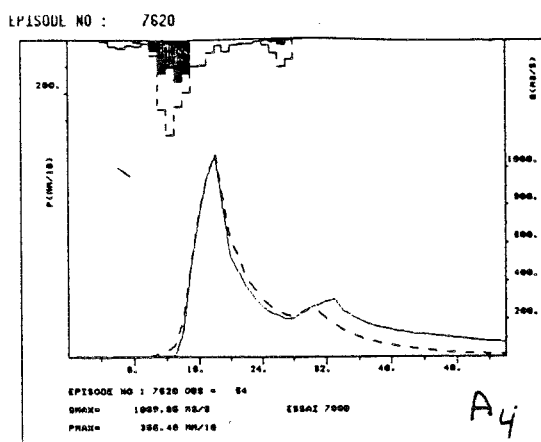
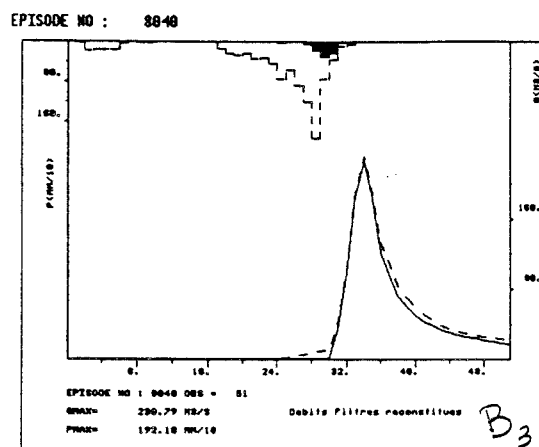
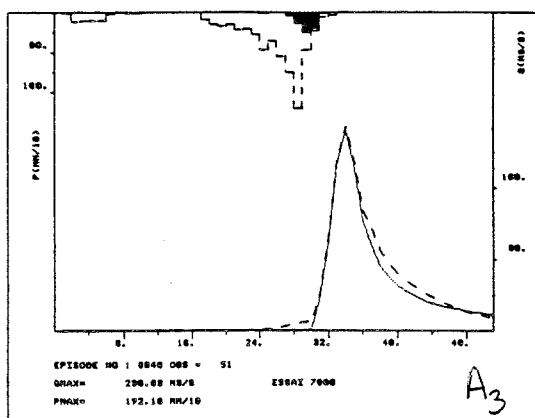
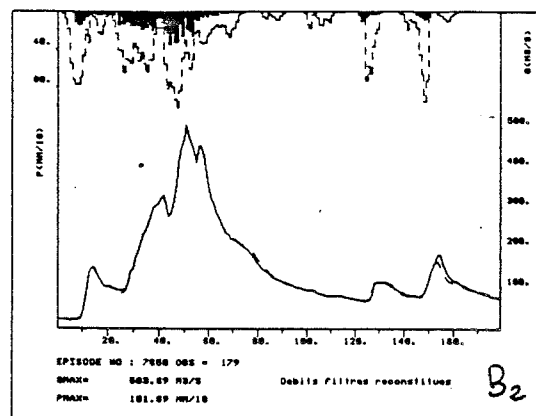
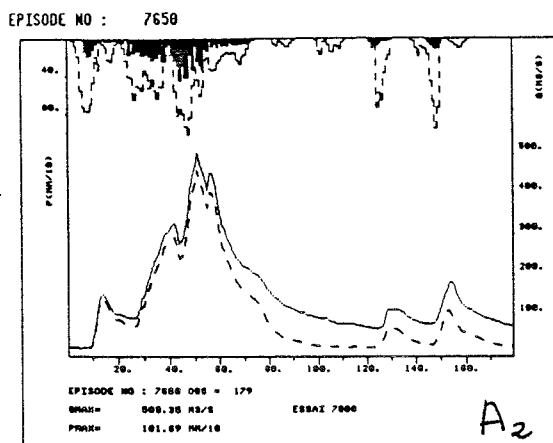
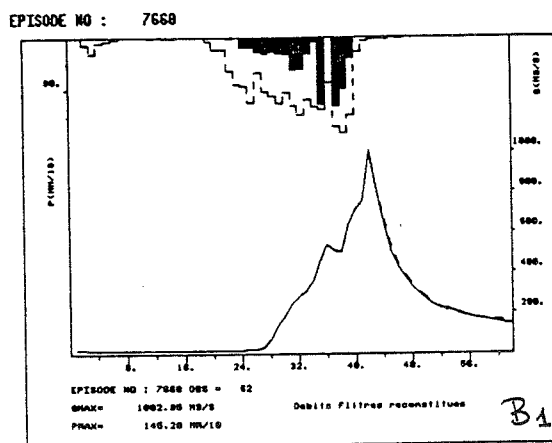
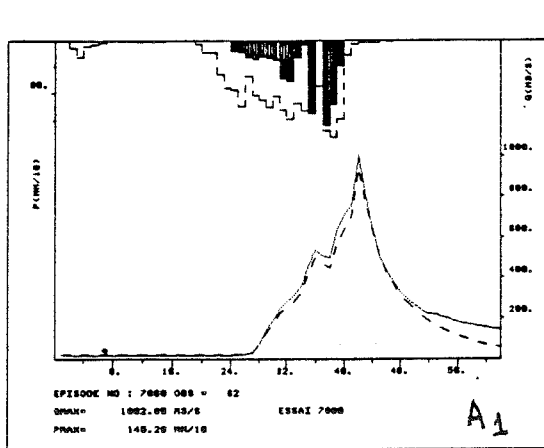


Figure II.28 : Comparaison des épisodes estimés par la DPFT sans filtrage (A) et par la DPFT sur des débits filtrés au préalable et ensuite reconstitués (B):
 1) Episode 7660 ; 2) Episode 7650 ; 3) Episode 8040 ; 4) Episode 7620.

Une analyse des séries de PE montre aussi qu'elles demeurent inchangées quant à leur structure (instabilités...) l'unique différence appréciable étant, c'est évident, une réduction du volume mis en jeu.

Cela ne met pas en cause les effets positifs de ce filtrage, qui oblige à utiliser une procédure un peu plus lourde, et surtout introduit une manipulation, uniquement justifiée par les résultats obtenus, mais qui n'a rien à voir avec la nature du phénomène.

Néanmoins, les résultats obtenus sont trop bons pour être le seul fruit du hasard. Au passage ils nous rappellent que, même en travaillant avec des différences (DQ) le problème de la composante lente reste latent.

Une réflexion sur l'opportunité de ce type de manipulation a été faite par Rodriguez (1989 ; pp. 68-78 et 112-118) qui propose un modèle de filtrage corrigé, toujours fondé sur celui de Weeks et Boughton (1987), mais capable de modéliser une décroissance de type exponentiel en fin de crue, et donc de mieux reproduire les débits quand $Q(t) = Q_L(t)$.

Or, quand il a essayé d'appliquer la DPFT simple en faisant l'hypothèse de l'existence d'une composante lente, il conclut que la méthode, avec sa formulation en différences, est capable de bien reconstituer les variations des débits mais en créant un petit déficit sur les décrues. Que l'on filtre ou non, les résultats sont presque équivalents, surtout si on prend les DQ ou la chronologie des PE.

Finalement, nous avons décidé d'utiliser la DPFT sans filtrage supplémentaire car nous préférons accepter un déficit systématique sur les séries de Q calculées, qui ne remet en cause ni les DQ calculés ni les PE, plutôt que d'utiliser l'artéfact du filtrage, qui en définitive n'est peut être qu'une fiction convenable uniquement justifiée par sa capacité à améliorer les résultats.

Cependant ceci reste une question ouverte.

II.3 - APPLICATION DE LA DPFT AU REAL COLLOBRIER

Le bassin versant du Réal Collobrier, l'un des meilleurs bassins expérimentaux français compte tenu de la densité des appareils disponibles, a pour nous un double intérêt : c'est un bon exemple de bassin à climat méditerranéen, et de plus, il est presque à l'état naturel (absence presque totale d'aménagements humains). Ceci lui confère un rôle de bassin repère très important. Si on y ajoute le dynamisme de ses responsables actuels, on peut espérer qu'il devienne, à l'avenir, le creuset d'un ensemble d'études multidisciplinaires très enrichissantes.

Pour notre fait, nous allons présenter l'application de la DPFT à ce bassin en insistant sur la comparaison avec celle effectuée sur le Gardon.

II.3.1 - Description sommaire du bassin (CTGREF, 1978)

Le bassin du Réal Collobrier se situe sur la façade littorale de la Méditerranée, à l'extrémité Ouest du massif montagneux des Maures, à une dizaine de km au N de la rade d'Hyères et à vingt km au NE de Toulon (voir figure II.29).

Bien qu'en fait, il comporte un ensemble de bassins versants emboîtés, nous ne prendrons en compte que le Réal Collobrier au Pont de Fer (71 km²). Cette vallée, orientée vers l'Ouest, est limitée à l'Est par une dorsale continue dirigée Nord-Sud (altitude 650-550 m), et au Nord et au Sud par des crêtes dont l'altitude décroît d'Est en Ouest (600-300 m). L'altitude moyenne est de 320 mètres, avec des altitudes extrêmes de 780 et 80 m.

Les terrains qui affleurent sont essentiellement métamorphiques. Les sols sont à caractère sableux, plus ou moins caillouteux. Selon la topographie, on peut trouver de la roche à nu sur certains flancs abrupts, ou des sols faisant jusqu'à 3 ou 4 m d'épaisseur dans les dépressions.

Du point de vue de la végétation, nous sommes dans le domaine de la forêt méditerranéenne : sur un fond de maquis arbustif, on retrouve des chênes lièges et des peuplements de châtaigniers, mais peu de terres cultivées (2 à 3 % de la surface, essentiellement en vignoble).

Enfin, la proximité de la mer, le gradient d'altitude et les effets de vallée sont des facteurs favorables à la genèse de fortes précipitations.

REAL COLLOBRIER - SITUATION

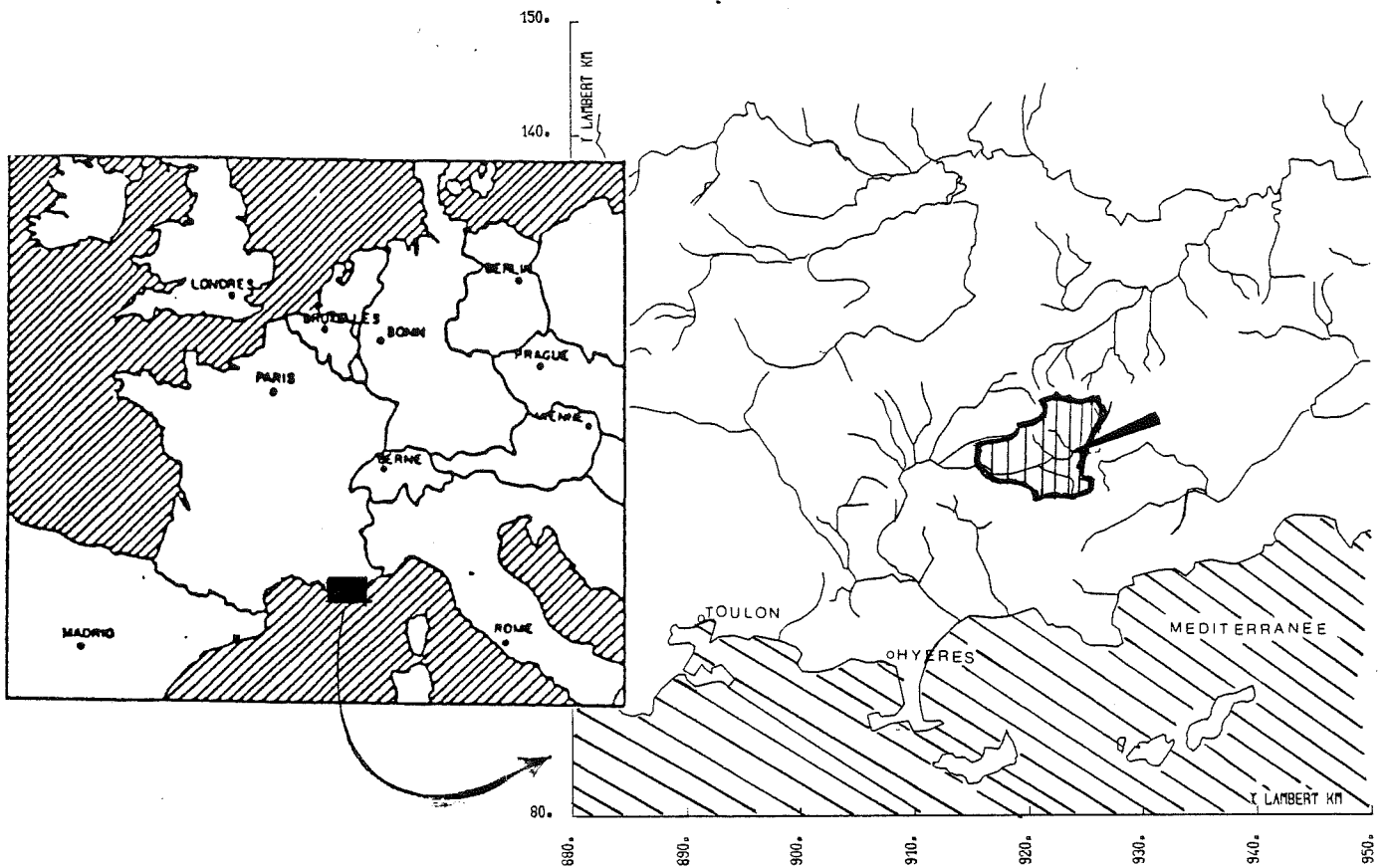


Figure II.29 : Localisation du bassin versant expérimental du Réal Collobrier.

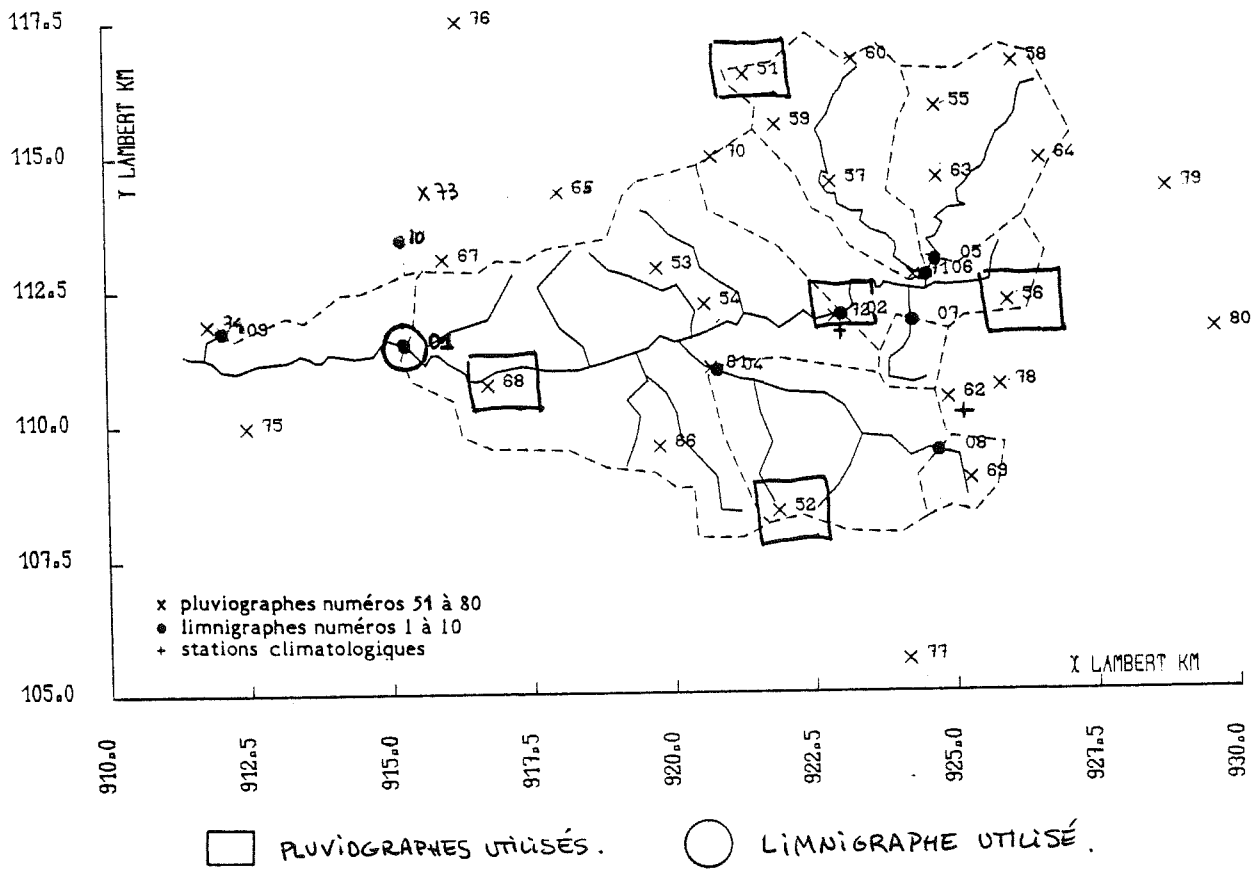


Figure II.30 : Implantation du réseau de mesures du Réal Collobrier.

II.3.2 - Description des données (CEMAGREF, 1986)

Le bassin est géré par le Centre d'Etudes du Machinisme Agricole du Génie Rural des Eaux et Forêt (CEMAGREF Division Hydraulique Générale, Groupement d'Aix en Provence).

On dispose d'un ensemble très important de données hydrologiques, et aussi de deux stations météorologiques très complètes.

Néanmoins, dans le cadre de cette étude, nous n'avons utilisé qu'une partie de ces données : une seule station de débit (le Pont de fer) et un petit sous-ensemble de stations pluviographiques.

Grâce à la collaboration du CEMAGREF, nous avons pu réduire considérablement les travaux de mise au propre et de critique des données. Sur un échantillon pré-sélectionné de 45 crues dans la période 1966-1984, seulement 40 épisodes ont été utilisés à cause de pannes partielles ou de données manquantes sur plus d'un pluviographe.

Un pas de temps d'une demi-heure ($\Delta t = 30$ minutes) a été choisi à titre de compromis après les estimations préalables du temps de réponse, et en fonction de la précision temporelle des appareils.

II.3.2.1 - *Données de débit*

Bien que 9 limnigraphes à flotteurs soient disponibles (contrôlant les différents bassins versants emboîtés, de surface variant de 1.4 km^2 à 71 km^2) nous n'avons utilisé que celui du Pont de fer (Limnigraphe n°1 sur la figure II.30).

Ces appareils étaient jusqu'en 1988, à enregistrement graphique (vitesse d'enregistrement de 20 mm/h), surveillés tous les 15 jours. Depuis 1989, les limnigraphes comme les pluviographes sont à enregistrement sur support magnétique.

II.3.2.2 - *Données de pluie*

Il y a 28 pluviographes à augets basculeurs sur le bassin ou aux alentours (couvrant une zone de 100 km^2 environ). La densité des postes est de $0,64 \text{ poste/km}^2$ dans la partie E, et de $0,31$ sur l'ensemble du bassin. La distance maximale entre les deux pluviographes les plus éloignés est de 17 km dans la direction E-W, et de 11 km dans la direction N-S.

Une étude du CEMAGREF (CTGREF, 1978) décrit les appareils :

“Ils ont une surface réceptrice de 2000 cm², située à 1,50 m au dessus du sol. L'enregistrement se fait sur table déroulante à la vitesse de 10 mm/h, ce qui assure à l'appareil une autonomie supérieure au mois ; toutefois ils sont visités tous les 15 jours afin de pallier toute défaillance éventuelle du mécanisme... On peut constater la difficulté à évaluer la quantité d'eau tombée pendant une courte durée lors des pluies intenses. De ce fait, il paraît illusoire de vouloir descendre au dessous d'un pas de mesure de 15 minutes (soit 2,5 mm de longueur de diagramme déroulé à la vitesse de 10 mm/heure).”

Cette appréciation fait référence seulement à la sensibilité de l'appareil, mais nous devons aussi tenir compte de la chronologie. C'est pourquoi nous n'avons pas osé descendre plus bas que la demi-heure, choix qui s'est même révélé discutable.

Il faut noter, comme sur le Gardon, l'existence de fluctuations non négligeables affectant le mécanisme de ces appareils à tambour, et donc leur définition temporelle. Ces erreurs seront d'autant plus importantes que le pas de temps choisi sera faible, et que la période d'enregistrement sans contrôle sera longue.

Dans notre étude, nous n'avons utilisé que 5 pluviographes. Nous voulions, d'une part commencer rapidement l'application de la DPFT, et d'autre part, la stratégie adoptée par le Groupe d'Hydrologie et le CEMAGREF pour l'exploitation des données nous y a conduit.

Par conséquent, nous utiliserons en général 5 postes bien distribués spatialement (voir figure II.30), même si pour cause de pannes ou autres, seuls 4 postes ont été utilisés pour certains épisodes (ceux avec moins de 4 pluviographes disponibles ont été éliminés ; voir tableau II.5).

Pour calculer la lame de Pluie Brute tombée sur le bassin, nous avons utilisé une simple moyenne arithmétique des 5 postes. Nous ne pouvons donc pas aborder l'étude de la variabilité spatiale des précipitations, aspect méritant d'être approfondi lors d'études futures.

Cette utilisation des données pluviométriques ne nous permettra d'estimer la PB qu'avec une qualité bien inférieure à celle que l'on aurait pu avoir avec une moyenne par interpolation spline sur 28 stations. Cependant on espère que 5 postes sur 71 km² suffisent pour obtenir une estimation acceptable (les conditions de travail vraiment opérationnelles seront sans doute bien pires).

Ce sont les seules données que nous avons utilisé dans cette étude, car, en particulier, il ne nous a pas été possible de disposer à temps d'un modèle numérique de terrain.

numero d'episode	debut d'episode		duree de l'episode	stations pluviometriques utilisees				utilisation de l'episode		remarques
	annee	jour de l'annee		51	52	68	72	calage	valid.	
6601	1966	283	29	51	52	68	57	*		
6602	1966	305	90	51	52	56	67	57	*	
6803	1968									+pluvio. manquants
6804	1968	256	36	51	52	56	68	72	*	+ debit max: 128m3
6805	1968			51	52	64	67	72		+ decalage temporel
6906	1969	11	35	52	56	68	72	*		
6907	1969	53	52	51	52	56	68	72	*	
6908	1969			51	52	64	67	72		+PROBLEMES AVEC LE
6909	1969	363	111	51	52	64	68	72	*	DEBIT
7010	1970	8	185	51	52	56	67	72	*	
7011	1970	360	49	51	52	56	67	72	*	
7112	1971	93	115	51	52	56	67	72	*	
7113	1971	363	77	51	52	64	67		*	
7214	1972	33	62	51	52	64	67	72	*	
7215	1972	47	232	51	52	56	68	72	*	
7216	1972	72	70	51	52	56	68	72	*	
7217	1972									+pluvio. manquants
7318	1973	14	63	51	52	56	68	72	*	
7319	1973			51	56	68	72			+debits incorrects
7320	1973	285	43	70	52	56	67	72	*	
7321	1973	358	57	51	52	64	68	72	*	
7422	1974	0	147	51	52	64	68	72	*	
7423	1974	27	129	51	52	64	68	72	*	
7424	1974	43	82	51	52	64	68	72	*	
7425	1974									+pluvio. manquants
7426	1974	261	55	51	52	56	68	72	*	
7527	1975	36	103	51	52	64	68	72	*	
7528	1975	66	69	51	52	56	67	72	*	
7629	1976									+pluvio. manquants
7630	1976	105	93	51	52	56	68	72	*	
7631	1976	128	101	51	52	56	68		*	
7632	1976	297	216	70	52	64	67	72	*	
7633	1976									+pluvio. manquants
7734	1977	340	112	51	52	56	68	72	*	
7835	1978	12	238	51	64	69	68	72	*	
7836	1978	39	108	51	69	64	68	72	*	
7837	1978	62	53	51	64	69	68	72	*	
7938	1979	299	128	51	52	56	68	72	*	
7939	1979	355	36	51	52	56	68	72	*	
8040	1980	18	69	51	52	56	68	72	*	
8041	1980	240	38	51	52	56	68	72	*	
8142	1981	361	38	51	52	64	68	72	*	
8343	1983	42	106	51	52	56	68	72	*	
8344	1983	301	46	51	52	56	68	72	*	
8345	1983	349	72	51	52	56	68	72	*	
7449	1974	45	64	51	52	64	68	72	*	
7450	1974	31	98	51	52	64	68	72	*	
7151	1971	1	65	51	52	64	67		*	
7352	1973	16	89	51	52	56	68	72	*	
7253	1972	38	112	51	52	64	67	72	*	
6954	1969	13	50	52	56	68	72		*	
7655	1976	302	78	70	52	64	67	72	*	
7456	1974	7	77	51	52	64	68	72	*	

Tableau II.5 : Jeu d'épisodes du Réal Collobrier

II.3.3 - Application de la DPFT au bassin

Nous devons reconnaître que l'application de la DPFT nous a demandé beaucoup plus de temps que prévu. Plus de 300 essais⁴, l'aide de deux étudiants en DEA et presque un an et demi de travail n'auraient pas suffi, si nous n'avions pas osé défier les règles d'utilisation prônées jusqu'à maintenant.

C'est pour cela que l'application de la méthode sur le Réal Collobrier constitue, à notre

⁴ A nouveau, nous rappellerons la nécessité de procéder à un nombre important d'essais pour bien choisir les options de la DPFT. Dans ce cas, signalons que ce nombre est un peu plus élevé dû à l'apprentissage de la méthode à deux stagiaires de DEA.

avis, une expérience fort enrichissante. Elle a surtout montré que, malgré toute l'expérience et le savoir-faire acquis, une application trop rapide de la DPFT peut aboutir à des résultats aberrants. Par ailleurs elle nous a confirmé l'importance de la critique rigoureuse des données et d'une perpétuelle remise en cause des résultats obtenus.

II.3.3.1 - Le pas de temps

La FT acceptée comme définitive (voir figure II.31) montre que le choix d'un pas de temps de "au plus" une demi heure est nécessaire. En effet, la montée au pic principal se fait alors en 3 pas de temps, ce qui est le minimum acceptable.

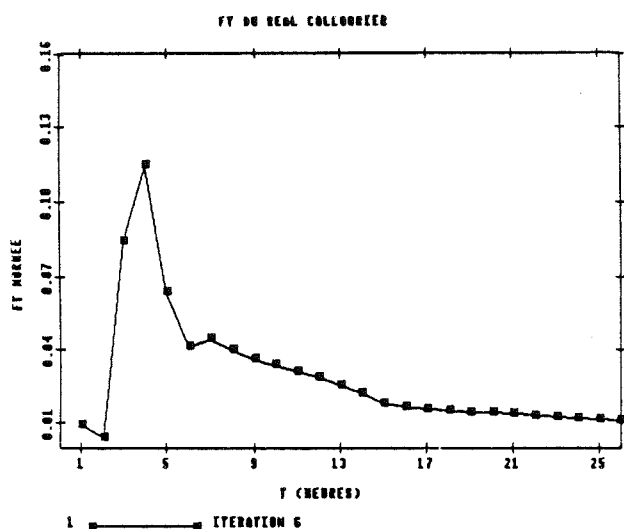


Fig. II.31 : Fonction de Transfert définitive du Réal Collobrier

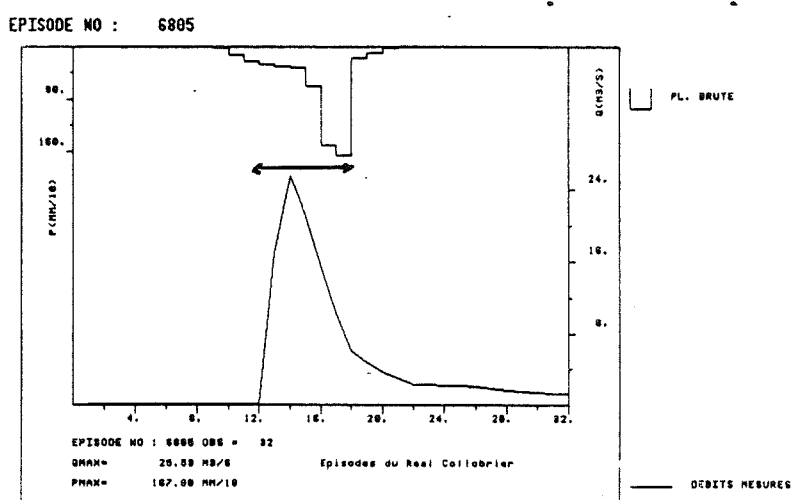


Figure II.32 : Episode 6805 (octobre 1968) du jeu du Réal Collobrier. Rejeté pour décalage temporel du débit.

Néanmoins, la qualité des données pose de sérieux problèmes pour l'utilisation d'un pas de temps plus fin. La demi-heure nous paraît déjà à la limite du réaliste. Ce choix a donc été le fruit d'un compromis : décrire de façon acceptable la montée au pic tout en utilisant un pas de temps, à la limite de ce que permettent les données.

II.3.3.2 - Nombre d'épisodes utilisés

Nous sommes parti d'un jeu de 40 épisodes de crue, dont un a été rejeté dès le début (voir figure II.32). Dans ce cas, le décalage entre la PB et le débit est tellement grand qu'il devient même comique. Mais, qu'aurait donné un décalage moins évident ? Sans doute des problèmes sur l'estimation du temps de réponse et sur les PE.

Les autres 39 épisodes ont été divisés en deux sous-échantillons (au hasard) : l'un pour le calage des modèles, composé de 30 épisodes, et d'autre pour la validation postérieure, composé des 9 restants.

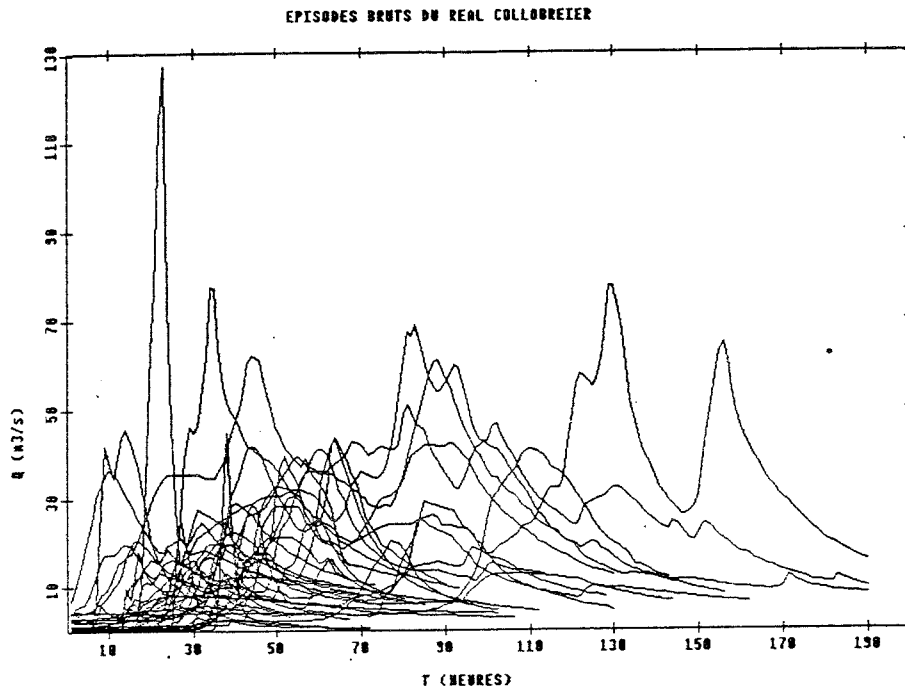


Fig. II.33 : Ensemble des épisodes de crue bruts utilisés dans l'étude du Réal Collobrier (Echantillon de calage).

La première caractéristique de l'échantillon de calage est le manque d'homogénéité de l'ordre de grandeur des pics (voir figure II.33). Nous pouvons distinguer les épisodes (la majorité) dont les pics sont compris entre 14 et 40 m^3s^{-1} , de ceux, beaucoup moins nombreux, dépassant les 40 m^3s^{-1} (sans dépasser les 75 m^3s^{-1}) ainsi qu'un épisode de 128 m^3s^{-1} (le 6803). Celui-ci, très exceptionnel dans la longue série des données disponibles, aura un poids trop important sur la détermination de la FT, car ses points en variation de débit (DQ) seront très éloignés du nuage moyen.

En effet, (voir figure II.34) cet épisode se caractérise par une réponse presque immédiate (on passe de 0.1 m^3s^{-1} à 128 m^3s^{-1} en 3.5 heures), et à la différence des autres épisodes il ne comporte presque pas de décrue (on revient de 128 m^3s^{-1} à 10 m^3s^{-1} en 2.5 heures).

Ce problème de valeurs extrêmes, commun aux algorithmes fondés sur les moindres carrés, conduit à une FT qui s'attache plutôt à reproduire les caractéristiques de cet épisode que celles de l'ensemble des épisodes. Ceci permet de justifier l'échec de nos premières études, où cet épisode amenait l'identification d'une FT de mémoire trop courte ($K = 9$) et sans queue de décrue (Thielen, 1988).

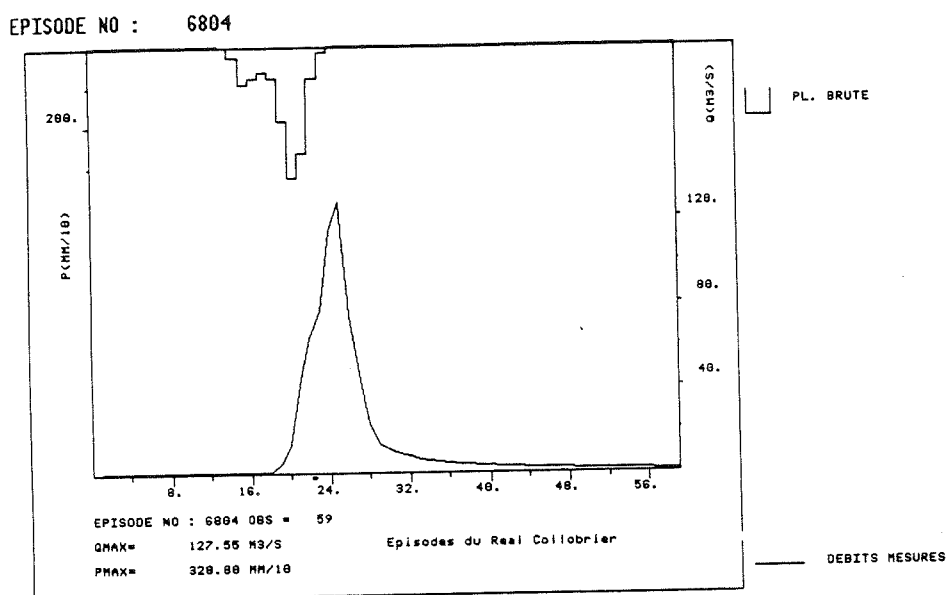


Fig. II.34 : Episode 6803 (septembre 1968) du jeu du Réal Collobrier.
Il s'agit d'un épisode exceptionnel par le volume du pic et par la vitesse de réponse.

Il va de soi que, dans ce cas, seules les crues mettant en jeu des DQ assez importants (au delà de $\pm 10 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) seront bien reproduites, la plupart des autres étant mal estimées car elles ne dépassent guère des variations de débit de l'ordre de $5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

Ces résultats nous ont conduit à redécouper l'échantillon en deux pour essayer d'améliorer les performances. Suite à ces essais (Wendling, 1989), nous avons décidé d'éliminer cet épisode de l'échantillon de calage, mais de le retenir pour la validation.

Il nous permettra alors de tester la capacité de notre modèle à traiter des épisodes sortant des limites définies lors du calage. Ce test est capital puisque notre but est la prévision des crues.

L'élimination de cet épisode, et de deux autres considérés comme "douteux" réduit l'échantillon utilisé pour le calage de la DPFT, mais aussi des modèles de Fonction de Production, à 27 épisodes, les 10 autres constituant le jeu de validation.

II.3.3.3 - Nombre d'itérations

Lors des essais effectués, nous avons trouvé que la FT ne se stabilisait pas avec 5 itérations. Cet effet peut être lié à l'existence d'erreurs non négligeables sur le jeu de données : Nalbantis (1987, pp. 203-212) avait montré que la non stabilisation de la FT après 5 itérations

était l'indice de l'utilisation de données bruitées.

Dans nos essais, l'influence du nombre d'itérations a largement été testée et, dans tous les cas, la convergence n'a jamais été atteinte avec 5 itérations. En général, nous avons eu besoin de 6 ou 7 itérations sans une vraie stabilisation (la FT continue à se "déplacer" un peu).

Finalement, nous utilisons 6 itérations (voir figure II.35), mais, bien que la convergence soit suffisante, la stabilisation est loin de celle observée sur le Gardon, où avec 3 itérations nous obtenions presque la FT définitive (voir figure II.12).

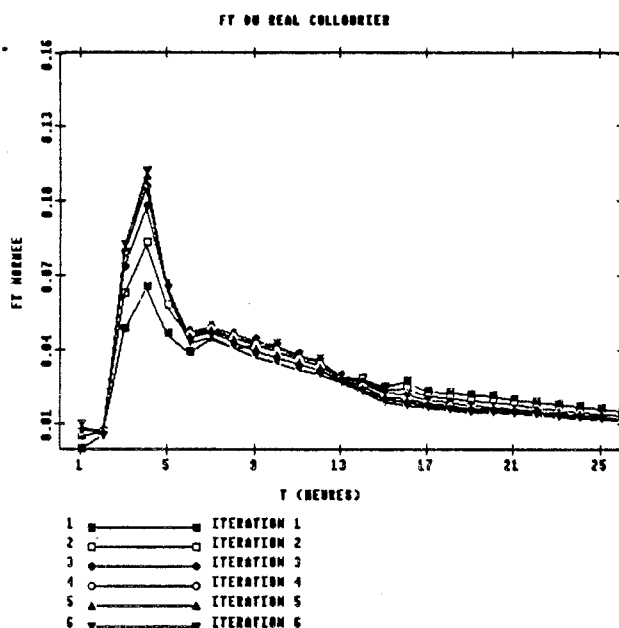


Fig. II.35 : Evolution de la FT identifiée au cours des 6 itérations.

La conclusion est donc claire : soit la qualité des données est bien moins bonne que dans le cas du Gardon, soit les épisodes utilisés ne correspondent pas à la réponse d'un seul système hydrologique invariant à une série d'épisodes de pluie plus ou moins cohérents avec l'hypothèse d'une structure spatiale commune.

Néanmoins, les études sur la pluviométrie du bassin, utilisant à peu près le même jeu de données, (CTGREF, 1978 ; Lehucher, 1986) ont montré qu'il n'y a pas de cassures dans les séries des données de pluie. De plus, au moins au pas horaire, elles possèdent une structure spatiale commune correspondant à peu près à un plan incliné, souvent influencé par l'existence d'un gradient E-W induit par la crête (E) qui barre le chemin aux masses d'air méditerranéennes et qui déclenche (par effet de la déstabilisation provoquée par l'élévation de la masse d'air humide) les principaux phénomènes pluvieux du bassin.

Par ailleurs, les excellents résultats néanmoins obtenus (tant sur les Q que sur les DQ) avec une FT invariable sur le jeu de 27 épisodes (voir tableau II.6) doivent, à notre avis, cacher plus qu'un simple artifice mathématique.

Par conséquent, nous considérons plutôt que le jeu de données disponibles est significativement bruité. C'est sans doute l'effet du choix d'un pas de temps trop fin par rapport aux possibilités des appareils, effet qui pourrait être affaibli par l'utilisation d'une meilleure estimation de la PB sur le bassin.

Nous devons donc traiter les problèmes liés à ce bruit sur les données, ce qui nous amène à l'application de la DPFT dans un cadre un peu différent de celui du Gardon.

II.3.3.4 - *La contrainte $PE \leq PB$*

Etant donné ces doutes sur la qualité des données, pouvons-nous imposer la contrainte $PE \leq PB$?

La réponse est claire : NON !

En effet, si on compare la FT définitive (sans imposer cette contrainte) avec celle identifiée quand la seule option modifiée est l'application de la contrainte, on note une différence significative (voir figure II.36), même dans l'allure du pic principal.

Mais, la différence est encore plus claire quand on compare les épisodes reconstitués : l'imposition de cette contrainte empêche de bien reproduire la plupart des épisodes, où on retrouve des problèmes de volume, liés à une mauvaise estimation de la PB ou aux décalages temporels entre la pluie et le débit (voir figure II.37).

Quant aux coefficients de qualité (voir tableau II.6), soulignons que l'amélioration des résultats obtenue est assez importante quand on la compare avec la faible amélioration obtenue sur le Gardon (voir tableau II.4). Néanmoins, la non utilisation de la contrainte induit en général un effet un peu négatif, très faible dans ce cas, sur la structure des PE, qui seront un petit peu plus instables.

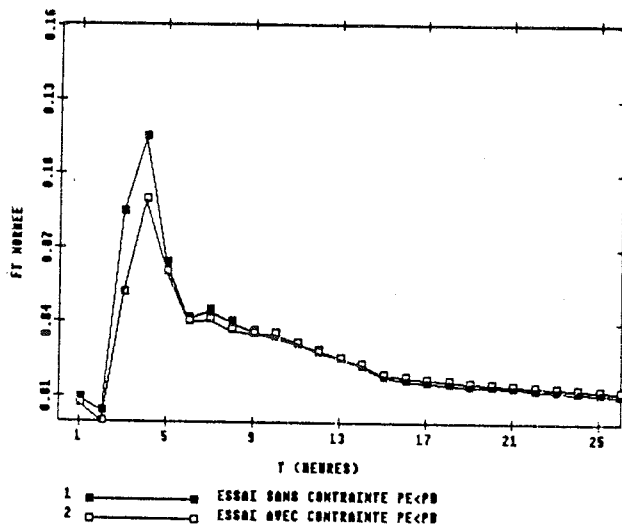


Figure II.36 : Comparaison de la FT définitive avec celle identifiée en imposant la contrainte $PE \leq PB$

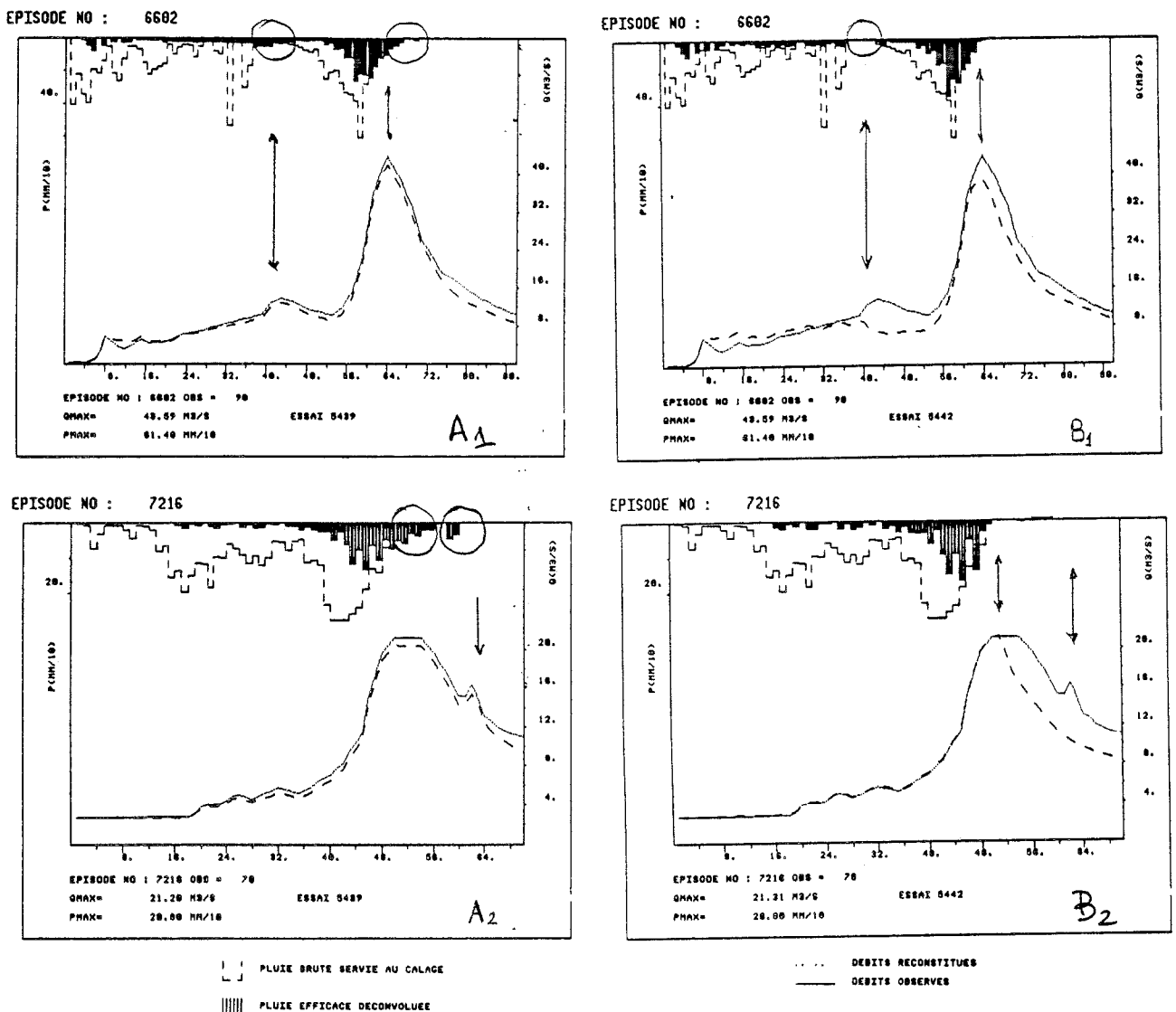


Figure II.37 : Comparaison des épisodes estimés selon que l'on impose la contrainte ou non. 1) Episode 6602: (A1) sans imposer la contrainte ; (B1) en l'imposant. 2) Episode 7216 : (A2) sans contrainte ; (B2) avec contrainte.

	ESSAI DEFINITIF	AVEC CONTRAINTE PB ≤ PB	SANS BRUIT TEMPOREL	DELIMITATION PREMIERE PB # 0	K = 25 LISAGE=11	K = 12 LISAGE=11	TROP DE RIDGE 4 10 ⁻¹ , 10 ⁻³
R ² _g	.97	.93	.94	.96	.95	.93	.95
E _g	.97	.93	.93	.96	.95	.85	.95
R ² _{Dg}	.98	.91	.96	.98	.97	.97	.97
E _{Dg}	.98	.91	.96	.98	.97	.97	.97

Tableau II.6 : Résultats obtenus pour les différents essais comparés.

II.3.3.5 - L'élimination des inconnues quand la PB est nulle

Nous avons vu qu'en général, l'élimination des pas de temps où la PB était nulle avait un effet bénéfique : la réduction du nombre d'inconnues (les PE à identifier). Dans ce cas, ceci est vrai quand il s'agit de pas de temps entre deux paquets de pluies bien différenciés (temporellement). Mais qu'en est-il juste à la fin des averses, dans la gamme d'incertitude temporelle des appareils ?

Nous venons de décider de ne pas imposer la contrainte $PE \leq PB$. Mais, celle-ci n'a aucun effet si la PB est nulle. Dans ce cas, nous ne pouvons pas tester si la définition temporelle des paquets de pluies est correcte.

Si nous voulions le faire, il faudrait supprimer l'option de la réduction d'inconnues (élimination des pas de temps où la PB est nulle), mais cela ne nous intéresse pas. Nous aimerions seulement introduire la possibilité d'estimer des PE, même quelque pas de temps après la fin de la PB. Pour cela, nous introduirons un très petit "bruit temporel" (0.01 mm par pas de temps) sur quelques pas de PB initialement nulle. Cela nous permettra, grâce à l'élimination de la contrainte, d'identifier des PE après la fin mesurée de certaines averses considérées comme critiques. La méthode peut ainsi tester l'existence d'erreurs dans la définition temporelle de la PB.

La comparaison des FT identifiées (voir figure II.38), utilisant ou non des séries de PB bruitées temporellement, montrent des différences sur l'estimation du pic et de la queue, qui vont se faire sentir sur certains épisodes (voir figure II.39).

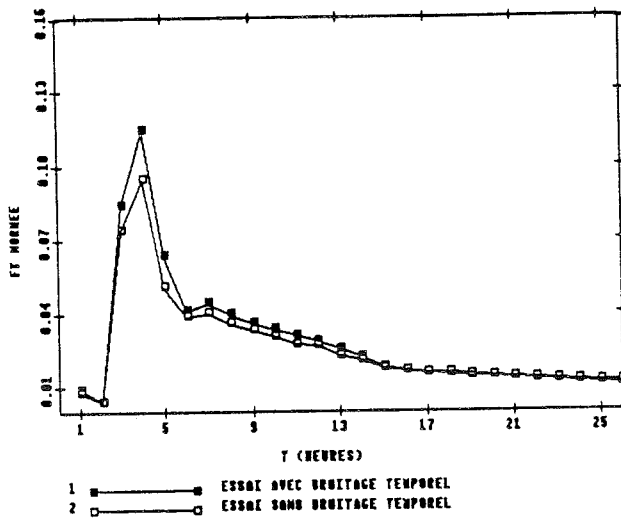


Figure II.38 : comparaison de la FT définitive avec celle obtenue sans bruite temporellement les séries de PB

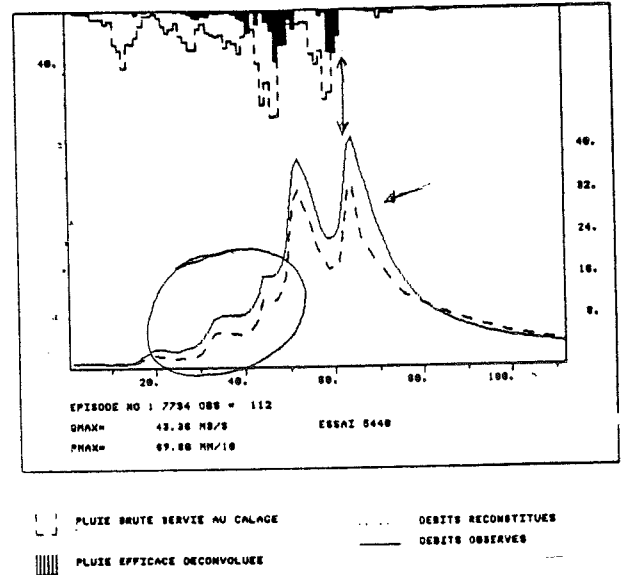


Figure II.39 : Episode 7734 de l'essais sans bruitage temporelle de la PB. On s'aperçoit du problème introduit sur l'estimation des faibles DQ.

Néanmoins, les principales déficiences étaient dues au manque de PE identifiées à la fin des paquets de pluie, qui provoquaient des défauts caractéristiques sur la reconstitution des épisodes, même sur les DQ (voir figure II.40). Ces défauts de volume se mélangeront avec l'incapacité à reproduire les faibles DQ, surtout avant le pic, et conduiront à une diminution des coefficients de qualité (voir tableau II.6).

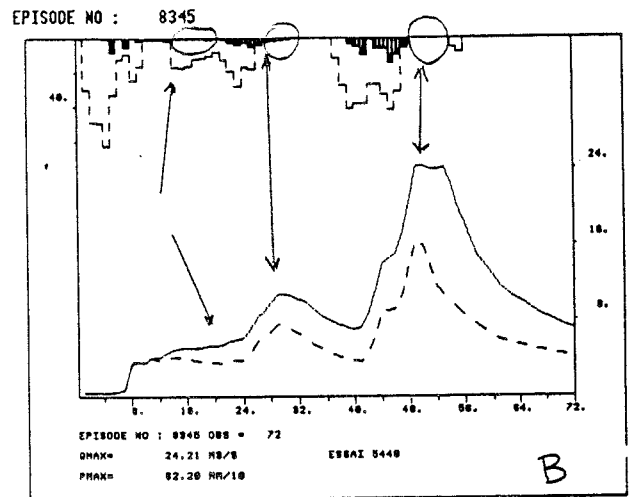
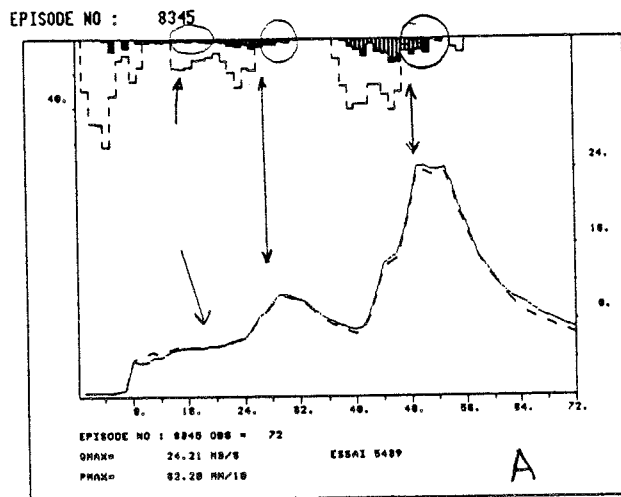


Fig. II.40 : Comparaison de l'épisode 8345 (décembre 1983).

A : estimation avec bruitage temporel des PB ; B : estimation sans bruitage temporel.

Par contre le bruitage temporel paraît apporter une meilleure stabilité des PE estimées, même aux pas de temps où la contrainte et le bruitage, ne sont pas utilisés, à cause d'une meilleure identification de la FT. Mais il y a quand même une question à se poser.

Nous avons accepté un degré d'erreur sur les données un peu plus grand que dans le cas du Gardon. Et nous voulons bien admettre qu'une mauvaise définition temporelle des mesures à un pas de temps près (1/2 heures) puisse exister. Mais, les résultats montrent quand même des erreurs de quelques heures entre la fin de la PB et la dernière PE estimée, et cela est difficilement admissible, voire inadmissible.

La réponse à ce problème est donnée par Nalbantis (1987, pp. 326-332) dans ses travaux sur des données générées :

Quand il y a en même temps des erreurs sur l'amplitude et sur la chronologie des séries de PB, la méthode est incapable de déterminer par elle-même la vraie durée de l'épisode pluvieux efficace. En effet, dans ce cas, on identifie une FT pratiquement identique à celle identifiée avec un bruit portant uniquement sur l'amplitude, mais on remarque une tendance de la méthode à donner des valeurs de PE non nulles là où on sait que les vraies pluies efficaces étaient nulles (p. 327).

En d'autres termes : une fois acceptée l'existence d'erreurs tant en chronologie qu'en amplitude, la conclusion est que la FT pourra être bien identifiée, mais par contre les PE auront une incertitude temporelle à cause de l'incapacité de la méthode à s'affranchir des deux erreurs conjuguées, et par conséquent, les délais observés dans la fin des PE ne doivent pas nous étonner (!).

II.3.3.6 - *La délimitation des épisodes*

Nous avons vu sur le Gardon que la règle d'une délimitation stricte aux abords des pics de crue pouvait être reconsidérée afin de pouvoir s'attaquer à la modélisation de crues multiples avec un coût raisonnable.

Néanmoins, ceci ne se vérifie plus sur le Réal à cause des incertitudes sur les données. Nous avons d'abord utilisé, pour définir le début de l'épisode, le critère de la première pluie significative. Dans le cas des épisodes longs, cela s'est révélé inadapté et il a été remplacé par le critère définitif : considérer la première PE non nulle comme premier pas de l'épisode.

Quand on compare les FT identifiées à l'aide des deux critères de délimitation des épisodes (voir figure II.41), on ne remarque aucune différence. Sur les coefficients de qualité (voir tableau II.6), ce changement n'a guère d'influence : rien dans le cas des DQ, presque rien sur les Q, ce qui correspond à notre expérience antérieure.

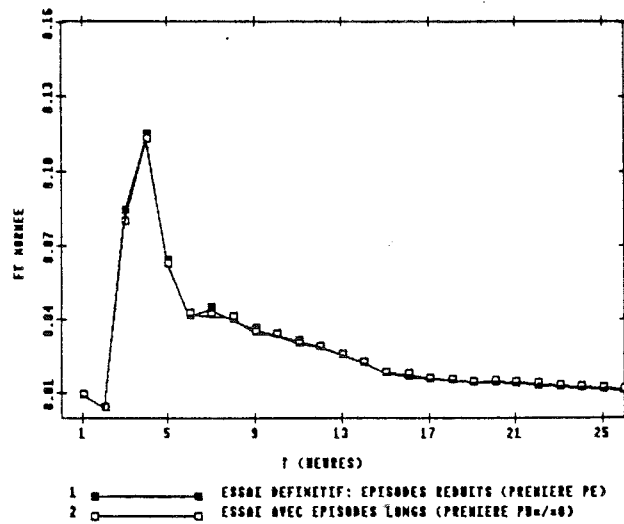
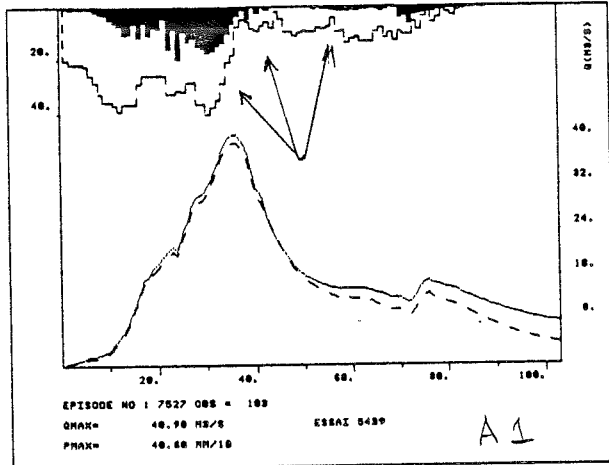
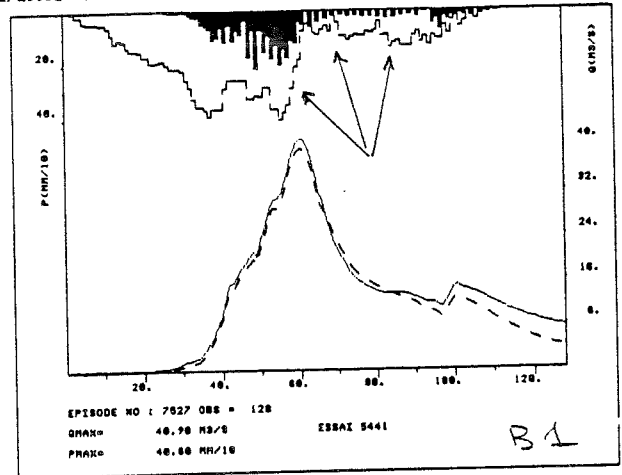


Figure II.41 : Comparaison de la FT définitive avec celle identifiée en utilisant des épisodes plus longs (critère de la première PB significative).

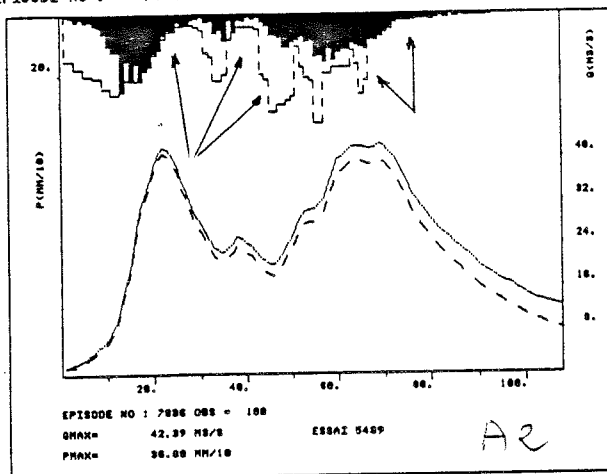
EPISODE NO : 7527



EPISODE NO : 7527



EPISODE NO : 7836



EPISODE NO : 7836

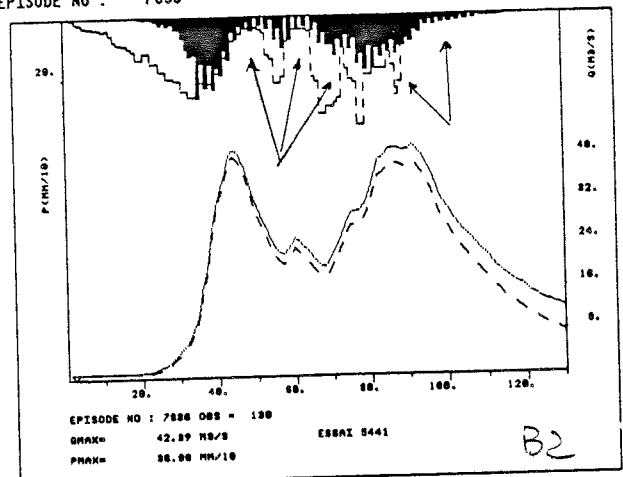


Figure II.42 : Comparaison des épisodes longs quand on change le critère de délimitation.
 1) Episode 7527 : (A1) avec critère de la première PE $\neq 0$; (B1) critère première PB $\neq 0$.
 2) Episode 7836 : (A2) avec critère PE $\neq 0$; (B1) critère PB $\neq 0$.

Néanmoins, quand on compare les reconstitutions de certains épisodes (d'assez longue durée, > 100 pas), les différences deviennent critiques quant à la stabilité des PE (presque pas sur la reproduction des Q). La figure II.42 montre la comparaison de deux épisodes où la seule différence est le critère de délimitation des épisodes. Ce problème ne doit intervenir que dans la phase de déconvolution, où le gain de degrés de liberté se montre alors crucial.

Notons que ce critère de délimitation reste inchangé en ce qui concerne la fin des épisodes. Au moins K pas de temps (K = mémoire) après la dernière PB considérée. En revanche, pour déterminer le commencement il faudra faire un premier essai qui permettra de choisir le pas du début : la première PE non nulle estimée.

Enfin, les fortes instabilités sur les séries de PE qui apparaissent lorsqu'on augmente la longueur des épisodes, ont été rattachées par Nalbantis (1987, pp. 338-349) à la sensibilité de la méthode aux erreurs sur le débit.

Nous sommes donc en présence d'un véritable cas "d'école", que Nalbantis avait déjà mis en évidence sur des données générées, mais qui ne doit pas être rare puisqu'il écrit, "*c'est d'ailleurs un cas qui peut se reproduire très souvent sur des données réelles*" (p. 349).

II.3.3.7 - La mémoire à identifier

Mais tout n'est pas pour autant résolu : Même avec ces "libertés" et ces corrections que nous nous sommes autorisées au nom des erreurs sur les données, certains épisodes ne pouvaient pas être bien expliqués.

Il a alors fallu "défier" les règles d'usage pour atteindre les bons résultats de la FT définitive. Un de ces défis a été le choix de la mémoire à identifier.

En suivant les règles, nous avons identifié une mémoire de $K = 12$ pas (essai 5300 : 3 fois le temps de montée au pic principal). Pourtant, les résultats n'étaient pas très bons en Q. Le changement de la mémoire K, prise égale à 25 pas (plus de 6 fois le temps de montée !), tout en continuant à commencer le lissage au 11ème pas, nous a permis de faire le pas en avant définitif (essai 5400).

En effet, même si les FT ont une morphologie semblable (voir figure II.43), il y a un changement crucial de la taille du pic et de la queue. Ce changement améliore les résultats globaux (voir tableau II.6), mais surtout la reconstitution des épisodes, et plus spécialement de ceux qui étaient systématiquement mal reconstitués (voir figure II.44).

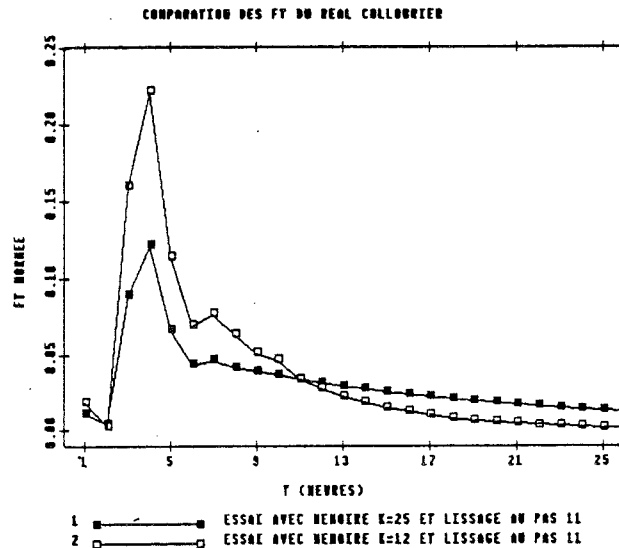


Fig. II.43 : Comparaison des FT de deux essais non définitifs, en ne changeant que la mémoire, mais avec un même lissage.

Remarquons que, même si nous identifions 25 termes, la FT est lissée à partir du 11ème terme à l'aide d'un ajustement exponentiel sur les 4 derniers pas (du 8ème au 11ème). On ne prend donc pas en compte les derniers termes identifiés (entre le 12ème et le 25ème). Néanmoins, le changement sur la FT identifiée qui en résulte est notable et joue un rôle déterminant sur la déconvolution des PE et sur la reconstitution des épisodes.

Il semblerait que le fait d'identifier plus de termes permette de mieux appréhender les premiers coefficients de la FT, qui maintenant ne sont pas contraints à tout expliquer (on identifie 25 coefficients au lieu de 12). De cette façon, même si le lissage est commencé trop tôt, pendant l'identification on réussit à obtenir des résultats bien meilleurs.

Nous sommes ici en contradiction avec ce que Nalbantis propose (1987, pp. 202-203) : au-delà de 3 fois le temps de montée du pic "le lissage de la queue et le fait de renormer l'ensemble de la fonction rendent inutile de pousser trop loin l'identification".

Néanmoins, il y a une explication qui peut nous permettre de lever ce paradoxe : Nalbantis a utilisé des données générées sans erreurs et, malheureusement, il n'a pas étudié l'influence du choix de la mémoire avec des données bruitées. Or, nous sommes en train d'utiliser des données réelles, et donc bruitées, et sa conclusion ne nous concerne pas.

Mais en fait, il ne nous semble pas que les erreurs sur les données soient la seule explication. Il nous semble plutôt que la différence vienne de l'utilisation par Nalbantis de FT

généérées par une fonction gamma. Avec ce type de fonction, la règle proposée pour la mémoire prend vraiment tout son sens. Dans les autres cas, l'indentification de la mémoire ne se prêtera pas à des règles simples (Nalbantis, 1987, pp. 266-271, en présente un exemple avec une FT non issue d'une simple fonction gamma, qui ne lui suffit pas pour conclure).

Concrètement, notre FT définitive (voir figure II.31), que nous commenterons plus tard, possède une forme propre du moins jusqu'au 17ème pas. Donc, toute mémoire inférieure à 17 pas ne pourra pas bien décrire cette FT, qui ne se "résigne" pas à être un pic défini par une fonction gamma.

En conclusion, nous proposons, dans le cas de réponses complexes, d'aller "assez loin" dans l'identification (de l'ordre d'un tiers de la durée d'un épisode moyen, si les données nous le permettent) afin de donner la possibilité à l'algorithme de trouver par lui-même une FT convenable, quitte à réduire ensuite la taille de la mémoire à une valeur plus correcte. En revanche, l'utilisation d'une mémoire d'emblée trop courte donnera un poids excessif au pic de la FT (comme Nalbantis, (1987) le montre pp. 189-208) et diminuera considérablement la queue de la FT identifiée. Ceci aura une influence très négative sur la reconstitution des épisodes, ce qui montrera une incapacité fictive de la méthode à bien déconvoluer les PE donnant lieu aux faibles DQ ou à bien reproduire les queues des crues. C'est vrai pour l'exemple présenté, figure III.44, ou pour la plupart des épisodes reconstruits par Thielen (1988), ou, malgré les nuances introduites, par Wendling (1989).

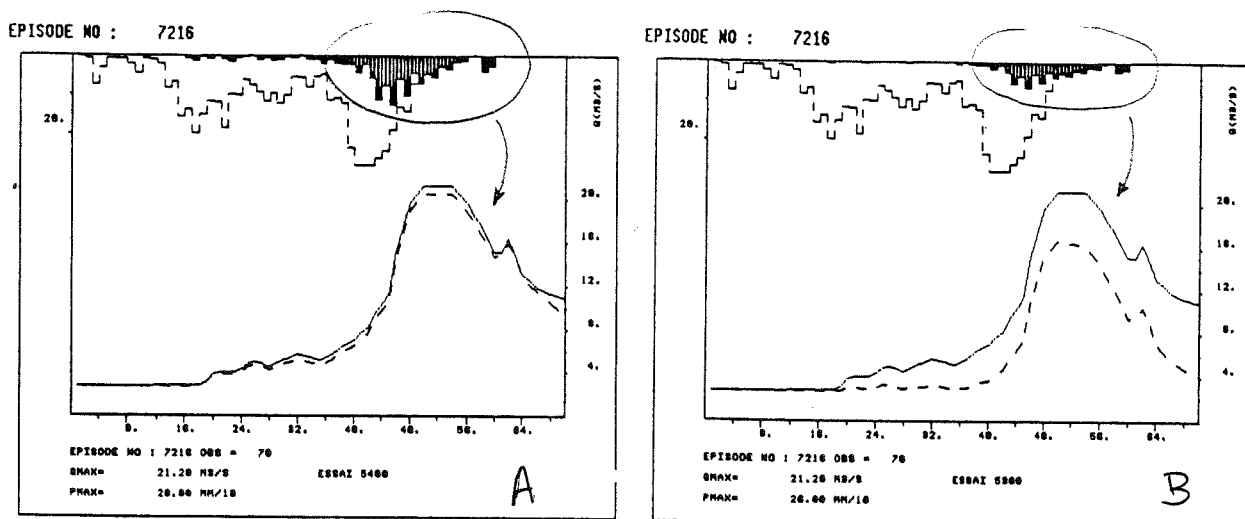


Fig. II.44 : Episode 7216 : la mauvaise estimation de la mémoire provoque une reconstitution de l'épisode trop déficitaire, donnant l'impression que la déconvolution n'a pas réagi aux faibles DQ. A : estimation avec une mémoire de $K = 25$; B : estimation avec $K = 12$. Ces deux essais ont été réalisés avec un lissage commencé au 11ème pas, avec bruitage temporel et sans imposer la contrainte (A comparer avec la figure II.37).

II.3.3.8 - Le lissage

Mais si la mémoire est $K = 25$, où faut-il commencer le lissage ?

Après de nombreux essais sur l'effet du début du lissage et de la taille de la mémoire, nous avons obtenu comme couple optimal une mémoire de 25 pas et un lissage commencé au 20^{ème} pas ($< K - 1$).

En effet (voir figure II.31), la FT définitive nous montre qu'il y a un changement de régime vers le pas 16, et donc, si on commence l'ajustement du lissage avant, ce lissage ne correspondra pas à la nature de la FT et induira un déficit assez important sur la queue.

II.3.3.9 - Le coefficient de Ridge

La Ridge avait été retenue car en présence d'erreurs elle permettait d'obtenir des meilleurs résultats, et surtout d'apporter une certaine stabilité aux séries de PE. Son rôle est néanmoins moins important pour l'identification de la FT, qui retrouve indéfectiblement le même aspect, y compris avec des jeux de coefficients de Ridge très différents, mais dans la plage de 0.1 à 0 (voir figure II.45).

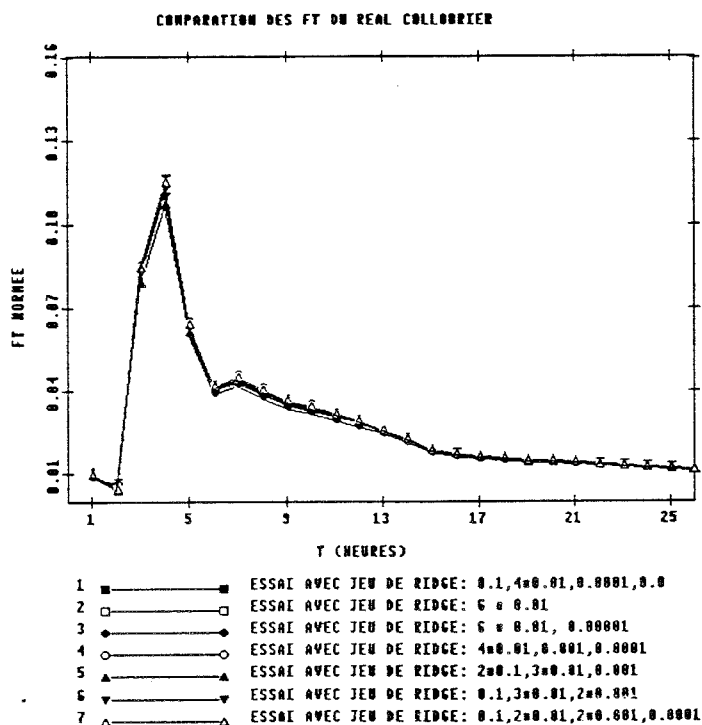


Fig. II.45 : comparaison des FT identifiées pour différents essais, où seuls les coefficients de Ridge ont été modifiés

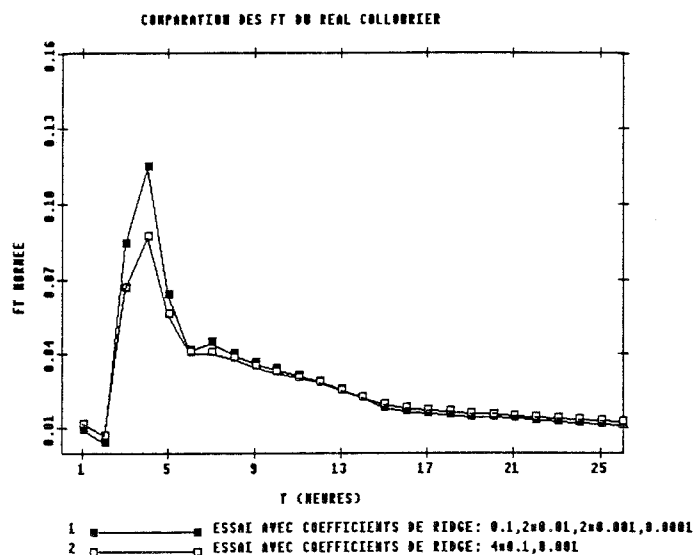


Fig. II.46 : comparaison de la FT définitive avec celle identifiée en changeant les coefficients de la Ridge.

Seuls deux critères doivent être respectés :

a) A la dernière itération, on doit réduire le coefficient de Ridge par rapport aux précédents. Cela permet de réduire le biais du volume lors de la dernière déconvolution.

b) Il ne faut pas utiliser une Ridge trop forte (10^{-1}) plus de 3 fois de suite. En effet, si nous prenons une Ridge de 10^{-1} pendant 4 itérations, le biais est trop fort pour permettre de bien faire évoluer l'identification de la FT.

Un essai fait avec 5 itérations et un jeu de coefficients de Ridge ($4 * 10^{-1}$, 10^{-2}) permet d'illustrer ce propos. Dans ce cas, la FT se stabilise très bien, en 5 itérations, mais même si son aspect est voisin de la FT acceptée comme définitive, elle sous-estime de façon notable le pic (voir figure II.46).

Les reconstitutions en Q et DQ sont très bonnes (voir tableau II.6), mais il faut pour cela augmenter de façon irréaliste le volume de la PE estimée (voir figure II.47).

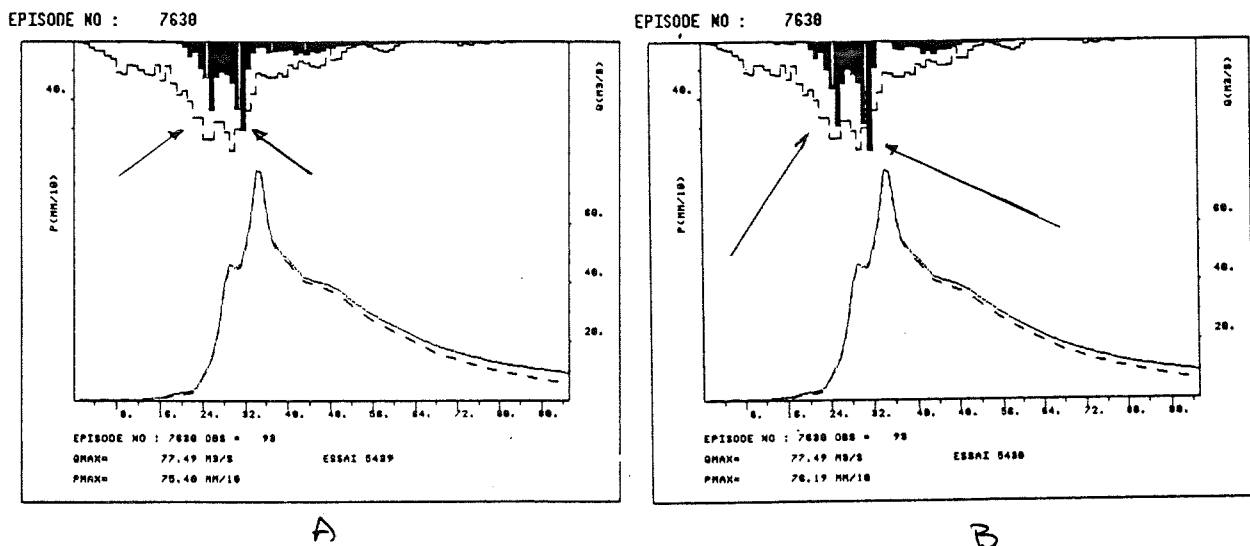


Fig. II.47 : Comparaison de l'épisode

A : estimation définitive, Ridge = [10^{-1} , $2 \cdot 10^{-2}$, $2 \cdot 10^{-3}$, 10^{-4}].

B : estimation avec jeu de Ridge = [$4 \cdot 10^{-1}$, 10^{-2}].

Cette constatation est inquiétante ! Comment pouvons-nous savoir que la Ridge utilisée est trop forte, si la FT converge bien (même mieux), les résultats sont presque excellents et les PE sont même un peu plus stables ?

Nous proposons alors de faire des essais avec une Ridge nulle sur les deux dernières itérations (le faire uniquement à la dernière débiaiserait les PE, mais pas la FT identifiée).

Nous obtiendrons alors l'ordre de grandeur vers lequel tend la FT identifiée en l'absence de biais. Une fois cet ordre de grandeur appréhendé, c'est à l'utilisateur de choisir : il faut introduire une certaine Ridge permettant de gagner en stabilité. Mais il ne faut pas non plus perdre de vue les effets de taille du pic, qui pourraient générer une surestimation des séries de PE rendant ainsi les résultats inutilisables.

Ces essais nous ont permis de choisir le jeu final des coefficients de Ridge.

II.3.4 - Les résultats définitifs

Les résultats définitifs proposés sont caractérisés par la FT du bassin (voir figure II.31) et par les séries de PE estimées qui permettent de très bien reproduire les débits des épisodes, comme le montrent les coefficients globaux de qualité (voir Tableau II.6 pour les coefficients, et l'Annexe II pour les épisodes).

Les graphiques d'ensemble (voir figure II.48) montrent la comparaison entre les DQ (ou Q) calculés par la DPFT (par convolution des PE estimées avec la FT identifiée) et ceux qui ont été observés.

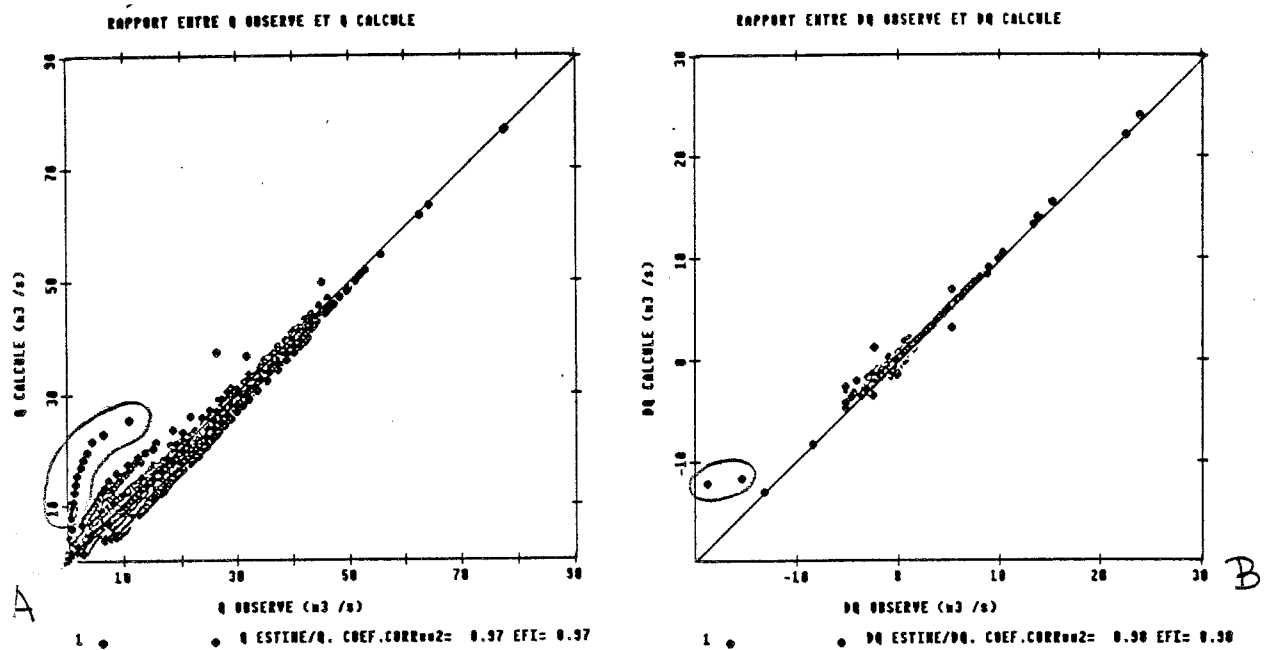


Fig. II.48 : Graphiques de comparaison sur l'ensemble des épisodes.

A : Q calculés par la DPFT / Q observés ; B : DQ calculés par la DPFT / DQ observés.

En ce qui concerne les DQ, le graphique montre l'excellente qualité des résultats ($R^2 = .98$, $E = .98$ et coefficients de la droite de régression $a = 1.03$ et $b = 0.0 \text{ m}^3\text{S}^{-1}$). Seuls 2 points d'une décrue trop brusque (l'épisode 7426, voir figure II.49) n'ont pas été bien reproduits. Cette erreur se retrouve sur le graphique de comparaison des Q, où on voit la décrue de cet épisode s'écarter du nuage. Cependant, la qualité de la reconstitution en Q est aussi excellente ($R^2 = .97$, $E = .97$, $a = 1.01$, $b = 0.4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) surtout pour les forts débits, objectif principal d'une prévision

de crues.

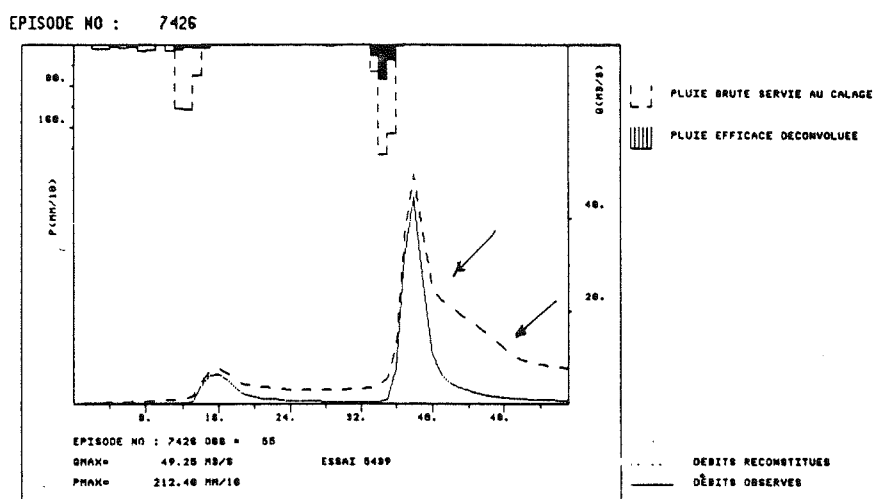


Fig. II.49 : Episode 7426 du Real Collobrier : comparaison des débits calculés par la DPFT avec ceux observés.

Il faut noter que le déficit systématique trouvé sur le Gardon a ici disparu. Cela pourrait sembler en contradiction avec les “plaintes” presque continues que nous avons émises quant à la différence de qualité des données. Mais en fait, nous avons fait des choix permettant de nous affranchir des effets des données bruitées afin de retrouver de bonnes reconstitutions des débits.

Néanmoins, il a fallu sacrifier en partie à la qualité des séries de PE : nous avons accepté de retrouver des PE > PB, et même des PE non nulles sur quelques pas où la PB était nulle. Ceci remet en cause la qualité des résultats obtenus, car ces séries de PE seront plus difficilement reproductibles. Mais nous y reviendrons un peu plus tard.

Finissons avec l’analyse de la FT identifiée. Comme nous l’avons vu, elle est très robuste, sans doute le résultat le plus robuste obtenu par la méthode, car sa forme est restée inchangée sur la plupart des essais réalisés, même avec des options différentes.

Sur cette FT (voir figure II.31) nous pouvons distinguer 4 parties ou phases :

- 1) Un premier pic, qui traduit une réponse immédiate du bassin.
- 2) Le pic de la FT proprement dit, représentant la majorité des phénomènes rapides générant la pointe des crues.
- 3) Une bosse caractéristique d’une composante subsuperficielle de crue.
- 4) La queue finale, retrouvée par identification, qui nous montre un changement de pente considérable avec la bosse, et le besoin de prendre en compte une portée de l’influence des PE assez considérable. C’est cette partie qui nous a permis de bien reconstituer les décrues sans avoir besoin de faire appel à des techniques de filtrage.

De ces 4 parties la première mérite une attention particulière. En effet, l'existence d'une réponse immédiate n'est pas tout à fait extraordinaire. C'est plutôt le fait qu'elle constitue un pic en elle-même, mais sans continuité avec le pic principal, qui nous permet de suggérer que sa genèse doit être différente et spécifique.

Il va de soi qu'il faudrait une étude de terrain complémentaire pour pouvoir proposer une hypothèse bien fondée. Néanmoins, il y a une chose que nous pouvons affirmer : Vu le temps de réponse (moins d'une heure), cette composante doit être générée aux alentours des 5 premiers km linéaires de rivière à l'amont de l'exutoire. De plus, la réponse de cette zone doit être immédiate, et la cassure entre les deux pics montre le changement de nature de ces deux composantes de la FT.

Nous proposons l'explication suivante pour cette réponse :

On pourrait d'abord penser à l'influence de la ville de Collobrières (à peu près 0.5 km² de surface urbanisée), qui, avec un coefficient de ruissellement proche de 1 pourrait expliquer une contribution d'à peu près 1% de la FT normée (exactement l'ordre de grandeur du pic observé). Mais étant donné qu'elle se trouve à 8 km de l'exutoire, cette contribution aurait un délai qui ne permet pas d'expliquer l'apparition du pic dès la première demi-heure.

Nous pouvons plutôt évoquer l'effet de la route (qui longe la rivière entre l'exutoire et la ville), ainsi que la réponse des terrains plats qui caractérisent cette partie du bassin, et où l'apparition d'une zone source sur les terrains facilement saturables aux abords de la rivière serait envisageable.

Cependant, il faut reconnaître que cette explication est un peu "tirée par les cheveux", et qu'interpréter la morphologie de la FT est fort difficile. Dans notre cas, vu l'importance relative de ce pic (1%) et comme il est obtenu pour le premier pas de temps, il est préférable de se méfier des interprétations physiques possibles (Nalbantis, 1987, suggère que le premier coefficient est celui où les problèmes numériques ont une plus grande influence). De plus, on est en train de parler d'un ensemble de phénomènes qui ont été mélangés de façon peu évidente dans la structure de la FT. En effet, l'Hydrogramme Unitaire, et donc la FT, peut constituer un excellent outil pour décrire les chroniques de débit, et même pour effectuer des prévisions de crues. Mais cela n'est pas le bon outil pour réussir à bien comprendre la physique des mécanismes hydrologiques.

Néanmoins, nous pouvons être satisfaits de notre FT, car non seulement elle réussit à bien reconstituer un ensemble de 27 épisodes différents, mais elle présente aussi une structure où l'on reconnaît les phénomènes admis comme prépondérants (par exemple un retard de deux heures, comme celui du Gardon, nous aurait effrayé ...), tout en gardant, à notre avis une très belle allure.

II.4 - QUALITE DES SERIES DE PLUIE EFFICACE ESTIMEES ET INTERET DE LEUR UTILISATION

Refermons maintenant la première partie de notre travail. Nous avons appliqué la méthode DPFT, qui s'est révélée, après de nombreuses études, être un excellent outil pour identifier la Fonction de Transfert (FT) du bassin et les séries de Pluie Efficace (PE) associées aux épisodes utilisés, l'objectif étant de rendre ensuite plus facile l'étude de la Fonction de Production (FP), clé de notre problème.

Le travail préalable étant terminé nous allons maintenant, à l'aide de ces séries de PE, nous attaquer à l'étude de la FP. Néanmoins, une question se pose : quelle est la qualité de ces outils (les PE) ? Vont-elles nous aider à résoudre notre problème ? Il faut tout d'abord rappeler que nous n'avons aucun moyen de mesurer leur qualité de façon objective, tout simplement parce que personne n'a jamais pu les mesurer. On voit alors un premier intérêt de notre approche : nous avons réussi à "mettre sur papier" une estimation de la structure temporelle des séries de PE.

Il nous faut maintenant définir ce que nous leur demandons, afin de répondre à notre question.

D'une part, elles doivent nous permettre de bien reproduire les épisodes étudiés, et surtout les pics de crue. D'autre part, elles doivent pouvoir se déduire des informations dont on dispose.

La première demande est pleinement satisfaite dans le cadre des deux bassins étudiés. En d'autres termes, si nous sommes capables de retrouver ces séries de PE, nous pourrions bien reproduire les épisodes, et bien prévoir les crues.

Mais peut-on les prévoir ? Suivent-elles une logique ? Et si oui laquelle ?

Tout d'abord, sur le Gardon, les résultats ont montré que les PE estimées avaient une structure assez stable et qu'elles satisfaisaient à des critères, nous permettant de conserver l'espoir de pouvoir les modifier. Néanmoins, un doute subsiste à cause du biais systématique du volume, qui montre que quelque chose nous a partiellement échappé. Mais ce biais a été accepté comme le prix à payer en renonçant à utiliser un modèle de composante lente.

Ensuite, l'application sur le Real Collobrier nous a permis de retrouver des effets que Nalbantis (1987) avait décrit lors des études sur la capacité de la méthode à retrouver les PE et la FT optimales en présence de bruit sur les données. Ces études théoriques nous ont permis

d'affirmer que la FT a été, sans doute, bien identifiée. En revanche, ces mêmes études nous interpellent quant à la qualité de l'estimation des PE :

D'une part, l'existence d'erreurs sur les PB, même assez considérables (jusqu'à 30 %) ne nous empêchera pas de bien retrouver la FT, et même des séries de PE pas trop éloignées des séries optimales. Cependant, pouvons-nous à partir de ces PB, reconstruire les séries de PE estimées (même en acceptant que ces dernières soient parfaites) ?

D'autre part, si les erreurs portent sur les débits, la méthode aura beaucoup plus de problèmes. A nouveau, la FT pourra être identifiée de façon acceptable, mais les erreurs se retrouveront sous la forme d'instabilités dans la structure temporelle des PE, ainsi que sous la forme de biais en volume.

Sur ce point, erreurs sur les débits, imaginons un nouveau cas de figure : supposons qu'il y ait un changement dans la courbe de tarage (comme celui qui s'est produit pour le Gardon), et que nous ne nous en apercevions pas.

La figure II.50 montre, pour deux vrais épisodes du Gardon de 1983 quels sont les débits obtenus en utilisant les deux courbes de tarage dont nous disposons, alors que l'on sait qu'aucune n'est la bonne.

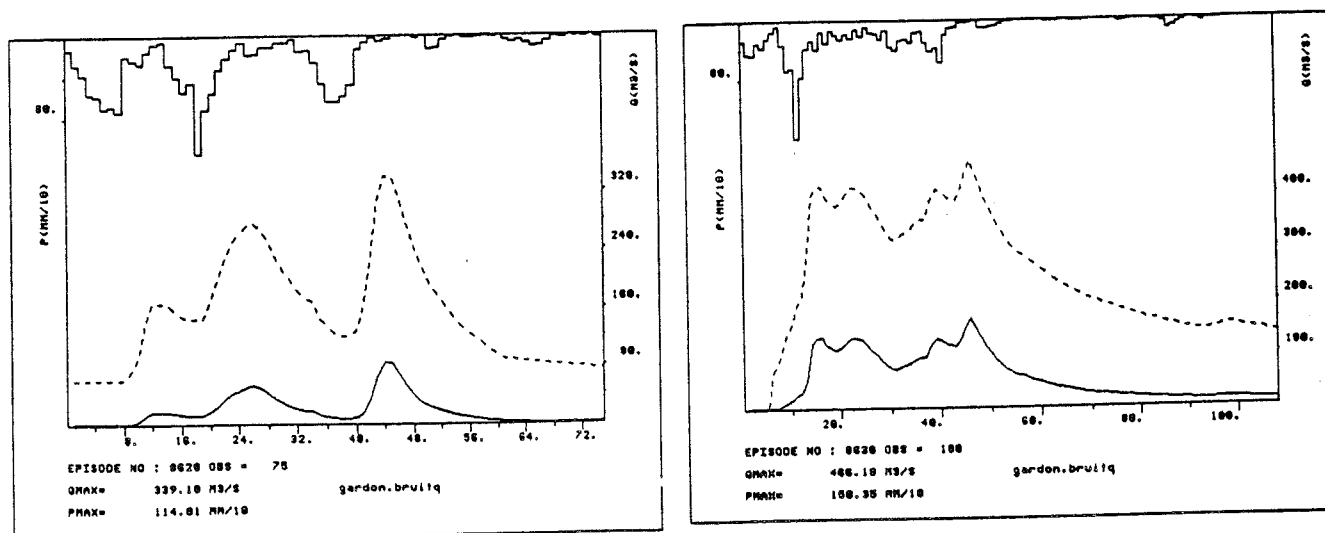


Fig. II.50 : Episodes 8620 (octobre 1983) et 8630 (Novembre 1986) du jeu du Gardon.
Les débits ont été calculés avec les courbes de tarage des périodes 1972-82 (—) et 1983-85 (----).

Dans ce cas, même si nous disposons de la FT optimale et d'un modèle irréprochable de Fonction de Production, notre estimation ne pourra jamais être bonne. Dans cette situation, on

retrouvera la “silhouette” de l’hydrogramme, mais il y aura sans doute un biais dans le volume calculé. Nalbantis (1987, pp. 395-397) avait déjà réalisé un essai avec ce type d’erreurs, et il avait obtenu que la FT restait bien identifiée tandis que les PE (à nouveau) héritaient de tous les problèmes dérivés de ce type d’erreurs.

En particulier, ce type de biais est identique à celui que nous avons trouvé sur l’épisode 8450 du Gardon (voir section II.5.9). Mais il est beaucoup plus courant qu’on peut le penser. En effet, la plupart des courbes de tarage subissent les mêmes déficiences : elles sont des extrapolations plus ou moins crédibles de quelques points de mesure, à cause de la difficulté à jauger une crue, et la qualité des mesures de débit est alors, en général, assez médiocre...

Il faut noter que ces problèmes sont inhérents au fait de travailler avec des données réelles, donc entachées d’erreurs, et nous les retrouverons indépendamment de l’approche suivie.

Mais compte tenu de tout cela, les PE seront-elles vraiment utiles ? C’est là que la phrase de Duband reprend toute sa signification : *“La DPFT est une méthode pour la prévision de crues, non pour la description de la réalité”*.

D’abord, nous pouvons commencer par améliorer les FP opérationnelles actuellement utilisées. En effet, disposer d’une FT robuste et d’un outil pour une meilleure optimisation des FP, devrait nous permettre d’améliorer, dans ce cadre, les prévisions actuelles.

De plus, la structure des PE estimées (même si on a des problèmes de définition en fin d’averse) nous permettra d’explorer des voies nouvelles. Par exemple, la taille des plus petites PB “productives” (donnant lieu à des PE) devrait nous informer sur la capacité d’absorption minimale du bassin (et donc s’il y a un volume minimal de PB à atteindre avant de produire de la PE). L’étude des pas de temps où le volume de la PB semble insuffisant pour expliquer le volume de la PE ($PE \geq PB$) devrait aussi nous permettre d’entamer une réflexion sur les causes de la “productivité” différente d’une PB. Enfin, l’étude des cas (fréquents sur nos résultats) où à un accroissement de l’intensité de la PB correspond une décroissance de la PE, (ce qui défie toutes les lois de l’infiltration) pourrait nous aider à poser les bases d’une nouvelle description des processus hydrologiques à l’échelle du bassin où les variabilités spatiales et les incertitudes trouveraient leur place dans la description fournie...

Nous irons plus loin. Les PE nous permettront aussi de réfléchir à un certain nombre de questions précises.

Par exemple, dans le cas d'un bassin particulier, quelles sont les limites des approches globales ? Suffira-t-il d'appliquer un modèle simple, ou faudra-t-il mettre en place un modèle plus complexe ?

Et, dans ce cas, est-il plus intéressant de découper le bassin en deux, ou d'améliorer notre modèle global ? De même, faut-il utiliser des modèles mieux adaptés, ou plutôt de meilleures données ?

Et si ces données sont insuffisantes, est-il plus convenable d'acquiescer un modèle numérique de terrain, de payer une campagne de mesures pour caractériser le sol, louer un radar ou tout simplement de changer le limnigraphe existant ?

Et si vraiment on décide de franchir ce pas, comment peut-on introduire toutes ces données radar, topographiques ou du sol dans un modèle opérationnel ?

Là nous retrouvons l'intérêt de notre démarche. Il ne s'agit pas de résoudre tous les problèmes hydrologiques d'un seul coup. Bien au contraire, nous serions pleinement satisfaits si nous pouvions répondre à ces questions par des raisonnements bien fondés et établir une hiérarchie des principaux processus mis en jeu.

Ensuite nous pourrions décider si les solutions proposées sont suffisantes, ou s'il faut poursuivre les recherches. Mais, cette fois, elles seraient guidées par autre chose que par le vague soupçon des écueils.

II.5 - REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Andrieu, H., Creutin, J.D., Delrieu, G., Leousof, J. & Pointin, Y. : 1989, "Radar Data processing for Hydrology in the Cevennes Region". *Remote sensing and Large-Scale Global processes*. IAHS Publ., **186** : pp. 105-115.
- Barancourt, C. : 1990, "Analyse de l'intermittence et de la variabilité des champs de précipitations par une approche stochastique". *Thèse UJF*, Grenoble (France), 216 p.
- Beven, K. : 1987, Towards a new paradigm in hydrology. *Water for the future : Hydrology in Perspective*, IAHS, Publ., **164** : pp. 393-403.
- Beven, K. : 1989, Changing ideas in hydrology. The case of physically based models. *J. Hydrol.*, **105** : pp. 157-172.
- Box, G.E.P. & Jenkins, G.M. : 1976, *Time series analysis : Forecasting and control*, Holden-Day, San Francisco (USA), 575 p.
- Bruen, M. & Dooge, J.C.I. : 1984, An efficient and robust method for estimating Unit Hydrograph ordinates. *J. of Hydrol.*, **70** : pp. 1-24.
- CEMAGREF : 1986, *Les bassins versants d'investigation du Real Collobrier*. Aix en Provence (France), 16 p.
- Creutin, J.D. : 1979, Méthodes d'Interpolation optimale de champs hydrométéorologiques. Comparaison et application à une série d'épisodes pluvieux Cévenoles. *Thèse de Docteur Ingénieur*, Grenoble (France).
- CTGREF : 1978, Bassin du Real Collobrier : La pluviométrie et sa variation spatiale. *Etude n° 15*, Aix en Provence (France), 52 p.
- Depraeterre, C. : 1989, Manuel d'utilisation de LAMONT. *Notice OVNIH n° 4*, ORSTOM, Montpellier (France).
- Duband, D. : 1978, Fonctions de transfert pluie-débit sur des bassins versants de l'ordre de 1000 km². *Rapport Interne*, EDF-GDF, Grenoble (France).
- Duband, D. & Tourasse, P. : 1987, Automatic Data collection by telephone for Real-Time reservoir management and flood forecasting at EDF. In : *Proc. of International WMO Symposium about telemetering of hydrological data*. March 1987, Toulouse (France).
- Engman, E.T. & Rogowski, A.S. : 1974, A partial area model for storm flow synthesis. *Water Resour. Res.*, **10(3)** : 464-472.
- Guillot, P. & Duband, D. : 1980, Fonction de transfert pluie-débit sur des bassins versants de l'ordre de 1000 km², *La houille Blanche*, **4/5** : pp. 279-290.
- Guillot, P. & Duband, D. : 1981, Une méthode de transfert pluie-débit par régression multiple. In : *Proc. of Oxford Symposium on Hydrological Forecasting*, IAHS Publ. **129** : pp 177-186.
- Hewlett, J.D. & Hibbert, A.R., : 1967, Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid area. In : W.E. Sopper and H.W. Lull (Editors), *Forest Hydrology*, Pergamon, Oxford, pp. 275-290.
- Hoerl, A.E. & Kennard, R.W. : 1970, Ridge Regression : Application to nonorthogonal problems. *Technometrics*, **12(1)** : pp. 69-82.
- Hofer, G. : 1975, Contribution à l'amélioration de la prévision de crues. Modèle de la relation pluie-débit du bassin versant du Gardon d'Anduze. *Thèse Docteur-Ingénieur*, Université

- de Paris VI, Paris (France).
- Lebel, T. : 1984, Moyenne spatiale de la pluie sur un bassin versant : estimation optimale, génération stochastique et gradex des valeurs extrêmes. *Thèse INPG*, Grenoble (France), 339 p.
- Lehucher, P.M. : 1986, Etude des épisodes pluvieux intenses sur la région Provence-Côte d'Azur-Riviera Italienne (1974-1982). *Thèse INPG*, Grenoble (France), 199 p.
- Liang, G.C. : 1988, Identification of a multiple input simple output, linear, time invariant model for hydrological forecasting. *J. of Hydrol.*, **101** : pp. 251-262.
- Loague, K.M. & Freeze, R.A. : 1985, A comparison of rainfall-runoff modelling techniques on small upland catchments. *Water Resour. Res.*, **21** : pp. 229-248.
- Mays, L.W. & Coles, L. : 1980, Optimization of Unit Hydrograph determination. *Journal of Hydraulics Division, ASCE*, **106**, Hy5, pp. 85-97.
- Morel-Seytoux, H.J. : 1982, Optimisation methods in Rainfall-Runoff modelling. In : V.I. Singh (Ed.), *Rainfall-Runoff Relationship*, Water Resources Publications, Littleton, CO. (USA), pp. 487-506.
- Morel-Seytoux, H.J., Kimmey, J. & Correia, F. : 1980, User's manual for UNIT : A FORTRAN IV program to identify unit hydrograph ordinates using a constrained least-squares approach. *Hydrowar Programm Rep.*, Colo. State Univ., CO. (USA), 43 p.
- Nalbantis, I. : 1987, Identification de modèles pluie-débit du type hydrogramme Unitaire : Développement de la méthode DPFT et validation sur données simulées avec et sans erreur. *Thèses INPG*. Grenoble (France), 492 p.
- Nash, J.E. & Sutcliffe, J.V. : 1970, River flow forecasting through conceptual models, 1. A discussion of principles. *J. Hydrol.*, **10** : 282-290.
- Newton, D.W. & Vinyard, J.W. : 1967, Computer-determined Unit Hydrograph from flows, *Journal of Hydraulics Division, ASCE*, **93**, Hy5, pp. 219-235.
- Obled, Ch. : 1989, Reflexions on rainfall information requirements for operational Rainfall-Runoff modelling. Paper J4, *Proc. of Int. Symp. on Hydrological Applications on weather radar*, University of Salford, Salford (UK), 10 p.
- Rodriguez, J.Y. : 1989, Modélisation pluie-débit par la méthode DPFT. Développements de la méthode initiale et extension à des cas bi-entrées. *Thèse INPG*. Grenoble, (France), 250 p.
- Rodriguez, J.Y., Nalbantis, I. & Obléd, Ch. : 1988, Rainfall-runoff modelling by the FDTF method : testing and validation by generated data. *Proc. du 4ème Symposium International sur l'application de l'analyse des systèmes à la gestion des ressources en eau*, Rabat, 11-13 Octobre 1988, Maroc.
- Rodriguez, J.Y., Sempere Torres, D. & Obléd, Ch. : 1989, Nouvelles perspectives de développement dans la modélisation des pluies efficaces par application de la méthode DPFT, *Surface Water Modelling-New directions for Hydrologic Prediction*, IAHS Publ. n°181 : pp. 235-244.
- Sempere Torres, D. : 1988, Chaines de programmes de la DPFT : Manuel de l'utilisateur. *Rapport interne de l'Institut de Mécanique de Grenoble*, Grenoble (France), 24 p.
- Thielen, I. : 1988, Modèles pluie-débit : Applications de la DPFT et étude de ces relations Pluies Brutes - Pluies Efficaces. *Rapport DEA*, Université Joseph Fourier, Grenoble (France), 155 p.

- Tourasse, P. : 1981 : Analyse spatiale et temporelle de précipitations et utilisation opérationnelle dans un système de prévision de crues. *Thèse INPG*. Grenoble (France), 189 p.
- Versiani, B. : 1983, Modélisation de la relation pluie-débit pour la prévision de crues. *Thèse INPG*, Grenoble (France), 241 p.
- Weeks, W.D., & Boughton, W.C. : 1987, Test of Arma model forms for rainfall-runoff modelling. *J. Hydrol.*, **91** : pp. 29-47.
- Wendling, J. : 1989, Modélisation Pluie-Débit : Application de la DPFT au bassin versant du Real Collobrier. *Rapport de DEA*, Université Joseph Fourier, Grenoble (France), 60 p.

III - LES MODELES GLOBAUX DE PRODUCTION

*"Si deux formulations différentes expliquent un même phénomène
de la même façon, celle qui est la plus simple est vraie,
fausse est l'autre".*

*Guillaume d'Ockham
(1290-1349)*

III.1 - OBJECTIFS ET HYPOTHESES

Notre objectif est maintenant de trouver une Fonction de Production (FP) simple, facilement utilisable dans un contexte opérationnel. Il faudra qu'elle soit compatible avec la Fonction de Transfert (FT) identifiée et qu'elle reproduise au mieux, après l'optimisation d'un certain nombre de paramètres, les séries de débits des épisodes disponibles.

Grâce à la logique de la méthode utilisée (voir figure II.4), nous avons réduit le problème de l'optimisation de la FP à un problème d'entrée-sortie connues (PB/PE). Nous espérons donc que la connaissance à priori d'une estimation des séries de PE, sortie naturelle des modèles de production, rendra plus facile l'optimisation de la FP choisie.

Certes, ces PE auront hérité des limitations et hypothèses faites lors de leur estimation. Mais pouvoir choisir dans un large éventail de modèles, et surtout pouvoir tirer des renseignements de l'analyse de la structure des séries de PE estimées, offrent une alternative originale aux approches couramment utilisées, s'annonçant fort prometteuses.

Cependant les FP choisies doivent respecter quelques contraintes :

- Elles doivent d'abord fournir une estimation de la PE au pas t , $PE(t)$, globalement sur le bassin. La $PE(t)$ peut encore être vue comme le volume efficace pendant le pas de temps $[(t-1)\Delta t, t\Delta t]$, qui s'étalera dans le temps sous forme de débit par intermédiaire de la FT identifiée.

- Par ailleurs cette $PE(t)$ doit pouvoir être calculée à l'aide de la lame moyenne de pluie mesurée (PB), dont on admet que c'est une bonne mesure de la pluie réellement tombée, et des autres informations disponibles.

- Enfin elles doivent être simples à calibrer, mais aussi à utiliser, afin de permettre une éventuelle utilisation opérationnelle.

Dans la première phase de notre étude, nous nous cantonnerons à des modèles de FP dits globaux. Ces modèles, qui s'adaptent le mieux aux contraintes imposées par notre approche, considèrent le bassin comme une seule "entité homogène de production" : le bassin répond d'une façon homogène à une entrée supposée spatialement uniforme.

A l'aide d'exemples issus des trois familles représentatives de ce type de modèles, les plus simples mais aussi les plus classiques, nous allons explorer les réussites et les limites des

approches globales.

Pour bien mener cette exploration, il nous faut une stratégie :

-D'abord nous calibrerons les paramètres de ces modèles, afin d'optimiser leurs performances.

-Ensuite, nous comparerons entre eux les différents résultats obtenus, pour en tirer nos conclusions.

-Enfin, nous pourrons valider ces résultats en appliquant les modèles à des épisodes différents de ceux utilisés pour le calage.

III.2 - LA CALIBRATION DES MODELES

En général, la structure des modèles utilisés est du type

$$Y(t) = M[W_1, \dots, W_n, X_1(t), \dots, X_m(t)] + \varepsilon(t) \quad (\text{III.1})$$

où $Y(t)$ est la variable à expliquer, W_i sont les n paramètres à calibrer et $X_j(t)$ sont les m variables explicatives d'entrée utilisées par le modèle M , en général non linéaire.

Le problème consiste à trouver un jeu de n valeurs pour les paramètres qui minimisent (ou maximisent) la fonction objectif $\varphi(W_1, \dots, W_n)$ retenue comme critère d'optimisation.

Usuellement ce type de problèmes se résout avec des algorithmes d'optimisation non linéaire cherchant le minimum de la fonction objectif. Le plus souvent, ceux-ci combinent la méthode du *steepest descent* quand on est loin du minimum recherché (qui prend en fait le gradient de la fonction, $\nabla\varphi$, comme direction de recherche), et des variantes de la méthode de Newton-Raphson quand on se rapproche du minimum (ce qui revient à linéariser le gradient de la fonction objectif aux alentours du minimum pour permettre une convergence plus rapide).

Mais ces techniques s'avèrent assez lourdes, et demandent en général la connaissance du Jacobien et du Hessien (le gradient et la matrice des dérivées partielles d'ordre 2) de la fonction objectif, et donc de la fonction M non linéaire, ou du moins d'une estimation (le type d'estimation de Hessien nommera en général la méthode) si la structure de M ne permet pas d'explicitement les dérivées.

Par conséquent, elles seront plutôt adaptées à la recherche des optimums de fonctions "facilement" dérivables, ou du moins de modèles dont les performances garantissent la rentabilité de l'investissement que représente la préparation d'une routine numérique de ce type.

Néanmoins notre but est de comparer des modèles différents, avec des structures et expressions très dissemblables (les équations étant parfois récurrentes, ou en arborescence conditionnelle). Cela nous conduit à ne pas utiliser ce type d'algorithmes dans notre travail, même si pour une étude postérieure (une fois que l'on disposera d'un modèle "satisfaisant") ils peuvent devenir intéressants.

Sur ce point nous voulons attirer l'attention sur un algorithme qui nous a paru spécialement intéressant : celui proposé par Bates et Townley (1988, a, b) et Bates (1988) où, avec une méthode de type Gauss-Marquardt (décrite par Bard, 1974, sections 5.8 et 5.9), une procédure d'estimation de type Bayésien (utilisant une connaissance à priori d'un intervalle optimal des valeurs des paramètres) adaptée à la modélisation pluie-débit, est introduite.

Il faut aussi retenir l'algorithme de Rosenbrock (1960), l'un des plus largement utilisé dans la littérature de l'optimisation des paramètres de modèles hydrologiques (probablement parce qu'il ne requiert pas le calcul des dérivées partielles évoqué précédemment). D'ailleurs, Clarke (1973) fait référence à une étude de Ibbitt (1970), dans laquelle cet algorithme est retenu comme le plus performant des 8 proposés.

Cependant, vu notre objectif, nous utiliserons dans cette étude une méthode d'exploration systématique consistant à choisir, à l'aide d'une fonction objectif, parmi une "semi-infinité" (un nombre très grand) de solutions générées par une simple technique de grilles emboîtées.

Proposons une image qui nous aidera à mieux comprendre :

Imaginons que nous devons faire un reportage photographique d'un événement qui aura lieu dans une salle. Nous possédons un appareil photographique avec beaucoup de "paramètres" à régler (ouverture du diaphragme, vitesses, boutons multiples...), dont nous ne connaissons pas l'influence ni la "position" optimale.

L'idée consiste à faire de multiples prises avec toutes les combinaisons possibles des paramètres, et à noter soigneusement leurs valeurs pour chacune des photos. Nous ferons, bien sûr, varier un seul des paramètres à chaque fois (d'abord le diaphragme, ensuite la vitesse, et enfin les différentes positions des autres boutons).

Nous comparerons ensuite toutes les photos ainsi obtenues pour décider quelle est la meilleure. La combinaison gagnante nous permettra de définir comment utiliser notre appareil et donc réaliser notre reportage de façon optimale.

Nous allons calibrer nos modèles de production d'une façon similaire : sur un ensemble de réalisations générées en changeant un seul des paramètres à chaque fois, la fonction objectif donnera la région optimale de la grille de valeurs des paramètres utilisés. Sur cette région nous définirons une deuxième grille (voir figure III.1) sur un domaine plus restreint, ce qui nous permettra d'approcher de façon récurrente une solution optimale.

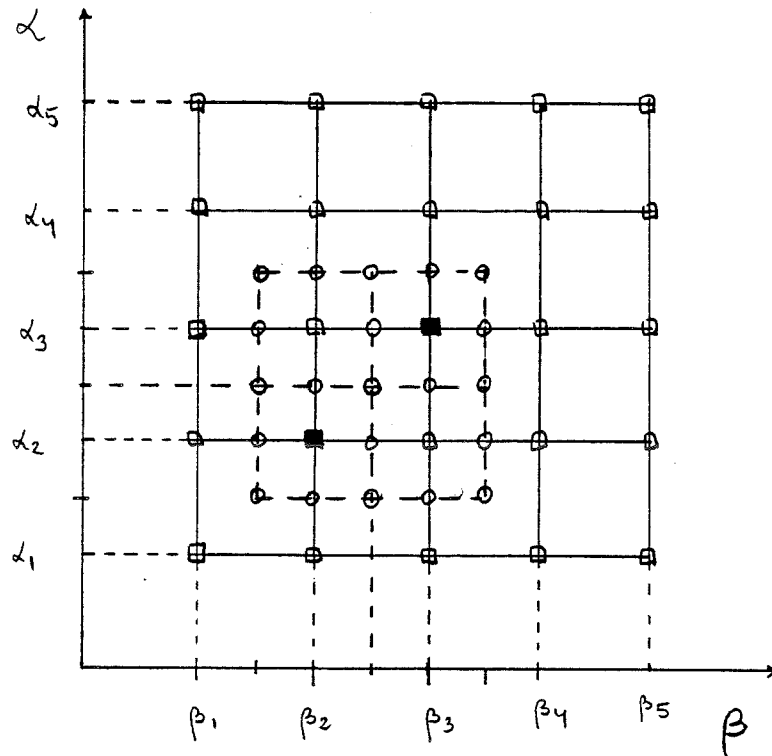


Fig. III.1 : Schéma de la technique des grilles emboîtées. Les résultats obtenus pour les différentes valeurs des paramètres α et β de la première grille (couples : α_2, β_2 et α_3, β_3) nous permettent de définir une nouvelle grille sur un domaine plus restreint afin de mieux nous rapprocher de la solution.

Il va de soi qu'il s'agit d'une méthode exploratrice, mais qui, menée de façon systématique, permettra d'atteindre un résultat optimal, donné par le voisinage d'un minimum de la fonction critère.

Cette technique ne pose aucun problème numérique et pour les modèles à faible nombre de paramètres, elle est très performante. En revanche, lors de l'utilisation de modèles avec 5 paramètres ou plus, les temps de calcul sont très longs.

Pour mettre en oeuvre la méthode, il nous faut maintenant définir un critère pour choisir la "meilleure photographie". En d'autres termes, définir la fonction objectif.

III.2.1 - Le critère d'optimisation

Reprenons la formulation de notre problème donnée par l'équation (III.1). La variable à expliquer, $Y(t)$ (PE(t) dans notre cas), sera obtenue avec un modèle M de la forme :

$$Y(t) = M(X(t), W) + \epsilon(t) \quad (\text{III.2})$$

où $X(t)$ sera le vecteur des variables hydrologiques explicatives ($X_1(t), \dots, X_m(t)$), W le vecteur des n paramètres, et $\epsilon(t)$ l'erreur ou résidu du modèle M .

Nous voulons calibrer le modèle, c'est-à-dire trouver le jeu de paramètres ω , parmi tous les W possibles, tel que l'estimation de $Y(t)$

$$Y^*(t) = M(X(t), \omega) \quad (\text{III.3})$$

soit la meilleure possible, pour le critère d'optimisation retenu.

Après comparaison des résultats donnés par différents critères, nous avons choisi de minimiser la fonction objectif $S^2(W)$ (l'addition des carrés des résidus)

$$S^2(W) = N^{-1} \sum_{i=1}^N \epsilon(i)^2 = N^{-1} \sum_{i=1}^N [Y(i) - M(X(i), W)]^2 \quad (\text{III.4})$$

Par conséquent, notre jeu de paramètres ω sera celui qui vérifie :

$$S^2(\omega) = \min_W S^2(W) \quad (\text{III.5})$$

Ce critère est très couramment utilisé en hydrologie, même si, en général, les hypothèses qu'il fait sur la nature des résidus, $\epsilon(t)$, ne se vérifient pas (une réflexion excellente est proposée par Clarke, 1973).

Il nous faudrait en fait une bonne connaissance, pour le moins statistique de la fonction de répartition des résidus du modèle afin de choisir le meilleur critère et la fonction objectif la plus adaptée à notre problème. Nous n'avons pas réalisé l'étude de ces résidus $\epsilon(t)$, qui doit être faite pour chacun des modèles utilisés.

Nous acceptons donc que la fonction (III.5) ne soit pas la fonction objectif la plus sensible pour trouver le ω optimum de nos modèles, mais en l'absence d'une meilleure connaissance, nous admettrons que les ω ainsi trouvés sont optimaux compte tenu de nos

besoins.

On notera que nous voulons seulement comparer les performances des différents modèles proposés, à l'aide des jeux de paramètres ω , mais que nous ne prétendons ni établir les régions de confiance, ni effectuer les tests de significativité de ces ω . Dans ce cas, le critère choisit peut être accepté comme un moyen de comparer les performances.

Troutman (1985), propose une étude très intéressante sur l'influence des diverses erreurs (pas seulement des $\varepsilon(t)$ introduits par le modèle utilisé) dans le processus de calibration des paramètres des modèles pluie-débit. Il souligne que ce critère, l'un des plus utilisés, est beaucoup plus sensible aux erreurs sur les plus fortes valeurs de Y . Mais, dans notre cas cela ne sera pas un problème, compte tenu de notre intérêt sur les crues et donc pour les fortes valeurs de PE ou de Q.

De même, Hornberger et al. (1985), après comparaison des résultats obtenus lors de l'application de 8 critères différents pour calibrer diverses versions d'un modèle pluie-débit, concluent que la minimisation de S^2 est, dans leur cas, le plus intéressant pour comparer les performances à cause de la qualité des optima trouvés et vu le faible coût nécessité (ils utilisent l'algorithme de Rosenbrock, 1960).

Notons finalement, que cette fonction objectif, S^2 , que nous appliquerons à la reconstitution des PE, peut également être utilisée en termes de Q ou DQ.

D'autres fonctions objectif nous ont permis de mieux caractériser les résultats obtenus pour les différents vecteurs de paramètres :

a) Le coefficient de détermination, R^2 (voir § II.1.4.9) associé à la droite de régression

$$Y(t) = a M(X(t), \omega) + b + \varepsilon(t) \quad (\text{III.6})$$

ainsi que les coefficients a et b . Idéalement R^2 devrait s'approcher de 1, a de 1 et b de zéro.

b) Le coefficient d'Efficiency, E (voir § II.1.4.9), qui doit s'approcher le plus possible de 1 et qui s'est montré beaucoup plus sensible et informatif que R^2 .

c) L'erreur absolue moyenne, EABS (Troutman, 1985)

$$EABS = N^{-1} \sum_{i=1}^N |Y(i) - M(X(i), \omega)| \quad (\text{III.7})$$

Par ailleurs, nous avons aussi utilisé l'erreur quadratique moyenne pondérée par la moyenne des $Y(t)$ de l'épisode (Nalbantis, 1987, p. 182), ou l'erreur moyenne sur le volume des épisodes

$$EVOL = \sum_{\text{épisodes}} \left| \sum_{j=1}^{N_k} Y(j) - \sum_{j=1}^{N_k} Y^*(j) \right| \quad (\text{III.8})$$

où N_k est la durée de l'épisode k . Mais ils n'ont pas donné de bons résultats : le premier est trop peu sensible, et le deuxième n'est pas adapté à notre objectif car il ne tient pas compte de la séquence temporelle dans l'épisode.

Notons que ces fonctions peuvent s'appliquer à chaque épisode ou à l'ensemble des épisodes. Bien que dans certains cas nous les calculerons sur la durée de l'épisode (dans ce cas N deviendra N_k), notamment lors de l'optimisation de l'état initial du bassin, le jeu définitif de paramètres, ω , sera choisi par application du critère sur l'ensemble des épisodes.

Maintenant que nous savons comment, pour un modèle donné, déterminer ω le meilleur possible, il ne nous reste plus qu'à définir les modèles de Fonction de Production retenus.

III.3 - LES MODELES DE FONCTION DE PRODUCTION CHOISIS

Il y a, dans la littérature spécialisée, pléthore de modèles de Production globaux susceptibles d'être utilisés. Ceci montre clairement que le problème est loin d'être résolu et se révèle pour le moins inquiétant. En effet tous les auteurs présentent des résultats assez bons qui devraient conduire à retenir leur modèle. Mais en réalité on assiste à une "fuite en avant" continuelle, sans qu'aucun modèle particulier soit vraiment satisfaisant. (Une des rares exceptions est le travail de Loague et Freeze (1985) qui montre plutôt les lacunes du savoir-faire hydrologique).

La plupart de ces modèles globaux de Production, donnant une chronique temporelle des Pluies Efficaces à partir de la chronique des Pluies Brutes moyennes sur le bassin, peuvent être réduits à l'équation

$$PE(t) = PB(t) * W(t) \quad (III.9)$$

où $W(t)$ est le volume non efficace pendant le pas de temps t (appelé encore taux de pertes, *loss rate*) incluant les pertes par évapotranspiration et par percolation vers les couches profondes, mais aussi le volume retenu par la végétation, le sol... (ne jouant pas sur l'hydrogramme de crue).

La façon de calculer $W(t)$ à chaque pas de temps étant la principale caractéristique des modèles (même s'ils sont présentés avec d'autres expressions, $PB^2/PB+B$, $PB*K...$, nous pouvons toujours les reformuler comme dans l'équation (III.9)), nous pouvons distinguer trois grandes familles de complexité croissante selon comme $W(t)$ est modélisé.

III.3.1 - Les modèles du type analytique-statistique

Il s'agit d'une famille de modèles à vocation opérationnelle nette, où le terme $W(t)$ est une fonction analytique variant entre zéro et $PB(t)$.

Pour obtenir $W(t)$ les modèles de ce type mettent en jeu la connaissance de la PB mesurée, mais aussi des indices antérieurs (de pluie ou débits antérieurs) et des volumes de "pertes" (volumes non ruisselés) cumulés, à l'aide de relations analytiques issues d'analyses statistiques faites au préalable.

On doit reconnaître que les modèles les plus couramment utilisés dans les systèmes de prévision de crues appartiennent à cette famille, à cause sans doute de la simplicité de leur mise

en forme. Citons celui du *Soil Conservation Service* (SCS) des USA (il existe une bibliographie abondante, entre d'autres CEMAGREF, 1980; Rallison et Miller, 1982...) ou celui utilisé par Electricité de France (EDF), que nous utiliserons comme représentant de cette famille.

Enfin, nous pouvons élargir cette famille aux modèles ayant une optique identique, même si les formulations sont un peu différentes de celle proposée en (III.9).

III.3.2 - Les modèles conceptuels

Cette famille de modèles conceptualise le fonctionnement du bassin à l'aide d'un analogue simple qui, sans reproduire la vraie nature des processus hydrologiques en redonne les traits généraux. L'analogue proposé possède en général des équations bien connues, faciles à traiter (ce qui fait son intérêt) et permettant de calculer $W(t)$.

Parmi les différents types de modèles appartenant à cette famille, les modèles à réservoir sont ceux qui ont le plus séduit les hydrologues si on en juge par leur nombre. Ainsi, en fonction de l'imagination et de l'expérience de l'auteur, on peut incorporer toute une série de réservoirs (interconnectés ou non, en série ou en parallèle...) afin de représenter chacun des phénomènes mis en jeu.

Nous ne voulons pas rentrer dans la description de cette vaste famille, mais signalons que tous ces modèles sans exception, de puis les plus simples (comme celui utilisé pour la Production dans le modèle GR3, Editjano et Michel, 1989) au plus complexes (par exemple celui proposé par Diskin et Simon, 1977), ont leurs avantages et leurs problèmes, leurs partisans et leurs détracteurs...

De notre côté, nous avons choisi comme représentant de cette famille le modèle proposé par Lorent (1975). Déjà utilisé dans le cadre de la DPFT par Versiani (1983), avec des résultats assez bons, il s'est montré le plus performant (parmi les 5 utilisés) lors d'une étude de comparaison de modèles de Production pour la prévision de crues (Wery, 1990).

III.3.3 - Les modèles à base physique

Ces modèles sont généralement issus des approches fondées sur les équations de l'infiltration obtenues à petite échelle (la colonne ou la parcelle), en faisant l'hypothèse qu'elles peuvent être étendues à des surfaces plus larges et complexes (les bassins).

En général, ils obéissent à une équation du type :

$$PE(t) = PB(t) - I(t) \quad (III.10)$$

où $W(t)$ est donnée par $I(t)$, le taux d'infiltration au pas de temps t , qui est modélisé d'une façon plus ou moins complexe, dérivée d'une des formulations classiques (Green et Ampt (1911), Kostiaikov (1932), Horton (1940), Philips (1957), Holtan (1961)... Pour une description plus détaillée voir entre autres Hillel (1980) ou Vauclin (1984)).

Il est aussi usuel d'utiliser le concept du temps de submersion (*Ponding time*), temps à partir duquel le ruissellement par excédent d'infiltration peut apparaître, qui permet d'éliminer un certain volume (correspondant aux pas de temps antérieurs au temps de submersion) avant d'appliquer l'équation (III.10).

Nous avons choisi pour représenter cette famille, parmi la pléiade de modèles disponibles, un modèle proposé par Morel-Seytoux (1988a) qui a l'intérêt d'être formulé de façon simple, prête à l'application à l'échelle du bassin. Il prend aussi en compte des effets physiques intéressants, comme l'évolution du taux d'infiltration lors de la fin des pluies.

Enfin, notons que ces modèles sont en fait les moins utilisés pour la prévision opérationnelle de crues, sans doute à cause de leurs structures bien plus complexes. Néanmoins nous avons considéré comme essentiel de faire l'effort de les prendre en compte car non seulement ils nous permettront de mieux étayer nos conclusions, mais encore parce que l'on aurait pu nous reprocher d'avoir oublié qu'ils sont le meilleur de notre connaissance théorique.

III.4 - DESCRIPTION DES MODELES

III.4.1 - Un modèle opérationnel de type analytique

Le modèle utilisé, proposé par Guillot et Duband (1980, 1981) est couramment utilisé par EDF lors de la prévision opérationnelle de crues sur une vingtaine de bassins versants français.

La pluie efficace, PE , au pas de temps t (entre $(t - 1) \Delta t$ et $t \Delta t$) est donnée par

$$PE(t) = \frac{PB(t)^2}{PB(t) + B(t)} \quad (III.11)$$

où $PB(t)$ est la pluie brute mesurée au pas de temps t (en 10^{-1} mm par pas de temps).

L'ingrédient essentiel de cette expression, que dans ce cas est préférable à celle donnée par (III.9), est évidemment :

$$B(t) = C T(d) / H [Q(t), PB(t)] \quad (\text{III.12})$$

avec :

C : paramètre à calibrer ;

Q(t) : débit instantané au temps t Δt (en m^3s^{-1}) ;

T(d) : fonction saisonnière, de la date, (d), dans l'année, obtenue par ajustement harmonique des températures moyennes journalières sur une station proche au bassin. Ce terme est censé prendre en compte la variation des conditions saisonnières du bassin.

Le terme H, donné par

$$H [Q(t), PB(t)] = [IQA (t)]^\alpha \cdot [IPA (t)]^\beta \quad (\text{III.13})$$

est supposé traduire l'état hydrologique du bassin en cours d'épisode. α et β sont deux paramètres à caler, et IQA(t) et IPA(t) sont des indices des débits et pluies antérieurs au temps t qui traduisent respectivement une mesure de l'état de saturation des couches profondes et superficielles du sol :

$$IQA (t) = \lambda Q(t) + (1 - \lambda) IQA (t - 1) \quad (\text{III.14})$$

$$IPA (t) = \gamma PB (t) + (1 - \gamma) IPA (t - 1) \quad (\text{III.15})$$

où λ et γ sont des paramètres à calibrer.

Au total il y a 5 paramètres à calibrer sur l'ensemble des épisodes : C, α , β , λ et γ . Les indices antérieurs initiaux seront pris égaux à $IPA(0) = 1$, $IQA(0) = Q(0)$. De cette façon, il n'y aura aucune variable à initialiser en début d'épisode et le modèle est utilisable opérationnellement sans calcul ou mesure préalable autre que pluie et débit.

III.4.2 - Le modèle de type Réservoir

Le modèle utilisé, proposé par Lorent (1975), calcule le taux des pertes W(t) à l'aide d'une expression exponentielle (expression aussi utilisée dans la modélisation pluie-débit que celle donnée par (III.11) ; Duband, 1982) contrôlée par le rapport entre la lame de pluie brute et le déficit d'un réservoir à vidange linéaire qui modélise l'évolution de l'état hydrologique du bassin (voir figure III.2).

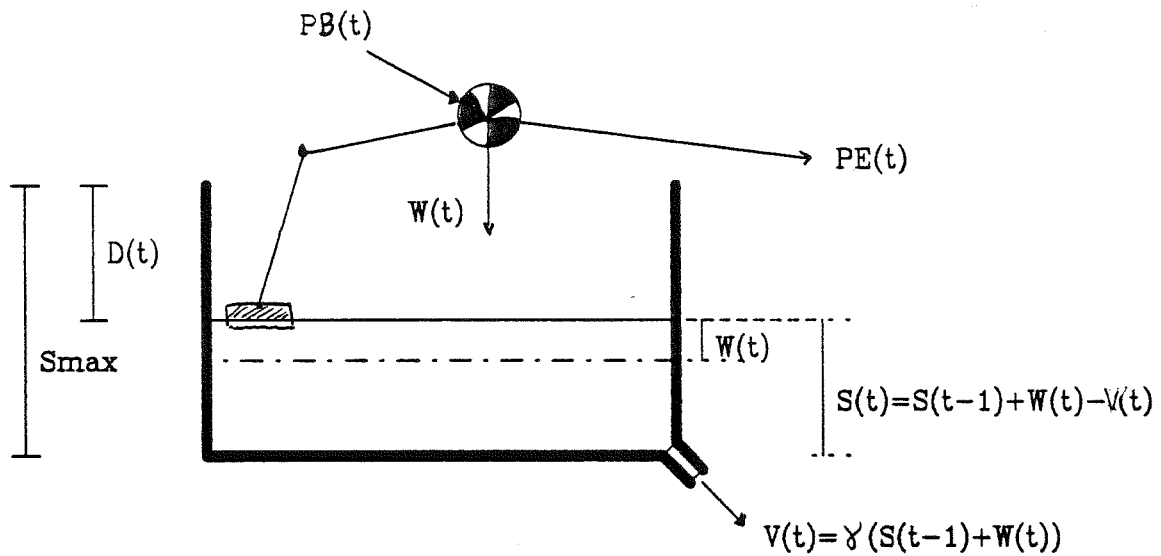


Fig. III.2 : Schéma du modèle type réservoir.

Avec :

- PB(t) : Pluie Brute au pas de temps t (en 10^{-1} mm par pas de temps).
- PE(t) : Pluie Efficace au pas t (10^{-1} mm/ Δt)
- W(t) : Apport au réservoir pendant le pas t (10^{-1} mm)
- S(t) : Stockage du réservoir au pas t (10^{-1} mm)
- D(t) : Déficit du réservoir au pas t (10^{-1} mm)
- V(t) : vidange du réservoir pendant le pas t (10^{-1} mm)
- SMAX : Stock maximal du réservoir (10^{-1} mm)

L'expression pour W(t) est :

$$W(t) = [S_{MAX} - S(t-1)] \left\{ 1 - \exp. \left[-\beta \frac{PB(t)}{S_{MAX} - S(t-1)} \right] \right\} \quad (\text{III.16})$$

(Notons que si $S_{MAX} - S(t-1) = 0 \Rightarrow W(t) = 0$)

Et le comportement du réservoir, dont la vidange a été assimilée par Versiani (1983) au comportement d'un bouchon poreux, peut être réduit à la gestion du déficit

$$D(t) = S_{MAX} - S(t) \quad (\text{III.17})$$

qui est donné par :

$$D(t) = D(t-1) - V(t) + W(t) = (1 - \alpha)D(0) + \alpha [D(t-1) - W(t)] \quad (\text{III.18})$$

où

$$\alpha = (1 - \gamma) \quad (\text{III.19})$$

Le fait de travailler par événements nous obligera à initialiser ce déficit en début d'épisode, $D(0)$. Par conséquent le modèle possède deux paramètres à calibrer sur l'ensemble des épisodes, α et β , en respectant la condition : $\alpha, \beta \in [0, 1]$, et un paramètre d'épisode qui représente le déficit initial du réservoir, et donc l'état initial du bassin.

Notons que les équations acceptent implicitement que ce déficit soit le déficit maximal de l'épisode (par exemple si la première PB est zéro, le déficit n'évolue pas : $D(1) = D(0)$). De plus, à partir d'un certain rapport de $PB/D(t-1)$, les pertes ne sont plus fonction que du niveau de remplissage du réservoir (et non plus de l'intensité des pluies).

III.4.3 - Modèle de type Temps de Submersion

Le modèle utilisé a été décrit en détail par Morel-Seytoux (1988a) sous forme de recette applicable globalement à un bassin. Il découpe l'épisode en trois phases :

a) La phase antérieure au Temps de Submersion (*Ponding Time*) $[T]$, T_p ou temps auquel le flux d'infiltration atteint la capacité d'infiltration ou Infiltrabilité (*Infiltrability*).⁵

Cette Infiltrabilité, I , se définit comme "le flux instantané d'infiltration maximum que le sol peut absorber à un moment donné, compte tenu de l'histoire de la pluie et de l'histoire de l'évolution de l'humidité dans le sol" (Morel-Seytoux, 1988a, p. 226), ou de façon équivalente c'est le flux d'infiltration quand une lame (infinitésimale) d'eau, à pression atmosphérique, reste disponible en surface, et donc la submerge, (Hillel, 1980, p. 6).

Pendant cette phase, $t \Delta t < T_p$, toute l'eau rentre dans le sol en faisant évoluer, et donc décroître, l'Infiltrabilité du sol.

b) Pour $t \Delta t \geq T_p$, le flux d'infiltration devient égal à I et le volume excédentaire donnera lieu à la production de Pluie Efficace.

$$PE(t) = PB(t) - I(t); \quad t \Delta t \geq T_p \quad (\text{III.20})$$

⁵ Expression proposée par Hillel (1971) qui nous paraît plus parlante, car, contrairement à la notion de capacité elle ne fait pas référence à un aspect extensif, inexistant dans cette grandeur qui est en définitive un flux.

où $I(t)$ est l'Infiltrabilité moyenne dans le pas de temps t , $[(t - 1) \Delta t, t \Delta t]$. [L/T].

Cette phase durera tant que la $PB(t)$ sera supérieure ou égale à $I(t)$. Dans le cas contraire nous passerons à une nouvelle phase : celle du drainage.

c) A partir de l'instant où $PB(t) < I(t)$, appelé Temps du Drainage, T_d [T], la capacité du sol à absorber l'eau sera plus grande que le flux qui lui arrivera. Par conséquent, le sol commencera à drainer en surface et l'Infiltrabilité s'accroîtra à nouveau.

Si une nouvelle averse se produit, nous pourrions retrouver un nouveau Temps de Submersion, qui devra prendre en compte les nouvelles conditions d'humidité après la phase de drainage (voir figure III.3).

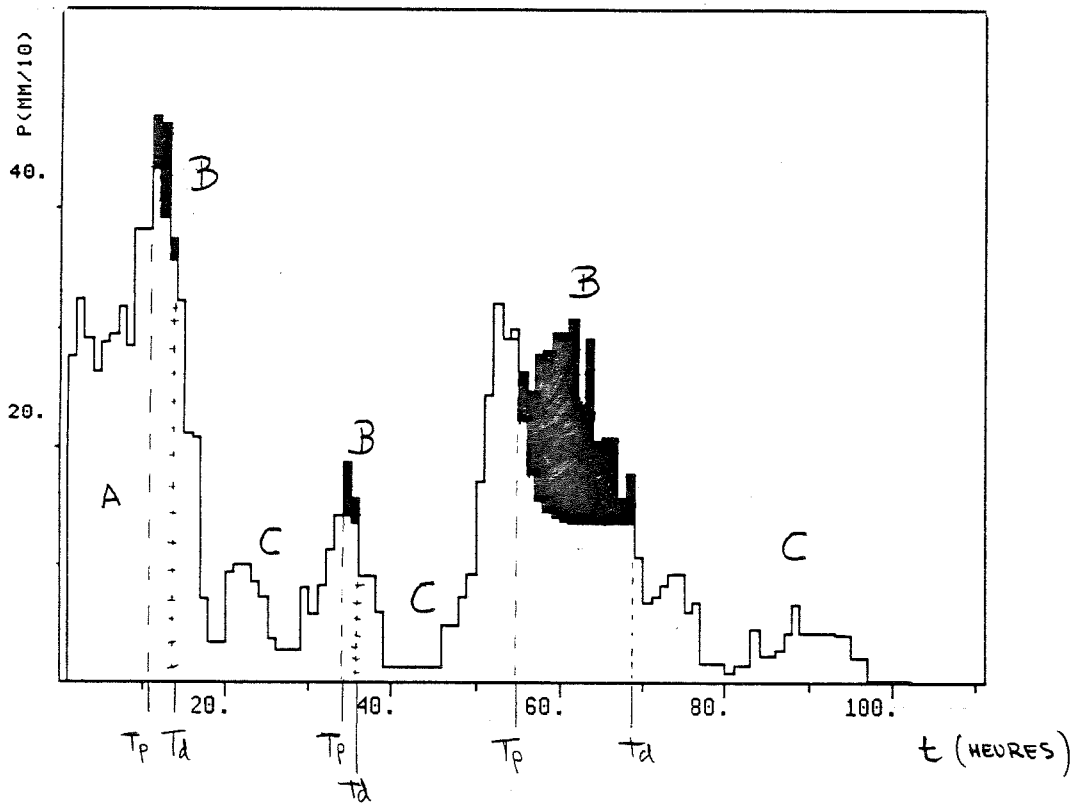


Fig. III.3 : Schématisation des différentes phases d'une averse.

A : phase antérieure à la submersion ; B : phase d'infiltration ; C : phase de drainage.

Pour modéliser ces trois étapes, nous avons besoin de :

- une expression pour calculer le temps de submersion, T_p .
- une formule pour l'infiltrabilité, $I(t)$, entre T_p et T_d (le drainage).
- une expression pour réinitialiser les conditions au début de la deuxième (voire kième) averse.

III.4.3.1 - Calcul du temps de Submersion (T_p)

Les travaux de Morel-Seytoux et Khanji (1974) ont montré que l'Infiltrabilité d'un sol homogène peut s'écrire sous la forme

$$I(t) = \frac{K_s [(\theta_s - \theta_0) H_c + \alpha W_c(t)]}{\beta W_c(t)} \quad (\text{III.21})$$

où

K_s est la conductivité hydraulique à saturation naturelle, [L/T] ;

θ_s la teneur en eau à saturation naturelle ;

θ_0 la teneur en eau initiale ;

H_c la "suction (ou poussée) capillaire effective" (*effective capillary drive*), [L] ;

$W_c(t)$ la lame d'eau cumulée jusqu'au temps $t \Delta t$, [L] ;

et α et β sont deux paramètres correctifs, dépendant du type de sol et de la lame d'eau cumulée, $W_c(t)$, qui expriment l'équivalence entre le "vrai" profil de teneur en eau dans le sol, et le profil fictif considéré, supposé rectangulaire.

Morel-Seytoux et Khanji (1974) montrent qu'au moment de la submersion, et tant que le flux d'infiltration reste égal à l'Infiltrabilité, α est pratiquement égal à 1, et β peut être considéré comme une constante se situant aux environs de 1.3, variant avec le type du sol.

Cela permet de réduire l'équation (III.21) à

$$I(t) = \frac{K_s [S_f + W_c(t)]}{W_c(t)} \quad (\text{III.22})$$

où K_s , qui devra être calibrée, prendra en compte la constante β (Morel-Seytoux, 1988a, p. 230), S_f étant le facteur de Stock ou de suction (*storage-suction factor*), [L], défini comme

$$S_f = (\theta_s - \theta_0) H_c \quad (\text{III.23})$$

De cette façon nous pouvons déduire une expression pour T_p car, par définition du temps de submersion

$$I(T_p) = PB(T_p) = \frac{K_s [S_f + W_c(T_p)]}{W_c(T_p)} \quad (\text{III.24})$$

et donc

$$W_d(T_p) = \frac{S_f}{PB^*(T_p) - 1} \quad (\text{III.25})$$

où

$$PB^*(t) = PB(t) / K_s \quad (\text{III.26})$$

En se rappelant que t représente l'intervalle $(t - 1, t)$, l'expression de T_p pourra s'écrire sous forme d'une équation conditionnelle dans l'intervalle $[(t - 1) \Delta t, t \Delta t]$, c'est à dire, si la submersion est effectivement atteinte pendant ce pas de temps, alors

$$T_p = [(t - 1) + DT] \Delta t \quad (\text{III.27})$$

où

$$DT = \{S_f \cdot [PB^*(t) - 1]^{-1} - W_d(t - 1)\} / PB(t) \quad (\text{III.28})$$

s'il est vérifié que $PB(t) > K_s$, et si $0 < DT \leq 1$. Rappelons que par définition de T_p ,

$$W_d(T_p) = W_c + PB(t) DT$$

Ainsi donc à chaque pas de temps il faut tester si l'équation (III.27) est vérifiée pour un T_p compris entre $(t - 1)\Delta t$ et $t\Delta t$. Si cela est vrai, la submersion adviendra au temps T_p , (notons qu'il pourra être une fraction d'intervalle).

Dans ce cas ($0 < DT \leq 1$), l'intensité de pluie associée au temps de submersion est :

$$PB(T_p) = PB(t) \quad (\text{III.29})$$

car la PB est considérée constante sur tout le pas de temps. Dans le cas contraire, si $DT > 1$, il faudra passer au pas de temps suivant, $t = t + 1$, et répéter le processus jusqu'à retrouver le temps de submersion T_p .

Un cas particulier peut se produire lorsque sur l'intervalle $(t - 2, t - 1)$ $DT > 1$, et sur l'intervalle suivant $(t - 1, t)$, on vérifie que $DT \leq 0$. Cela peut arriver quand on passe d'une intensité de PB relativement faible, à une intensité bien plus forte au pas de temps suivant. Dans ce cas $T_p = (t - 1) \Delta t$, et l'intensité de pluie caractérisant la submersion sera, grâce à (III.28) (notons que ici $DT = 0$).

$$PB(T_p) = K_s [1 + S_f / W_d(t - 1)] \quad (\text{III.30})$$

III.4.3.2 - Calcul de $I(t)$

Une fois calculé le temps de submersion, T_p , il faut une expression pour $I(t)$, pour des

$T > T_p$ ($T = t \Delta t$).

Pour cela il faut utiliser simplement :

$$I(t) = \frac{dW(t)}{dt},$$

mais malheureusement cette méthode ne nous fournit pas une expression de W_c avec t , mais l'inverse (équation III.27 et III.28).

Afin de résoudre cette difficulté, Morel-Seytoux (1988b) propose une équivalence entre les paramètres d'une loi type Horton (avec l'avantage de donner l'infiltrabilité directement en fonction du temps) et ceux utilisés par la formulation présentée, se fondant sur l'équivalence des expressions pour le calcul du T_p des deux formulations.

De cette façon $I(t)$ pourra être calculée comme (voir Morel-Seytoux, 1988b, pp. 255-257)

:

$$I(t) = K_s + [PB(T_p) - K_s] \cdot [\exp(\mu\Delta t) - 1] \cdot \exp[-\mu(T - T_p)] / \mu\Delta t \quad (\text{III.31})$$

où

$$\mu = 8K_s / S_f \quad (\text{III.32})$$

Remarquons que dans le pas de temps où la submersion se produit, sauf si $DT = 0$, l'infiltration ne se produira que sur une fraction de Δt .

Dans ce cas l'équation (III.31) deviendra

$$I(t) = K_s + [PB(T_p) - K_s] \cdot [\exp(\mu\Delta t' - 1)] \cdot \exp[-\mu\Delta t'] / \mu\Delta t' \quad (\text{III.33})$$

où

$$\Delta t' = (1 - DT) \Delta t = T - T_p \quad (\text{III.34})$$

qui peut se réécrire

$$I(t) = K_s + [PB(t_p) - K_s] \cdot [1 - \exp(-\mu\Delta t')] / \mu\Delta t' \quad (\text{III.35})$$

L'équation (III.31), réduite à (III.35) dans la première fraction d'intervalle après la submersion, permettra de calculer $PE(t)$ à l'aide de (III.19) tant que $T_p < t\Delta t < T_d$.

III.4.3.3 - Calcul de l'état hydrique du sol après le drainage

Pour $t\Delta t \geq T_d$, il n'y aura pas de production de PE et on abordera la phase de drainage.

Enfin, pour cette phase de drainage il nous faut une formule pour calculer l'évolution de la teneur en eau. Pour cela, on accepte que pendant cette phase on peut représenter le profil de teneur en eau, dans les premiers centimètres, par un profil rectangulaire de teneur en eau θ_s correspondant en volume à la lame d'eau infiltrée cumulée. Ce profil est supposé rectangulaire dans le temps, s'amincissant au fur et à mesure qu'il s'allonge.

Dans ce cas l'équation de la teneur en eau aura deux solutions (voir Morel-Seytoux 1988.a) selon que le terme $PB(t) - E(t)$ est nul ou non (avec $E(t)$ l'intensité d'évapotranspiration du sol à l'intervalle $[(t-1)\Delta t, t\Delta t]$, $[L/T]$).

A propos de l'évapotranspiration, nous considérerons, pour tous les modèles, qu'elle reste négligeable en cours de nos épisodes de crue. Car, même s'il arrête de pleuvoir pendant quelques heures, l'humidité de l'air relativement élevée nous permettra de négliger ce terme $E(t)$.

Par conséquent nous aurons deux solutions selon que $PB(t)$ est égale à zéro ou pas. Ces solutions s'écriront plus facilement en fonction de la perméabilité relative à l'eau, k_{rw} , qui est bien représentée en fonction de la teneur en eau normalisée, θ^* , par (voir Morel-Seytoux, 1969)

$$k_{rw}(t) = (\theta^*(t))^n = \left(\frac{\theta(t) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^n \quad (\text{III.36})$$

où θ_r est la teneur en eau résiduelle, et l'exposant n est une caractéristique du sol avec une valeur comprise entre 3 et 16 (Morel-Seytoux, 1988c).

Nous pourrions donc calculer l'évolution de la teneur en eau, $\theta(t)$, à l'aide des équations d'évolution de k_{rw} données par

a) Si $PB(t) = 0$

$$\frac{1}{k_{rw}(t)} = \frac{1}{k_{rw}(t-1)} + \frac{n K_s \Delta t}{W_c(t-1)} \quad (\text{III.37})$$

b) Si $PB(t) \neq 0$

$$k_{rw}(t) = \frac{C}{C-1} \frac{PB(t)}{K_s} \quad (\text{III.38})$$

avec

$$C = \frac{k_{rw}(t-1)}{[k_{rw}(t-1) - PB^*(t)]} \cdot \exp [n PB(t) \Delta t / W_c^*(t)] \quad (\text{III.39})$$

où $W_c^*(t)$ est la lame d'eau dans le sol en moyenne sur l'intervalle $[(t-1)\Delta t, t\Delta t]$

$$W_c^*(t) = W_d(t - 1) + 1/2 PB(t) \Delta t \quad (\text{III.40})$$

Notons que pendant le drainage il peut y avoir plusieurs phases où $PB(t)$ est égal ou différent de zéro. De plus, au début de la phase de drainage, $(t - 1) \Delta t = T_d$, $k_{rw}(t - 1) = 1$ et $\theta(t - 1) = \theta_s$ par définition (nous avons supposé le sol saturé en surface).

Quand la $PB(t) > K_s$, nous calculerons $\theta_s - \theta(t)$ à l'aide de $k_{rw}(t)$ et de (III.36), pour ainsi recalculer S_f et pouvoir rentrer dans la phase de calcul d'un nouveau temps de submersion.

Tout cela nous amène à considérer trois paramètres à calibrer sur l'ensemble des épisodes : K_s , H_c et n ; plus un paramètre d'épisode à initialiser ($\theta_s - \theta_0$), qui prend en compte l'état initial du bassin.

Remarquons que en toute rigueur, il faudrait aussi calculer le paramètre $(\theta_s - \theta_r)$, pour l'utiliser dans l'expression (III.36) pour calculer $\theta^*(t)$. Cependant nous n'avons pas voulu ajouter un paramètre de plus à la calibration et nous avons préféré l'estimer, compte tenu que H_c et n optimiseront l'expression pour la phase de drainage.

D'abord nous avons fixé $(\theta_s - \theta_r)$ à la valeur maximale du paramètre initial, $\Delta\theta = (\theta_s - \theta_0)$, calibré sur l'ensemble des épisodes (état initial plus sec connu par le bassin sur les épisodes considérés).

Néanmoins, les différents essais ont montré que les meilleurs résultats sur l'ensemble des épisodes sont obtenus quand on utilise la valeur $\Delta\theta$, optimisée pour chaque épisode, pour estimer la valeur de $(\theta_s - \theta_r)$. Cela veut dire que nous prenons l'état initial comme l'état le plus sec possible pendant l'épisode, et qu'après le drainage θ^* nous donnera le nouvel état initial dans la fourchette $[0, \Delta\theta]$, et non plus dans $[0, (\theta_s - \theta_r)]$.

Cette approximation, qui n'est pas exacte en toute rigueur, nous a permis de nous contenter des 4 paramètres à calibrer déjà cités, mais aussi de gagner quelques points par rapport aux résultats obtenus avec une valeur de $(\theta_s - \theta_r)$ fixée. Notons que sur les épisodes où $(\theta_s - \theta_0)$ est de l'ordre de $(\theta_s - \theta_r)$ (la plupart car nous prenons $t = 0$ au début de l'épisode de crue) l'approximation sera fort acceptable. En revanche, dans le cas où $(\theta_s - \theta_0)$, $\Delta\theta$, est proche de zéro (état initial proche de la saturation) elle n'est plus adaptée.

Cependant, c'est dans ce cas que cette approximation se montre le plus utile, car ce type d'épisodes est en général fortement sous-estimé, et l'utilisation de $\Delta\theta$ dans la phase de drainage aide à corriger un peu le biais du modèle.

Néanmoins, nous avons comparé dans tous les cas les résultats obtenus par les deux critères (estimation de $(\theta_s - \theta_p)$ fixe ou variable), et évidemment $\Delta\theta$ a toujours été optimisé pour mieux reproduire les épisodes. Mais nous reprendrons les commentaires après la présentation des résultats sur les deux bassins.

Enfin, soulignons que ces équations, issues des expressions déduites, d'expériences "ponctuelles" de laboratoire ou de terrain, vont être appliquées à l'ensemble du bassin considéré comme un tout. En d'autres termes on fera comme si le bassin était une énorme colonne de sol homogène, où les valeurs des paramètres K_s , H_c et n caractérisent de façon acceptable ses propriétés.

Cette hypothèse, que nous savons irréaliste, sera acceptée comme hypothèse de travail dans le cadre des modèles globaux. Dans ce cas, ces paramètres moyens, ou effectifs, intégreront, d'une manière ou d'une autre, les éventuelles inhomogénéités spatiales des propriétés du bassin.

Alors, une question se pose : le comportement du bassin versant pourra-t-il être bien décrit par des équations développées à l'échelle de la colonne ou de la parcelle et n'utilisant qu'une valeur unique des paramètres effectifs?

III.5 - RESULTATS DE LA CALIBRATION DES MODELES SUR LE GARDON D'ANDUZE

Nous présentons dans le tableau III.1 l'ensemble des résultats obtenus par les trois modèles globaux de Fonction de Production, après calibration de leurs paramètres respectifs utilisant le critère (III.5) entre les PE calculées et les PE estimées par la DPFT.

	ANALYTIQUE			RESERVOIR			TEMPS DE SUBMERSION (PE)			TEMPS DE SUBMERSION (Q)		
	PE	Q	DQ	PE	Q	DQ	PE	Q	DQ	PE	Q	DQ
S ²	104			89			122			149		
E	.64	.76	.48	.69	.84	.51	.58	.65	.47	.48	.78	.22
R ²	.65	.80	.50	.69	.86	.53	.62	.76	.53	.62	.84	.48
a	.92	.99	.84	.93	.98	.83	.86	1.02	.75	.68	.82	.58
b	1.8 (10 ⁻¹ mm h ⁻¹)	35. (m ³ s ⁻¹)	9.7 (m ³ s ⁻¹)	1.1 (10 ⁻¹ mm h ⁻¹)	26. (m ³ s ⁻¹)	0.7 (m ³ s ⁻¹)	3.6 (10 ⁻¹ mm h ⁻¹)	55. (m ³ s ⁻¹)	0.7 (m ³ s ⁻¹)	2.7 (10 ⁻¹ mm h ⁻¹)	42. (m ³ s ⁻¹)	0.7 (m ³ s ⁻¹)
ε	1.3 (10 ⁻¹ mm h ⁻¹)	34. (m ³ s ⁻¹)	0.6 (m ³ s ⁻¹)	0.6 (10 ⁻¹ mm h ⁻¹)	24 (m ³ s ⁻¹)	0.6 (m ³ s ⁻¹)	3.0 (10 ⁻¹ mm h ⁻¹)	56. (m ³ s ⁻¹)	0.7 (m ³ s ⁻¹)	0.7 (10 ⁻¹ mm h ⁻¹)	24 (m ³ s ⁻¹)	0.6 (m ³ s ⁻¹)

Tableau III.1 : Comparaison des résultats sur le jeu de calibration du Gardon d'Anduze. Nous avons utilisé la fonction objectif S² (III.4) et les coefficients d'efficacité (E), de détermination (R²) (voir § III.1.4.9), a et b de la droite (III.6) et la moyenne de l'erreur donnée par l'équation (III.2) (ε). Notons que lors de la comparaison des PE estimée et calculée, les points correspondant à des PB = 0 ont été éliminés des statistiques pour ne pas gonfler artificiellement les coefficients.

Une analyse du tableau III.1 nous permet de remarquer que le modèle Réservoir obtient partout les meilleurs résultats. C'est celui qui minimise le plus S², mais il présente aussi les meilleures efficacités tant en PE, qu'en Q et DQ. Néanmoins les résultats des trois modèles ne diffèrent pas beaucoup.

Le phénomène le plus remarquable est la performance différente en reconstitution selon que l'on compare les PE, les Q ou les DQ : les trois modèles réussissent à expliquer entre 60 et 70 % de la variance initiale des PE, sur lesquelles a été focalisé l'ajustement, et aux alentours de

80 % de celle des Q ($R^2 = .86$ pour le modèle de type réservoir).

En revanche, en ce qui concerne les DQ, les efficacités tombent et la variance expliquée ne dépasse guère 55 % (de même le coefficient a s'éloigne dangereusement de la valeur 1).

Cela montre, non seulement que la comparaison des DQ est un critère bien plus sévère que celle des Q, mais aussi que, même si l'allure des épisodes et des pics est correcte (bon accord des Q), il y a un certain nombre de décalages dans les pics qui rendent les modèles peu satisfaisants pour leur utilisation en prévision.

Un deuxième aspect qui attire l'attention est la différence sur les erreurs moyennes, $\bar{\epsilon}$. Tandis que sur les PE et des DQ l'erreur moyenne est proche de 0 (cela est aussi mis en évidence par la valeur du coefficient b), $\bar{\epsilon}$ devient significativement non nul pour les Q.

D'une part, il faut noter que la moyenne des Q est relativement plus forte que celle des DQ ou PE (et cela réduit la signification relative du résidu).

D'autre part, le résultat reflète l'existence du biais en volume sur la reconstitution fournie par la DPFT, que nous avons déjà obtenue et acceptée (voir § II.2.4), et donc sur les PE. Par conséquent le biais n'est pas introduit par la calibration du modèle de production ($\bar{\epsilon}_{PE} \approx 0$) mais par les résultats de la DPFT (FT et séries de PE).

Notons finalement que le coefficient E se montre beaucoup plus sensible, et donc plus utile, comme critère de qualité que le coefficient R^2 .

Pour compléter l'analyse des résultats nous présentons les reconstitutions des différents épisodes dans l'Annexe I, et les tableaux des valeurs des paramètres optimisés sont aussi dans l'Annexe III.

Nous allons maintenant faire quelques commentaires concernant chacun des modèles utilisés.

III.5.1 - Le modèle analytique

La première grande remarque que nous pouvons faire est que le modèle est surparamétré. En effet, pendant le processus de calibration on a ressenti les fortes interdépendances existant entre les 5 paramètres du modèle.

D'une part, la structure assez simple du modèle est en contradiction avec l'utilisation d'un nombre trop élevé de paramètres (5), rendant donc inévitable la surparamétrisation. De plus, le temps de calcul nécessaire pour les optimiser n'est justifié ni par les résultats, assez médiocres, ni par la faible complexité de la description fournie. D'autre part, la façon de les utiliser est sous-optimale. En effet, on se retrouve dans un cas proche de celui décrit par Troutman (1985, pp. 1206-1207) comme problèmes d'identifiabilité des paramètres. Dans ce cas, les équations reliant certains paramètres ne permettent pas de distinguer clairement les effets produits par des petites variations sur des paramètres différents.

Pour ce modèle le problème vient surtout de la définition des indices de pluies et débits antérieurs, équations (III.14) et (III.15) dans lesquelles les liaisons entre les paramètres λ et α , ainsi que γ et β sont trop fortes. Ce fait a été implicitement reconnu par les divers utilisateurs du modèle : la plupart des applications réduisent la formulation la plus générale de ces deux indices, utilisée ici, à d'autres moins paramétrées (on élimine les paramètres que l'on considère comme les moins informatifs, voir par exemple Guillot et Duband, 1981, ou Duband et al., 1988).

En tout cas, une reparamétrisation pourrait être envisageable sans pour cela renoncer aux résultats obtenus.

Enfin, il faut noter que ce nombre "trop" élevé de paramètres (par exemple le modèle Réservoir en utilise 3) est le prix à payer pour s'affranchir du problème de l'initialisation du modèle. En effet, le Réservoir comme le modèle à Temps de Submersion utilisent un paramètre d'épisode qu'il faut initialiser. Par contre, cet état initial est ici pris en compte par une expression qui nous conduit à utiliser ces 5 paramètres.

D'ailleurs, les graphiques d'ensemble ne présentent aucune caractéristique particulière. Seule peut être soulignée sur le graphique des Q une légère tendance à la dispersion avec la croissance de la valeur des débits (voir figure III.4A). De même elle est aussi appréciable sur le graphique des erreurs en Q (ϵ_Q , voir figure III.4B).

Notons sur le graphique (B) l'existence d'une ligne d'accumulation : la droite de pente -1. Cet effet (beaucoup plus net sur les graphiques des PE de tous les modèles) vient de l'existence d'une limite inférieure pour les erreurs des PE ou des Q, donnée par $\epsilon_Y \geq -Y^*$, car ni les PE ni les Q ne peuvent être négatifs.

Néanmoins, le coefficient R^2 (ici 0.0) et les graphiques montrent qu'aucune tendance organisée n'existe entre les erreurs associées et les valeurs calculées pour le modèle.

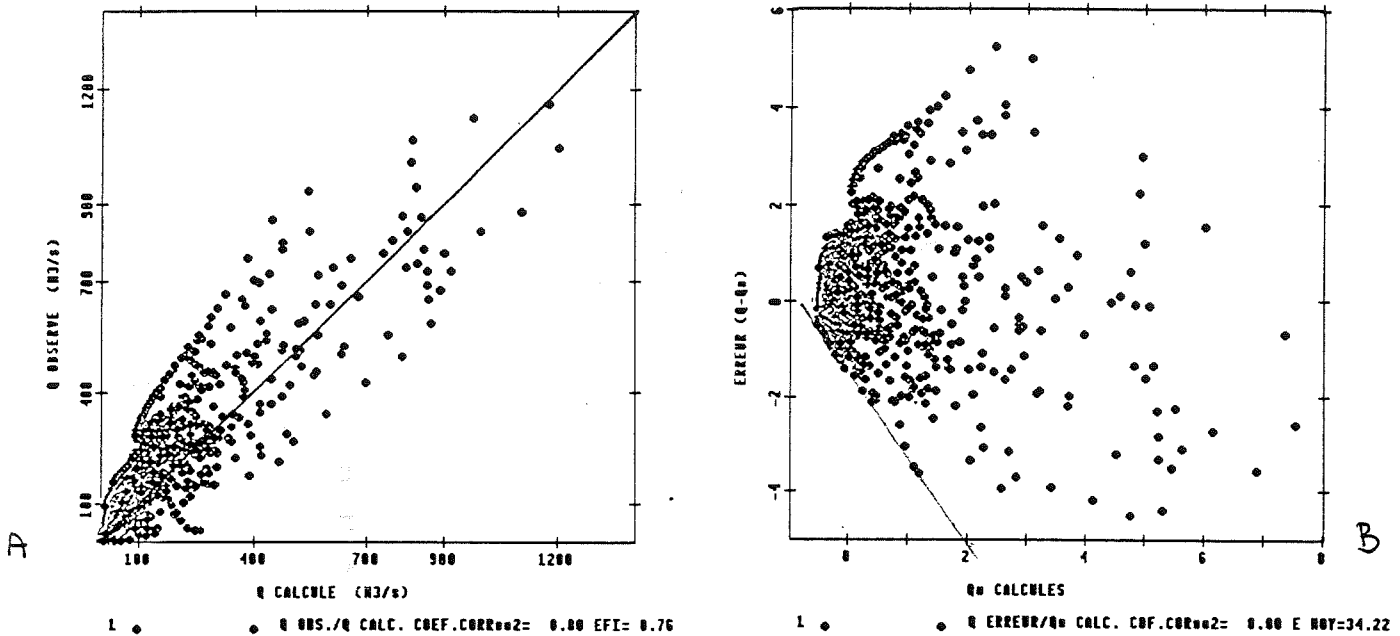


Fig. III.4 : Graphiques d'ensemble du modèle analytique.

A : Comparaison des Q observés/Q* calculés. B : Comparaison $\epsilon_Q (Q_{\text{obs}}-Q^*)/Q^*$ calculés.

Dans ce cas les deux variables ont été centrées et réduites afin de mieux les comparer.

Quant aux paramètres, l'influence de l'indice IQA est pratiquement nulle ($\alpha = 0.08$) et tout le poids est mis sur IPA ($\beta = .91$) qui est dans ce cas fortement autorégressif ($\gamma = 0.024$)⁶. Ceci paraît raisonnable compte tenu que nous les avons optimisés sur les PE, mais est néanmoins remarquable.

Enfin, signalons que ce modèle introduit un terme saisonnier (par le biais d'une fonction température) qui, dans le cas du Gardon, n'a pas beaucoup d'importance car toutes les crues se produisent pendant la période d'automne, et les effets saisonniers n'ont pas d'influence sur l'échantillon.

III.5.2 - Le modèle de type réservoir

C'est le modèle le moins paramétré (deux paramètres d'ensemble, α et β , et un paramètre d'épisode, le déficit initial $D(0)$), mais c'est aussi celui qui donne les meilleurs résultats.

Cela peut être compris en termes de rentabilité des paramètres : leur rôle a été bien

⁶ Rappelons que:

$$H(t) = [\lambda Q(t) + (1 - \lambda) IQA(t-1)]^\alpha \cdot [\gamma PB(t) + (1 - \gamma) IPA(t-1)]^\beta$$

choisi, β pilote le remplissage du réservoir et α la vidange, et l'information introduite n'est pas redondante (en d'autres termes, les espaces de solutions qu'ils génèrent sont relativement orthogonaux).

Cependant, l'utilisation d'un paramètre à initialiser pour chaque épisode remet en cause ses performances. En effet, pour une utilisation opérationnelle du modèle, il faudra une expression reliant le déficit initial, $D(0)$, aux variables connues en début de l'épisode (pluies antérieures, débits antérieurs, etc...). Il va de soi que cette relation, qui n'est pas fournie par la modélisation, ne sera pas parfaite. Par conséquent, elle introduira des incertitudes et des erreurs supplémentaires sur les valeurs modélisées du déficit initial, qui conduiront à des résultats finaux un peu plus pauvres.

Nous n'avons pas abordé ce problème dans notre étude. Nous avons utilisé les meilleurs résultats possibles fournis pour chaque modèle afin de les comparer, mais nous ne sommes pas entré dans un problème qui reste une des questions ouvertes de la relation pluie-débit. En effet, la caractérisation de l'état hydrologique initial d'un bassin est l'un des points faibles du savoir-faire hydrologique actuel. Certains modèles s'en affranchissent en démarrant la modélisation bien avant les crues (il faut alors une modélisation de l'évapotranspiration). Mais dans d'autres cas, cela n'est pas possible.

Par conséquent, la recherche de variables et d'indices faciles à mesurer et pouvant décrire cet état initial est l'un des points à retenir pour des études futures.

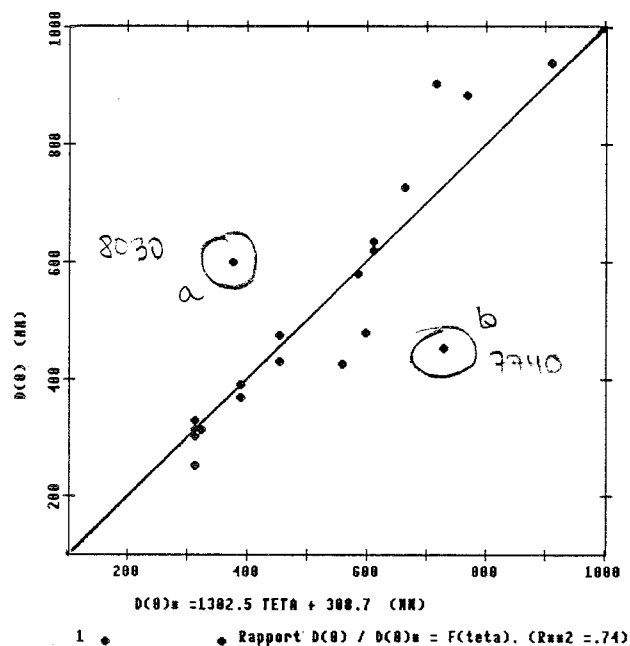


Fig. III.5 : Relation linéaire entre les paramètres initiaux $D(0)$ et $\Delta\theta$. Les deux points aberrants correspondent aux épisodes 8030 (a) et 7740 (b), qui sont deux cas extrêmes (voir reconstitutions dans l'Annexe I)

Néanmoins, notons que pendant tout le processus de calibration les deux paramètres d'épisode ($D(0)$ du modèle réservoir et $\Delta\theta$ du temps de submersion) se sont montrés fort stables. Cette robustesse pourrait s'interpréter comme un indice montrant que ces paramètres représentent un effet réel, et pas seulement un artifice mettant de côté les erreurs de la modélisation. De plus les deux paramètres sont fortement reliés : la corrélation entre $D(0)$ et $\Delta\theta$ dépasse .80 ($R^2 = .74$) (voir figure III.5).

Cela nous conduit donc à penser que derrière ces deux paramètres se cache un phénomène qui ne dépend pas du modèle employé, mais traduit plutôt une caractéristique hydrologique du bassin.

Quant à l'analyse des graphiques d'ensemble, elle montre des reconstitutions en PE et Q relativement bonnes (voir figure III.6), comme les coefficients du tableau III.1 le montrent. Remarquons que l'Efficiency est assez proche de R^2 ($E = R^2$ pour la comparaison en PE), ce qui traduit que le modèle n'est pas biaisé.

Cependant, le déficit systématique en volume pour les faibles Q est pris en compte par l'accumulation de points au-dessus de la droite 1:1 pour les faibles débits ($Q_{\text{obs}} \leq 400 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$). Cette accumulation disparaît pour les débits plus forts, mais se fait sentir sur les coefficients b et ε_Q

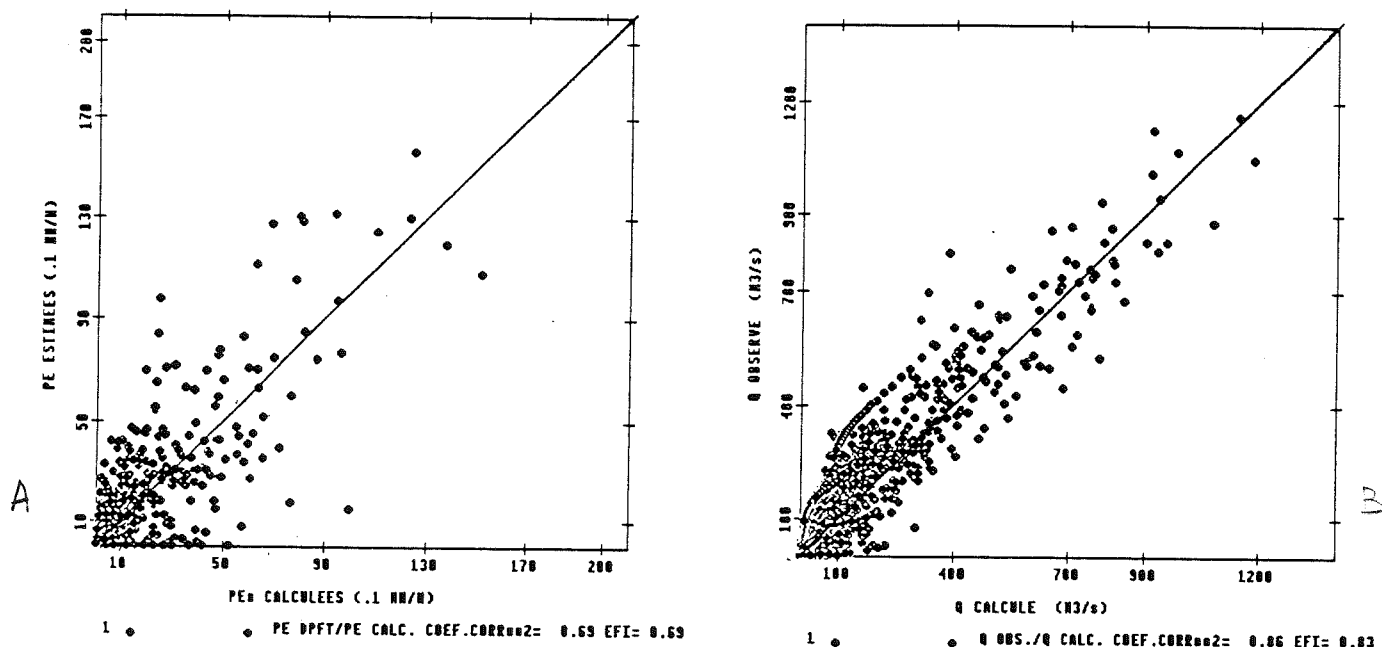


Fig. III.6 : Graphiques d'ensemble du modèle de type Réservoir.

A : Comparaison des PE estimées par la DPFT/PE* calculées.

B : Comparaison des Q observés/Q* calculés.

De même les graphiques des erreurs ne montrent aucune tendance organisée.

Quant aux paramètres, la valeur de α ($\alpha = .875$), qui est $(1 - \gamma)$ (voir figure III.2) et donc le complémentaire du "pourcentage de vidange", caractérise un réservoir à vidange plutôt lente (13 % du stock à chaque pas de temps). La valeur de β ($\beta = .955$) qui représente "l'avidité" du réservoir à combler le déficit, traduit que, pour une PB égale au déficit, 60 % de l'eau sera retenu par le réservoir, les 40 % restant formant la PE.

Notons donc qu'à cause de sa structure, ce modèle produira presque toujours une lame de PE, parfois très petite, et cela déterminera une incapacité du modèle à bien traiter de gros paquets de PB n'ayant pas produit de PE. Cela justifie les très fortes valeurs de $D(0)$ affectées à ces épisodes par rapport à la moyenne, car elles doivent réduire le plus possible la productivité en début d'épisode (C'est le cas d'un des deux points aberrants dans la figure III.5, l'épisode 8030, où l'incapacité du modèle à traiter le gros paquet de PB non productive en début d'épisode distord la valeur de $D(0)$, voir Annexe I).

Plusieurs cas illustrent cet effet (voir épisodes reconstitués dans l'Annexe I). En particulier, sur l'épisode 7410 $D(0)$ enregistre sa valeur maximale (93,5 mm) et néanmoins le modèle ne peut pas empêcher totalement une timide réponse aux premières pluies (voir figure III.7).

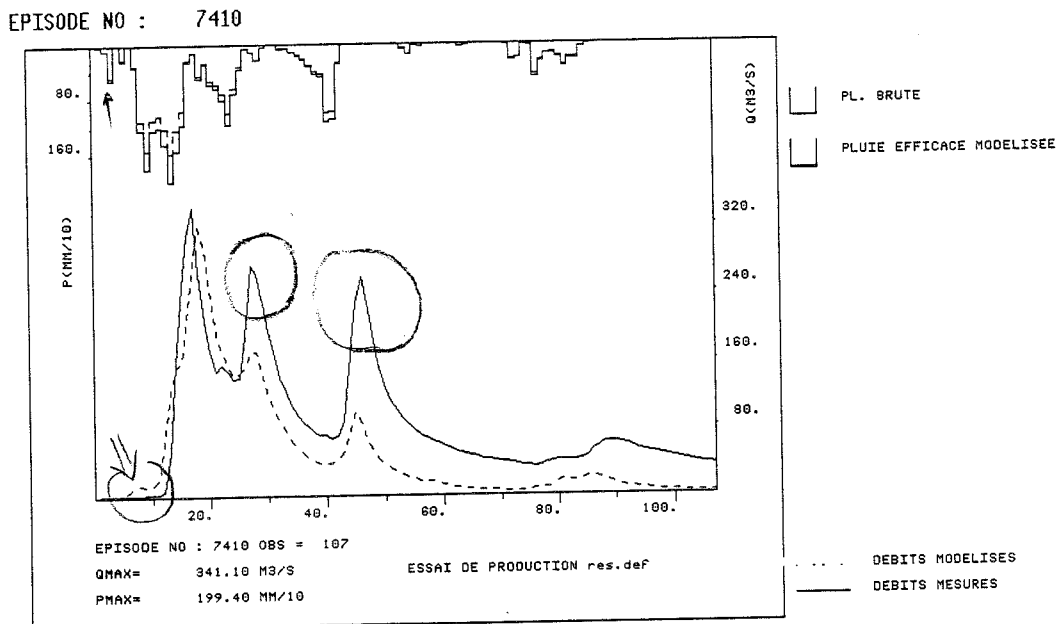


Fig. III.7 : Episode 7410 du Gardon d'Anduze.
 $D(0)$ prend sa valeur maximale : la réponse précédant la crue est presque éliminée, en revanche le deuxième et le troisième pics sont sous-estimés.

III.5.3 - Le modèle de type Temps de Submersion

La première chose à remarquer est la difficulté qu'il y a à bien calibrer ce modèle. En effet, il s'est montré le plus sensible aux changements de critère employé, ce qui pouvait faire varier ses paramètres et l'aspect de certaines reconstitutions, mais sans trop changer la qualité de l'ensemble des résultats.

Ceci est dû au poids énorme du paramètre K_s (la conductivité hydraulique à saturation naturelle), dans cette modélisation. En effet, d'après la théorie, aucune pluie d'intensité inférieure à la valeur de K_s ne peut produire de Pluie Efficace. Dans ces conditions, une fois la valeur de K_s imposée, certains paquets de pluie ne pourront pas contribuer à l'hydrogramme de crue. L'épisode 7420 en est un exemple flagrant : des pluies ne dépassant guère 4 mmh^{-1} donnent lieu à un pic de $140 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Or, la valeur de K_s optimisée sur l'ensemble des épisodes est de $K_s = 5.6 \text{ mmh}^{-1}$ et donc... (voir figure III.8).

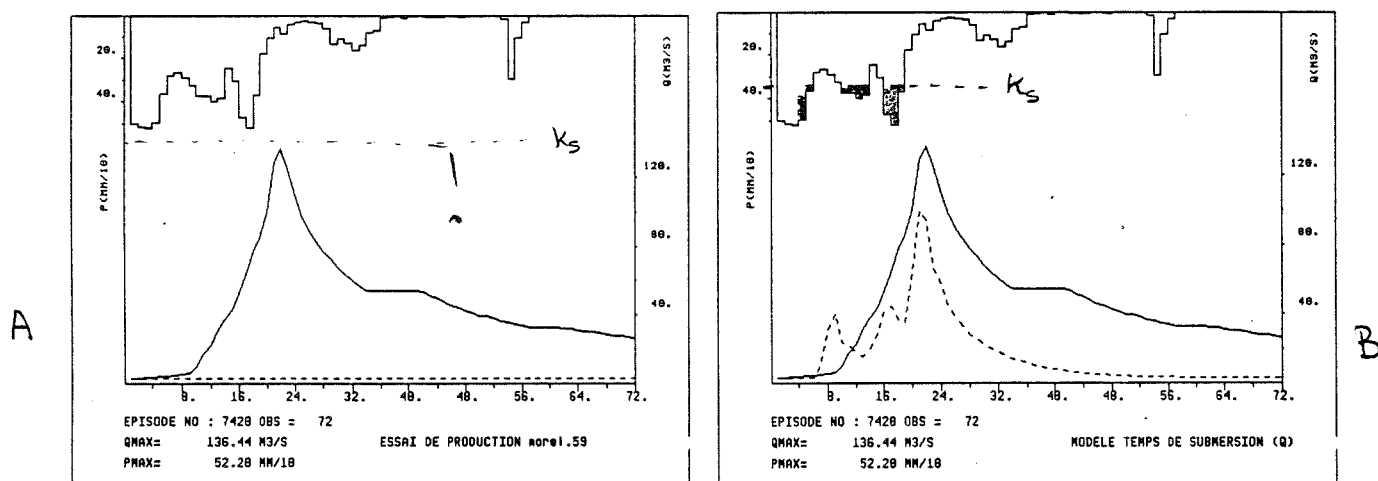


Fig. III.8 : Episode 7420 du jeu du Gardon d'Anduze simulé par le modèle à Temps de Submersion.

A : Modèle optimisé sur les PE, $K_s = 5.6 \text{ mmh}^{-1}$; B : Modèle optimisé sur les Q, $K_s = 3.4 \text{ mmh}^{-1}$.

Cela octroie une importance trop grande au paramètre K_s , qui pourra bouleverser la reconstitution de certains épisodes de plus faible intensité de pluie, dont la calibration sera alors critique.

Les résultats obtenus par le critère (III.5) appliqué au sens des PE (voir tableau III.1, modèle temps de submersion optimisé en PE) sont assez médiocres. Ce modèle minimise le

moins le critère et, de plus, il donne systématiquement les efficacités les plus faibles : en PE il y a 10 points de différence par rapport au réservoir, et 20 points quand on utilise les Q (E passe de 0.84 à 0.65).

C'est encore vrai en DQ : même si R^2 est le même, il y a des différences sur le coefficient E encore appréciables sur les coefficients a, b et $\underline{\epsilon}_{DQ}$. Les $\underline{\epsilon}$ montrent que ce modèle est le plus biaisé, surtout en Q, et de nouveau la comparaison des performances lui est assez défavorable tant sur $\underline{\epsilon}_Q$, que sur a et b.

Cette défaillance du modèle "à base physique" est pour le moins étonnante : les résultats sont moins bons qu'avec les autres modèles, en utilisant néanmoins une description bien plus complexe et présumée "proche" des processus d'infiltration (à titre indicatif, la comparaison du nombre de pages utilisées pour expliquer les différents modèles peut donner une idée au lecteur sur le rapport du coût relatif de leur mise en oeuvre).

Avant de réfléchir au pourquoi de ces résultats, nous allons remettre en cause notre façon d'optimiser le modèle.

La très mauvaise reconstitution en Q nous a poussé à reprendre le processus d'optimisation des paramètres, mais en minimisant cette fois la valeur de S^2 calculée en termes de Q (voir les résultats dans le tableau III.1 et les paramètres dans l'Annexe III).

Dans ce cas, la reconstitution en Q est, évidemment meilleure (on améliore même les résultats obtenus par le modèle analytique, mais pas ceux fournis par le Réservoir). Notons que la valeur S^2_Q calculée sur les Q, passe de 9500, pour la première optimisation du modèle, à 5900 pour cette version. Néanmoins le Réservoir, même optimisé en PE, donnait déjà $S^2_Q = 4400$, ce qui relativise le gain obtenu.

Cependant, les différences les plus nettes sont celles obtenues sur la PE et les DQ. La reconstitution des PE est alors nettement moins bonne ($E = .48$, $S^2 = 149$ et, de plus, le coefficient "a" chute jusqu'à .68). En DQ les résultats sont encore pires : E tombe à .22 (30 points au-dessous du Réservoir !).

Cela montre que le gain obtenu sur la reconstitution des Q a été obtenu en introduisant une incertitude sur la chronologie et la taille des DQ assez importante, ce qui remet en cause l'optimisation en Q.

Voyons ce que cela donne sur les graphiques d'ensemble.

Tout d'abord, analysons les graphiques des Q observés versus les Q^* calculés (voir figure III.9). Le modèle optimisé en PE présente une double branche caractéristique : La première reflète un comportement du modèle très correct pour les forts débits. Mais, la deuxième branche du nuage se détache clairement montrant que certains épisodes sont fortement sous-estimés. Cette sous-estimation devient systématique pour les faibles débits, effet que l'on retrouve sur les valeurs de b et ε_Q ($55 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ vis à vis d'un Q^* de $64 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$).

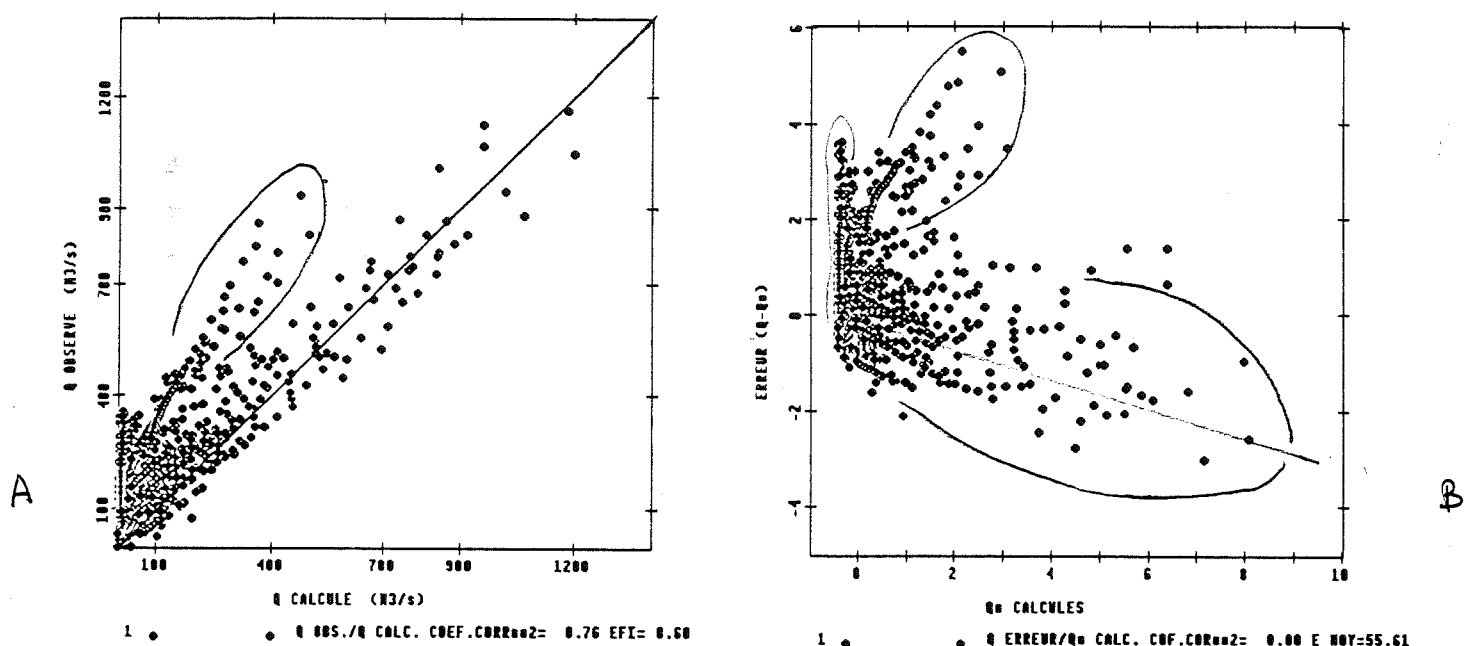


Fig. III.9 : Diagrammes de qualité de la reconstitution en Q du modèle Temps de Submersion optimisé en PE.

A : Q observés/ Q^* calculés ; B : erreur ε_Q/Q^* calculés.

Notons que, dans ce cas, les deux variables ont été centrées et réduites pour une meilleure comparaison.

Le graphique des erreurs en Q , ε_Q , présente les mêmes caractéristiques : on retrouve la deuxième branche traduisant qu'un certain nombre de crues moyennes ont été fortement sous-estimées ; il y a aussi une zone d'accumulation de points fortement sous-estimés (voire même "pas vus", comme dans le cas de la figure III.8) dans la région des faibles débits.

De plus, si on fait abstraction de cet effet de "branche", la reste du nuage présente une tendance organisée claire des erreurs vis à vis des Q^* , tendance qui montre un biais systématique du modèle (nous reprendrons son analyse un peu plus tard).

Voyons maintenant sur l'épisode 8450 la cause de l'apparition de cette branche (voir

figure III.10, A1). Le modèle est incapable de réagir quand les précipitations sont peu intenses par rapport à K_s (la PB^* de l'équation (III.26) est presque égale à 1).

Le choix de K_s est ici critique et l'épisode ne peut être que sous-estimé (les autres paramètres H_c , n et $\Delta\theta$ ont une influence marginale vu les contraintes imposées par la valeur de K_s . On pourrait dire que dans ces conditions le modèle devient "aveugle" à la variation de la PB et se transforme, au mieux, en une espèce de Φ index, ce qui diminue considérablement ses performances.

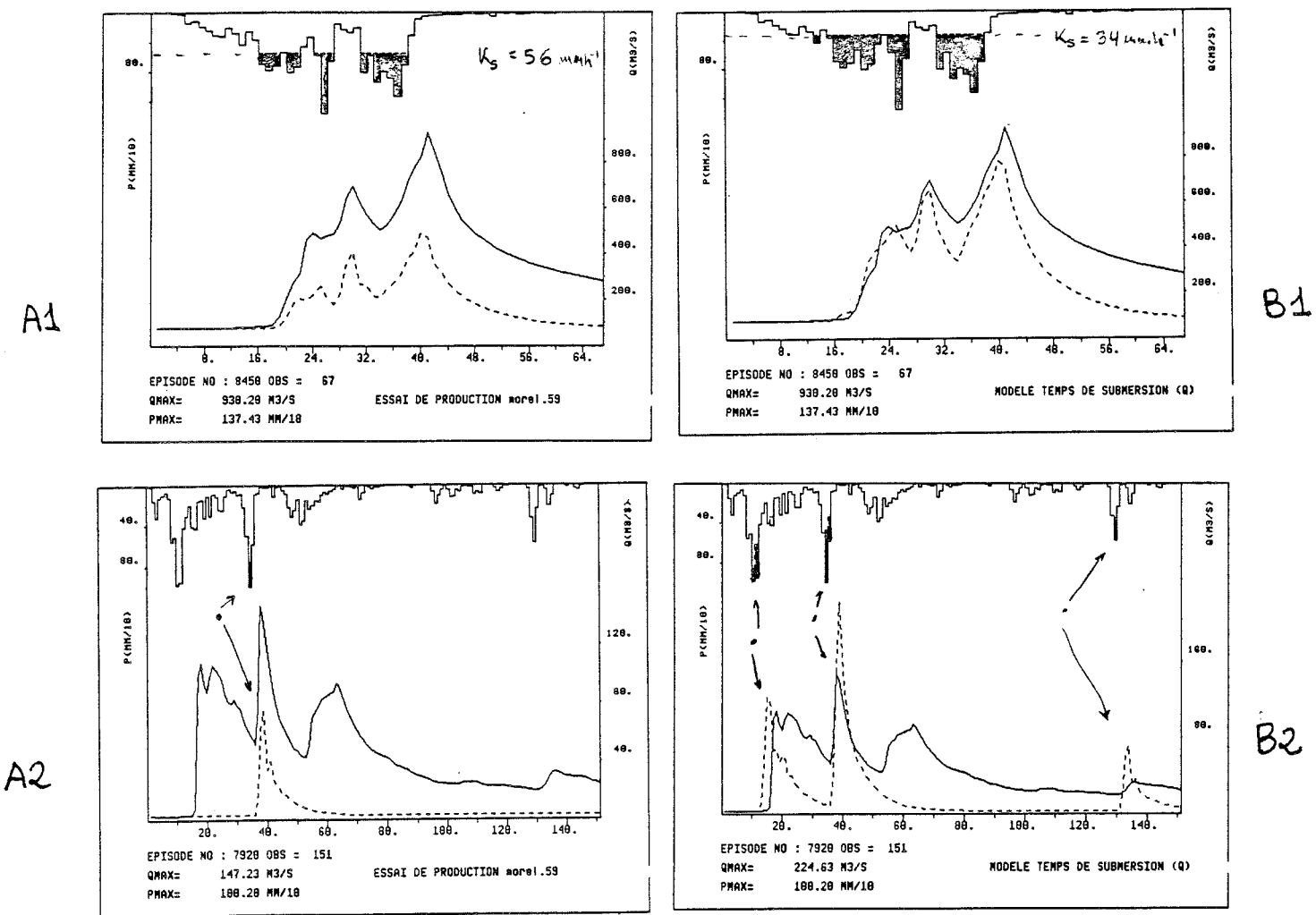


Fig. III.10 : épisodes 8450 (1) et 7920 (2) du Gardon d'Anduze reconstitués par deux versions du modèle temps de submersion. A : optimisé sur les PE ; B : optimisé sur les Q.

L'épisode 7920 présente un deuxième cas de figure (figure III.10A2). L'existence de plusieurs pics n'est pas reconnue par le modèle car le seuil imposé par K_s est mis trop haut.

On pourrait alors envisager une réduction de la valeur "optimisée" de ce paramètre, ce qui nous permettrait peut-être d'améliorer les résultats.

Ceci est en fait le résultat donné par l'optimisation en Q . On retrouve un nouvel optimum avec une K_s sensiblement plus faible (voir Annexe III), n diminue aussi sensiblement (il passe de 9 à 5) ce qui est logique : un n plus faible permet un accroissement plus rapide de I lors de la phase de drainage, ce qui aidera à compenser une valeur de K_s plus faible. En revanche, H_c ne varie pas.

Mais le nouvel optimum, est-il meilleur ? Le graphique des Q observés/ Q^* calculés (voir figure III.11.A) nous montre que l'on a produit un basculement du nuage vers la bissectrice. La deuxième "branche" a effectivement disparu (la diminution de K_s permet de mieux reconstituer les épisodes affectés) et même l'erreur moyenne, ϵ_Q , a été réduite, mais en biaisant maintenant les forts débits.

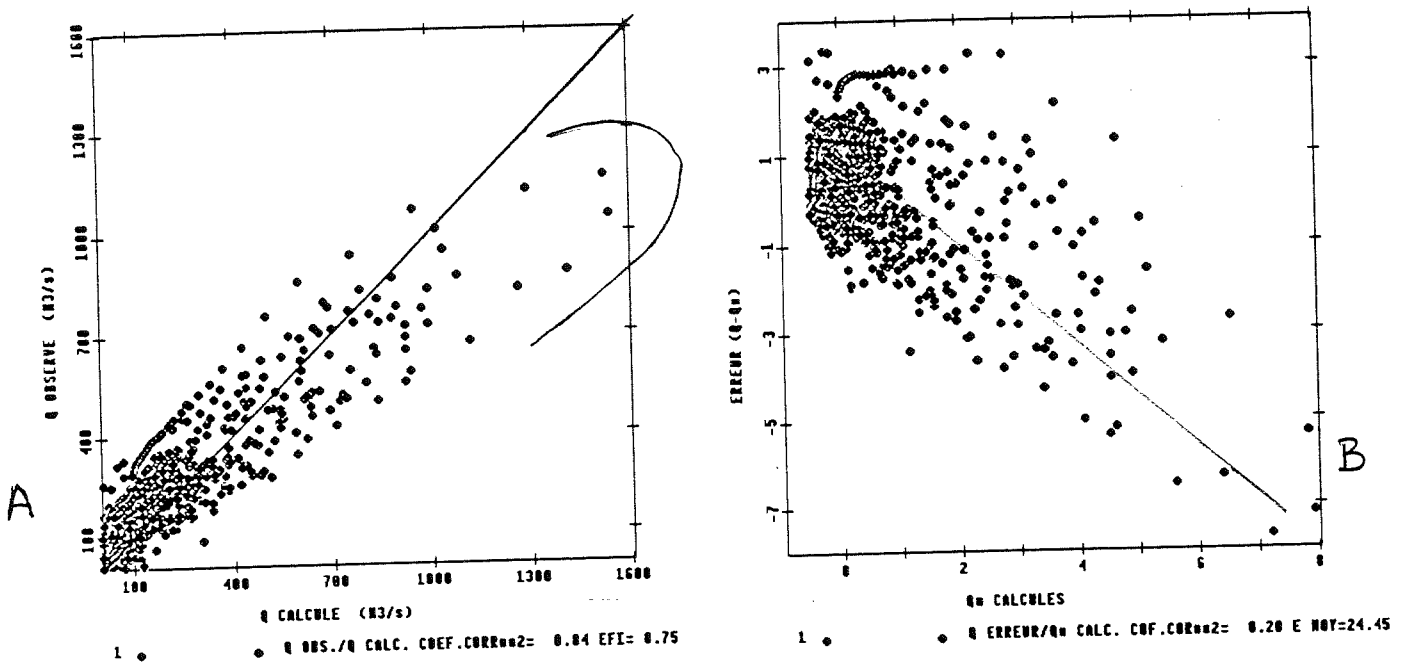


Fig. III.11 : Graphiques de comparaison du modèle. Temps de submersion optimisé en Q .

A : Q observé/ Q^* calculé ; B : ϵ_Q/Q^* calculés (avec variables centrées et réduites)

Les graphiques des résidus ϵ_Q sont aussi parlants (voir figure III.11.B) : la branche que l'on observait sur III.9.B a également disparu, mais la tendance qui se dessinait sur les erreurs est maintenant très nette. En d'autres termes, nous avons réussi un meilleur ajustement de l'allure des hydrogrammes (surtout en volume) mais nous avons augmenté le biais donné par le modèle, relativement marqué maintenant, sur les pics de crue. Cet effet, qui induisait une réduction des performances en PE et DQ déjà soulignée, est aussi appréciable sur la reconstitution des épisodes.

Sur le 8450 (Figure III.10.B1) au premier coup d'oeil on dirait que l'on a amélioré la reconstitution de façon notable. Néanmoins, dans ce cas, la modélisation des PE est au moins aussi mauvaise qu'avant (comparer avec la PE reconstituée par la DPFT sur le même épisode dans l'Annexe I), et les DQ sont du même ordre voire plus mauvais (sur l'épisode reconstitué Figure III.10.A1, il y a un fort déficit en débit, mais la chronologie des DQ est assez correcte).

La perte de qualité est encore plus flagrante sur l'épisode 7920 (Figure III.B2). En voulant mieux reconstituer le premier pic (qui reste néanmoins mal modélisé) on "rate" complètement le deuxième en DQ (imaginez la réaction du prévisionniste face à une remontée de ce genre après avoir bien prévu, en DQ, la décrue du premier pic).

En conclusion, cette deuxième optimisation doit être, dans ce cas, rejetée. Et même, si on sous-estime fortement les débits nous considérerons le premier jeu de paramètres comme le meilleur.

Mais alors une question se pose : pourquoi l'optimisation conduit-elle à une valeur de K_s qui n'est pas capable de reconstituer certains épisodes (voir Figure III.8) ?

Une des causes peut en être l'utilisation d'un critère d'optimisation de type moindre carrés. En effet, dans ce cas, le critère préfère se tromper un peu moins sur les fortes valeurs des débits qui sont privilégiées, et négliger les effets induits sur les faibles Q (ce qui est rassurant pour la prévision des crues).

En effet, le modèle fournit d'excellentes reconstitutions lorsqu'il s'agit de forts pics, ou de réponses à de fortes précipitations (voir Figure III.12).

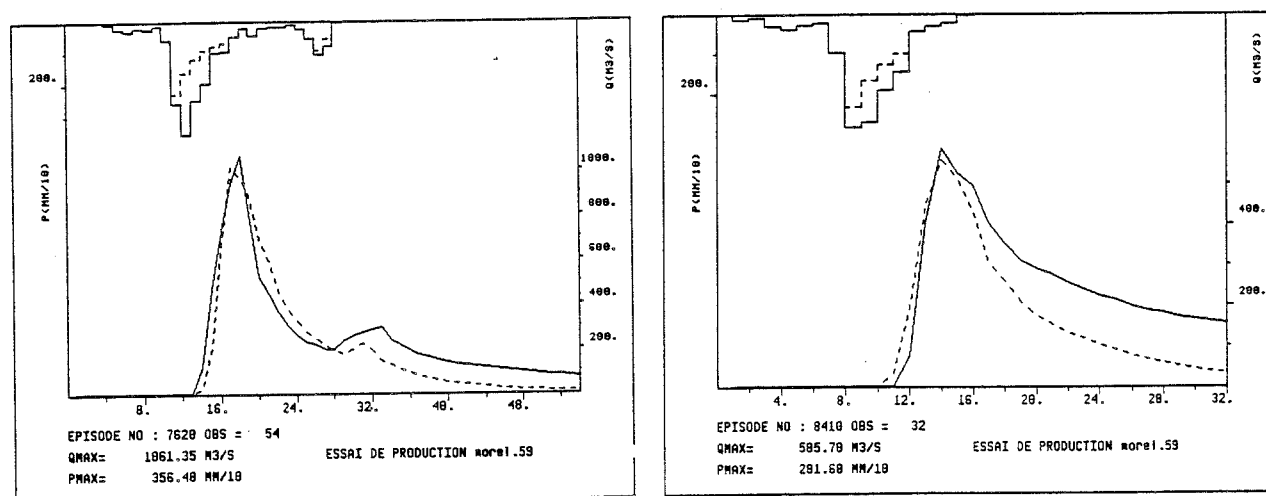


Fig. III.12 : Reconstitution des épisodes avec des précipitations importantes 7620 (A) et 8410 (B) par le modèle Temps de Submersion (optimisé en PE).

Nous pourrions alors conclure que le modèle est plutôt adapté aux phénomènes provoqués par des pluies moyennes intenses, et aux épisodes vraiment exceptionnels. En revanche, dans les cas de pluies moyennes plus faibles, il n'est pas capable de générer le débit associé. On dirait donc qu'il y a un changement du mécanisme de production, qui serait piloté par l'intensité moyenne sur le bassin de la pluie...

Mais, d'abord, analysons ce que représente la valeur de K_s proposée qui est de $K_s = 5.6 \text{ mmh}^{-1}$, et qui, comme nous l'avons vu, est parfois trop forte.

Si K_s doit représenter vraiment la conductivité hydraulique à saturation, nous obtenons une valeur très faible. En effet, pour un terrain comme celui du Gardon, on s'attendrait à des mesures de K_s de l'ordre de plus de 50 mmh^{-1} (1 ordre de grandeur de plus). Mais dans ce cas, aucun épisode ne pourrait être calculé car la PB n'atteint jamais cette valeur.

Sur ce type de situations, Troutman conclut (1985, p. 1201) :

“Si les valeurs des paramètres calibrés nous paraissent irréalistes et hors des intervalles que l'on pourrait leur associer physiquement, le modèle est probablement moins déterministe qu'on ne le croyait, et l'espoir d'utiliser les valeurs physiquement réalistes pour obtenir des prévisions acceptables ne sera plus fondé”.

Ce qui pose donc problème ici, c'est que la valeur de K_s utilisée n'est plus celle de la conductivité hydraulique au sens de la physique du sol (où elle est une mesure ponctuelle). En effet, notre modèle a supposé un sol homogène, mouillé par une lame d'eau homogène, et nous savons que la réalité en est bien éloignée : le sol n'est pas du tout homogène et ses caractéristiques ont une variabilité spatiale non négligeable (de plusieurs ordres de grandeur dans le cas de la conductivité hydraulique à saturation), de plus la pluie possède aussi une variabilité spatiale.

Par conséquent, si on essaie d'optimiser une seule valeur du paramètre prenant en compte tous ces effets, le résultat n'aura rien à voir avec l'ordre de grandeur des valeurs “raisonnables” pour un sol vraiment homogène sous une pluie homogène. Les valeurs optimisées seront devenues des **valeurs effectives** des paramètres (au sens de Troutman, 1985, p. 1200), qui auront intégré ces effets de variabilité spatiale, mais aussi les défauts de la description fournie par le modèle.

C'est pour tout cela que la valeur de 5.6 mm h^{-1} ne doit pas être considérée comme aberrante : on ne parle tout simplement plus de la même grandeur que celle obtenue par des mesures **ponctuelles** avec l'infiltromètre. En effet le changement d'échelle de la description changera aussi le sens des grandeurs, qui ne pourront plus être interprétées avec les mêmes idées

qu'avant (il nous faudra un changement de mentalité au moins proportionnel au changement de l'échelle de notre problème).

Ce phénomène avait déjà été noté par Morel-Seytoux (1988c), qui, pour ce même modèle, fournissait à titre indicatif une expression pour la valeur de K_s effective (K_{eff}) compte tenu d'une distribution spatiale supposée uniforme entre 0 et K_{max} (valeur maximale de K_s) de la conductivité hydraulique dans le bassin. Sous ces hypothèses particulières il trouvait que :

$$K_{eff} \cong 0.7 K \quad (\text{III.41})$$

où K_s est la vraie valeur moyenne. Mais ceci n'est pas suffisant pour expliquer l'ordre de grandeur des différences que nous avons obtenues, et ne prend pas en compte le fait de la variabilité des pluies.

En conclusion, nous préférons donc renoncer explicitement à rattacher la valeur effective du paramètre optimisé à des valeurs plus caractéristiques de la "vraie conductivité hydraulique" (celle que l'on peut mesurer ponctuellement à l'aide d'un infiltromètre).

Revenons maintenant aux graphiques des erreurs.

À la différence des modèles précédents, où aucune tendance claire ne pouvait être notée, apparaît une erreur systématique appréciable sur les résidus, qui se concrétise sous forme de tendance des résidus avec les valeurs calculées (plus claire dans le cas des ε_Q , voir figure III.9).

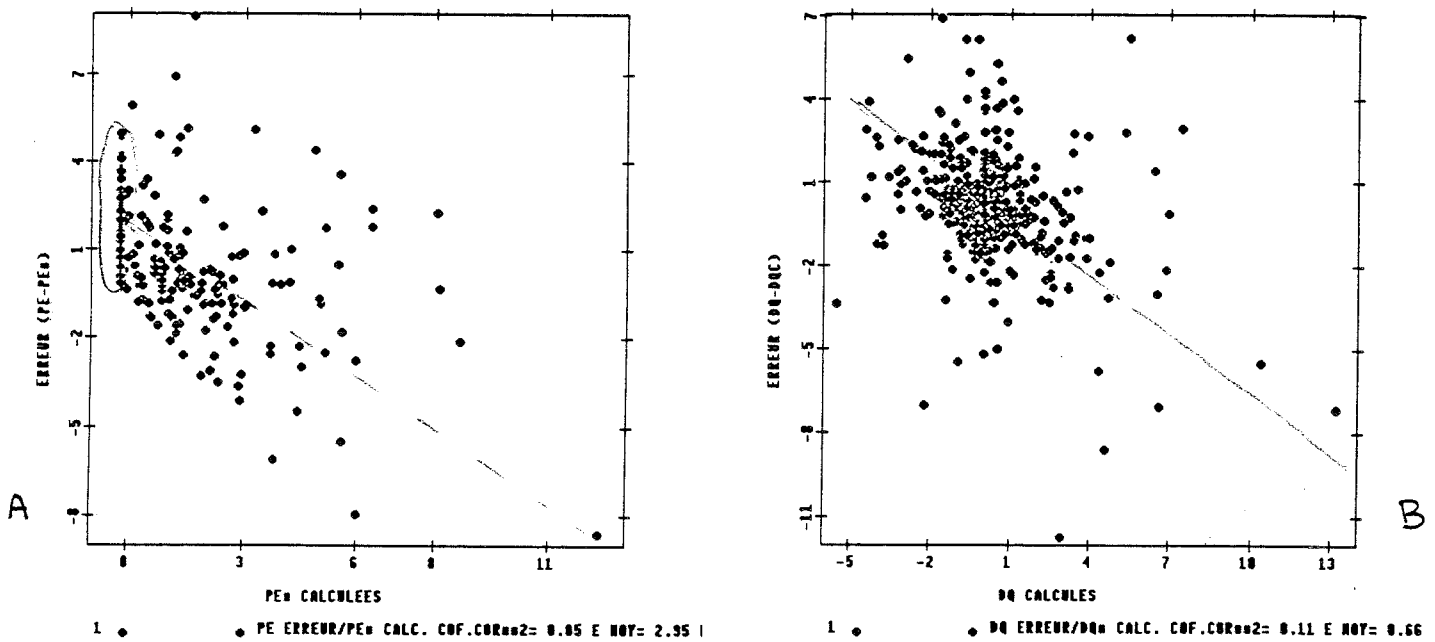


Fig. III.13 : Graphiques des erreurs de modélisation en fonction des valeurs calculées par le modèle Temps de Submersion (optimisé en PE).

A : ε_{PE}/PE^* calculées ; B : ε_{DQ}/DQ^* calculées (toutes les variables ont été centrées et réduites)

Sur les ϵ_{PE} et les ϵ_{DQ} cette tendance existe aussi, mais un peu moins marquée (voir figure III.13) (par contre sur ces mêmes graphiques du modèle optimisé en Q la tendance est à nouveau beaucoup plus nette).

Cet effet reflète la prédisposition du modèle à surestimer les fortes valeurs de la variable expliquée, et à sous-estimer les faibles valeurs, de façon à faire apparaître une tendance caractérisée par une pente négative sur les graphiques ϵ /valeurs calculées.

Troutman (1982) fait une analyse de l'effet des erreurs sur la modélisation pluie-débit, et il conclut que la présence d'un biais comme celui que nous avons trouvé est le signe que l'on n'a pas pris en compte dans le modèle la variabilité spatiale des données (pp. 959-960).

Dans son cas (où il fait varier l'estimation de la lame de PB en utilisant un nombre croissant de pluviographes) il explique ce biais en disant que ses données ne prennent pas en compte la variabilité spatiale de la pluie (p. 963).

Dans notre cas nous ferions une lecture un peu différente de l'effet général formulé par lui (p. 950) car dans notre comparaison ce n'est plus l'estimation de la PB mais le modèle de Fonction de Production qui a varié.

Imaginons maintenant que notre modèle fournisse une très bonne description des processus réellement mis en jeu à une échelle ponctuelle (celle de la colonne). Que va-t-il arriver si nous l'utilisons tel quel pour modéliser le comportement moyen de notre bassin ?

Admettons que la description à l'échelle du bassin ne soit plus la même que celle dont nous disposons et que le modèle "idéal" doive savoir prendre en compte que les valeurs fournies des données sont une mesure d'une réalité qui est variable dans l'espace, et qui ne peut pas être réduite à la juxtaposition spatiale de la valeur fournie.

D'une part, il est largement admis que la variance des processus ponctuels est beaucoup plus grande que celle des processus moyens. En d'autres termes, le signal de sortie d'un modèle décrivant bien un processus ponctuel aura une variance plus grande que celle du signal fourni par un modèle du comportement moyen.

D'autre part, nous allons calibrer les paramètres de notre modèle ponctuel en essayant de reproduire le mieux possible les débits en moyenne (en espérance).

Ce phénomène de moyenne identique et de variance différente donnera une plus grande

probabilité de sous-estimer les faibles valeurs de la variable à expliquer, et de surestimer les fortes valeurs, et nous amènera donc à créer une tendance comme celle qui est apparue dans notre cas. Cette dernière doit s'interpréter comme une incapacité du modèle à "moyenner" les processus sur le bassin compte tenu d'une description trop liée à l'échelle ponctuelle. L'amplitude du biais mesurera cette inadéquation à représenter les processus à une échelle globale.

En effet, le modèle Temps de Submersion est purement et simplement la transposition à l'échelle du bassin, considéré comme un tout, des équations décrivant bien le processus ponctuel de l'infiltration. Les résultats sont parlants : la modélisation fournie est moins bonne qu'avec un modèle moins sophistiqué, moins fondé physiquement si l'on veut, mais qui réussit à mieux traduire le comportement moyen d'une entité d'échelle beaucoup plus grande.

Mais comparons les PE estimées par la DPFT avec celles reproduites par les trois modèles (voir figure III.14).

La première chose qui attire l'attention est la grande complexité de la PE estimée (on dirait qu'elle est trop variable). En regard les PE* fournies par le modèle analytique et Réservoir gardent une structure relativement souple qui leur permet de suivre l'allure générale de la séquence de PE, sauf lorsque de fortes variations de PE adviennent.

En revanche, la PE* issue du modèle Temps de Submersion ne peut presque pas fluctuer : elle est fixée par un modèle qui cherche surtout à imposer une structure particulière à l'infiltration, celle obtenue à l'échelle ponctuelle.

Il semblerait que le modèle ait trop confiance en la décroissance exponentielle de l'infiltrabilité et néglige tout autre renseignement. Particulièrement, il ne donne aucune importance aux fluctuations de la PB, une fois la submersion atteinte, et tant que la PB reste supérieure à l'infiltrabilité (I).

C'est la plus grande différence avec les deux autres modèles, qui ont plutôt renoncé à une structure a priori pour la I, et s'appuient sur les fluctuations des PB pour modéliser celles de I (des pertes en volume). Or, même si ce choix est un peu meilleur que celui de l'équation ponctuelle de I, il est évident que la séquence de la PB moyenne ne constitue pas une information suffisante pour expliquer à elle seule les grandes fluctuations de la séquence des PE.

Mais, ne nous précipitons pas. Voyons d'abord les résultats sur notre deuxième bassin avant de conclure.

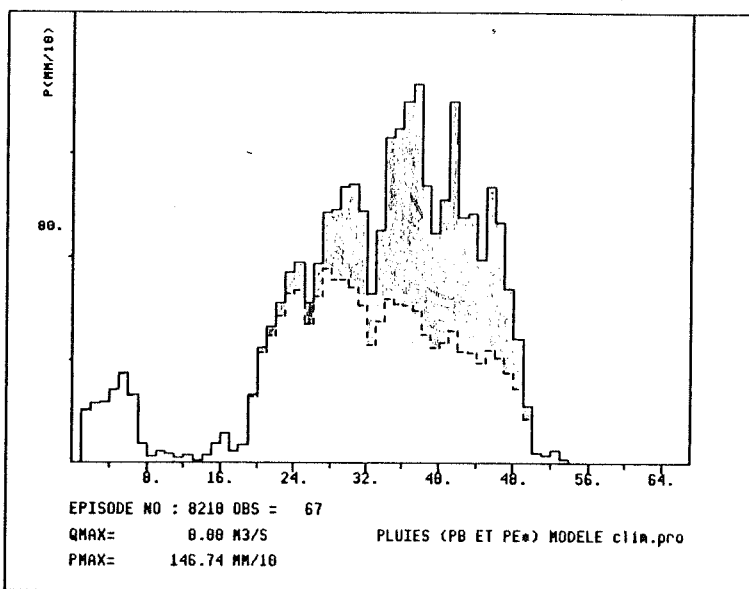
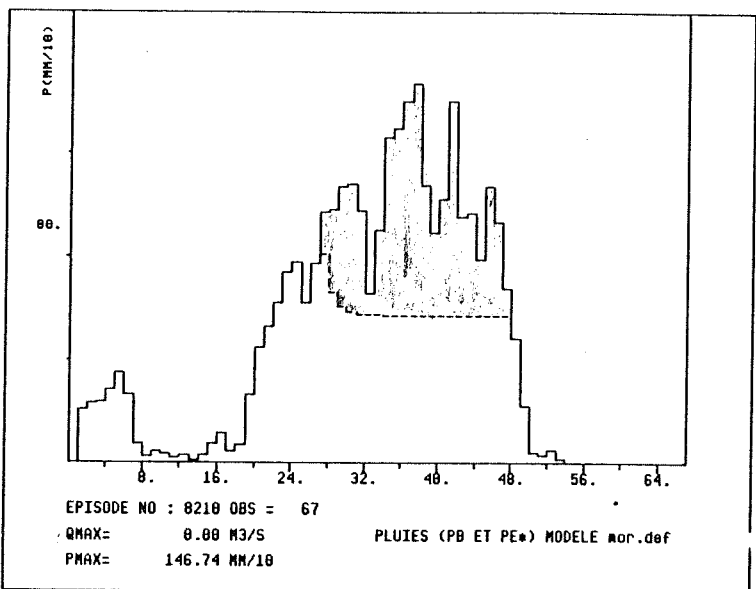
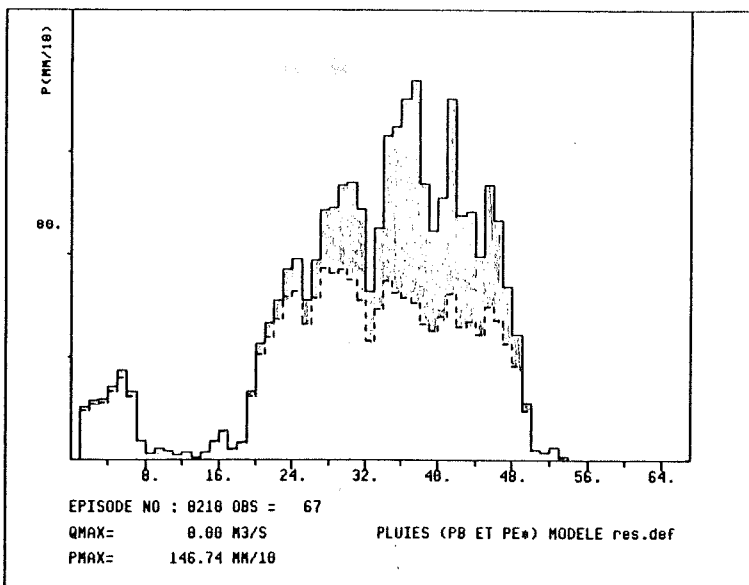
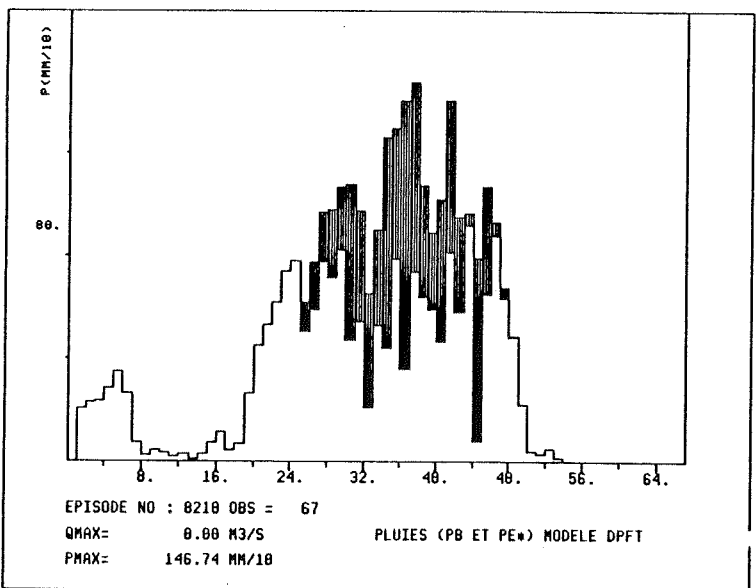


Fig. III.14 : Comparaison des PE de l'épisode 8210 du Gardon d'Anduze.
 A : PE estimées par la DPFT ; B : PE* calculées par le modèle Réservoir ; C : PE* calculées par le modèle temps de submersion ; D : PE* calculées par le modèle analytique.

III.6 - RESULTATS DE LA CALIBRATION DES MODELES SUR LE REAL COLLOBRIER

Nous présentons dans le tableau III.2 l'ensemble des résultats obtenus pour les trois modèles globaux de Fonction de Production, après calibration de leurs paramètres respectifs en optimisant le critère (III.5) entre les PE calculées et les PE estimées par la DPFT.

	ANALYTIQUE			RESERVOIR			TEMPS DE SUBMERSION		
	PE	Q	DQ	PE	Q	DQ	PE	Q	DQ
S ²	21			16			22		
E	.43	.47	.31	.57	.75	.37	.42	.46	.29
R ²	.50	.68	.37	.60	.81	.44	.56	.71	.42
a	.89	1.2	.72	.86	1.1	.72	.77	1.1	.64
b	1.9 (10 ⁻¹ mm ^{1/2} h ⁻¹)	3.0 (m ³ s ⁻¹)	.05 (m ³ s ⁻¹)	1.3 (10 ⁻¹ mm ^{1/2} h ⁻¹)	1.9 (m ³ s ⁻¹)	0.04 (m ³ s ⁻¹)	2.3 (10 ⁻¹ mm ^{1/2} h ⁻¹)	5.1 (m ³ s ⁻¹)	0.6 (m ³ s ⁻¹)
ε	1.6 (10 ⁻¹ mm ^{1/2} h ⁻¹)	4.8 (m ³ s ⁻¹)	0.0 (m ³ s ⁻¹)	0.8 (10 ⁻¹ mm ^{1/2} h ⁻¹)	2.5 (m ³ s ⁻¹)	0.03 (m ³ s ⁻¹)	1.9 (10 ⁻¹ mm ^{1/2} h ⁻¹)	5.6 (m ³ s ⁻¹)	0.6 (m ³ s ⁻¹)

Tableau III.2 : Résultats de la calibration des modèles sur le Réal Collobrier. Nous avons utilisé la fonction objectif S² (III.4), les coefficients de l'efficacité (E) et de détermination (R²) ainsi que les coefficients a et b de la droite (III.6) et la moyenne, ε, de l'erreur donnée par l'équation (III.2).

Une analyse du tableau III.2 permet de noter qu'à nouveau, le modèle Réservoir fournit les meilleurs résultats tant en S² que sur les Efficacités des PE, Q et DQ. Globalement, les différences obtenues par rapport aux deux autres modèles (qui ont des performances très

similaires) sont même plus nettes que dans le cas du Gardon : elles deviennent presque “dramatiques” sur la comparaison des Q (30 points de différence sur les E entre le Réservoir et les autres), mais se réduisent sur les DQ, où tous les modèles enregistrent, à nouveau, de mauvais résultats.

De même la comparaison avec les résultats globaux obtenus sur le jeu de calibration du Gardon (Tableau III.1) montre que, dans le cas du Réal Collobrier, aucun modèle n’obtient des performances comparables à celles obtenues sur le Gardon.

Néanmoins, la comparaison du coefficient b ou des erreurs moyennes montre que les ϵ_{PE} sont comparables à celles du Gardon (il y a toujours une légère sous-estimation), mais les ϵ_Q et ϵ_{DQ} sont bien plus petites. Ceci pourrait traduire un biais systématique des débits moindre (rappelons que la DPFT ne présentait pas sur le Réal Collobrier, le déficit systématique obtenu sur le Gardon), mais doit plutôt être rattaché à des ordres de grandeur des Q et DQ différents sur les deux bassins.

En tout cas, la comparaison des Efficacités (car S^2 ne peut pas non plus être comparé directement à cause des ordres de grandeur différents des pluies des deux bassins) montre clairement que la modélisation est ici nettement moins bonne.

Alors une question s’impose : Pourquoi cette différence dans la qualité de la modélisation de tous les modèles ?

Prenons un exemple : l’épisode 8345 (voir figure III.15). Il se caractérise par l’existence d’un pic tronqué, c’est-à-dire d’un pic de débit plus ou moins constant pendant 5 pas de temps. Pour pouvoir le reproduire il nous faudra retrouver pendant ce temps une PE à peu près constante (comme le montre l’estimation de la DPFT). Cependant, ce pic correspond à une phase de PB nulle (!), et par conséquent tous les modèles amorcent la décroissance au moment où ils atteignent le pic, tout simplement parce que l’absence de PB ne permet pas de calculer des PE.

Prenons un deuxième exemple : l’épisode 7216 (voir figure suivante, III.16). Dans ce cas, tous les modèles suivent plus ou moins la chronologie de l’épisode, mais commencent la décrue juste avant le sommet du pic. Aucun ne peut le reconstituer complètement et, surtout, aucun ne “voit” le petit pic qui se détache dans la décrue.

En revanche, la DPFT avait réussi à bien modéliser l’épisode, mais en identifiant des $PE > PB$, et même des PE là où la PB était nulle. En fait le petit pic ne peut être reproduit quelque soit le modèle de Production employé. Il s’agit certainement d’une mauvaise estimation de la PB, où d’une erreur de dépouillement du limnigramme.

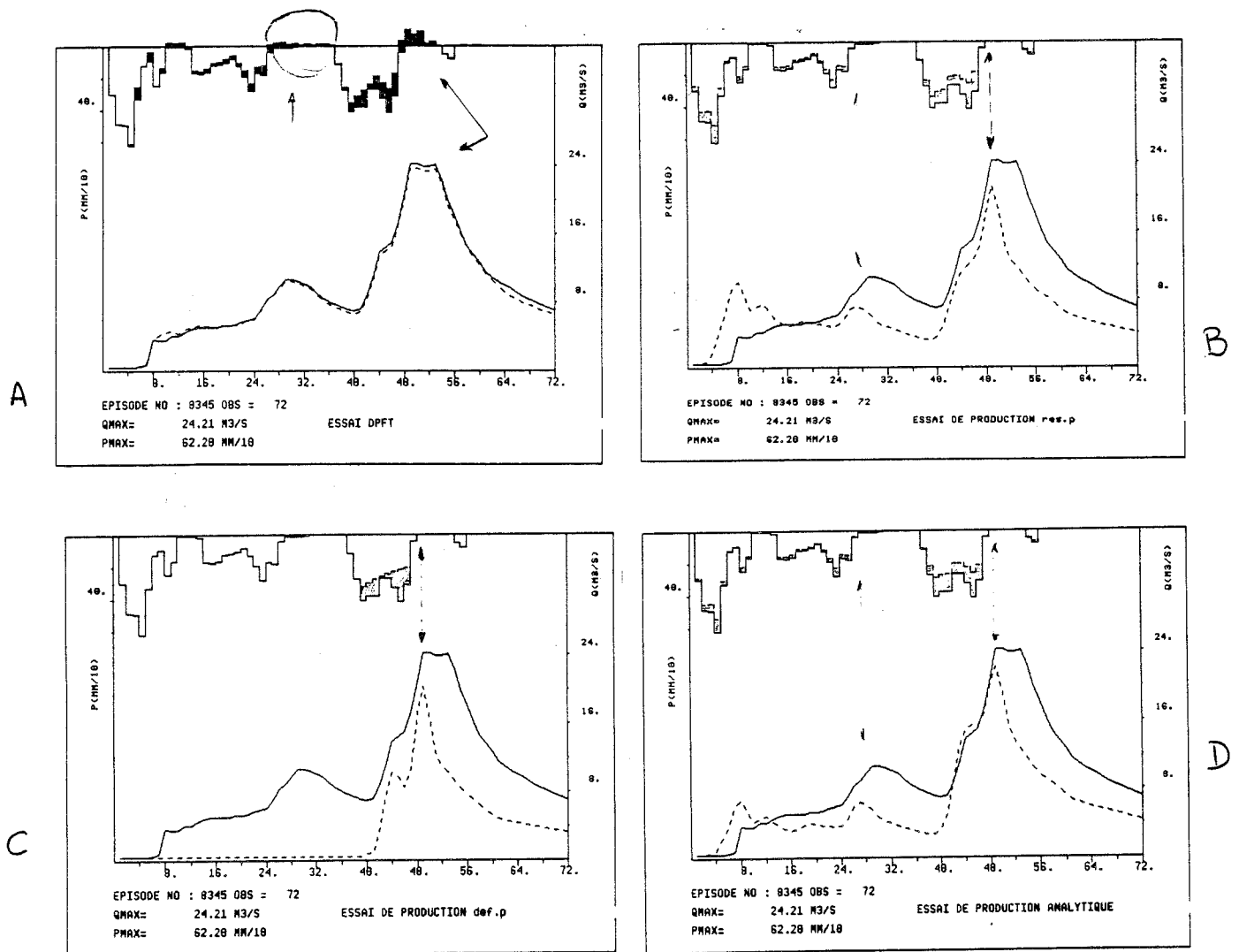


Figure III.15 : Episode 8345 du Réal Collobrier

- A : Estimation fournie par la DPFT. Notons que la PE déborde l'axe du graphique quand PE > PB ;
- B : Reconstitution proposée par le modèle réservoir ;
- C : Reconstitution du modèle Temps de Submersion ;
- D : Reconstitution du modèle Analytique.

De même, la partie non reconstituée du pic de crue découle de la fin des PB quelques pas de temps avant, et tous les modèles de production sont donc obligés de commencer la décrue avant même de terminer la montée.

Sur ce point la conclusion est claire : la PB ne permet pas de reconstituer le débit mesuré, ni même le justifier. A notre avis, ces deux cas (7216 et 8345) excluent d'autres possibilités (par exemple des retards particuliers dans les mécanismes de production non pris en compte par la Fonction de Transfert moyenne, ou des erreurs de modélisation propres aux modèles..., sur ce point, voir par exemple la réflexion proposée par Obled, 1989) et montrent que nous sommes devant un cas où la qualité des données peut être remise en cause (conclusion déjà proposée lors de l'application de la DPFT, voir II.3).

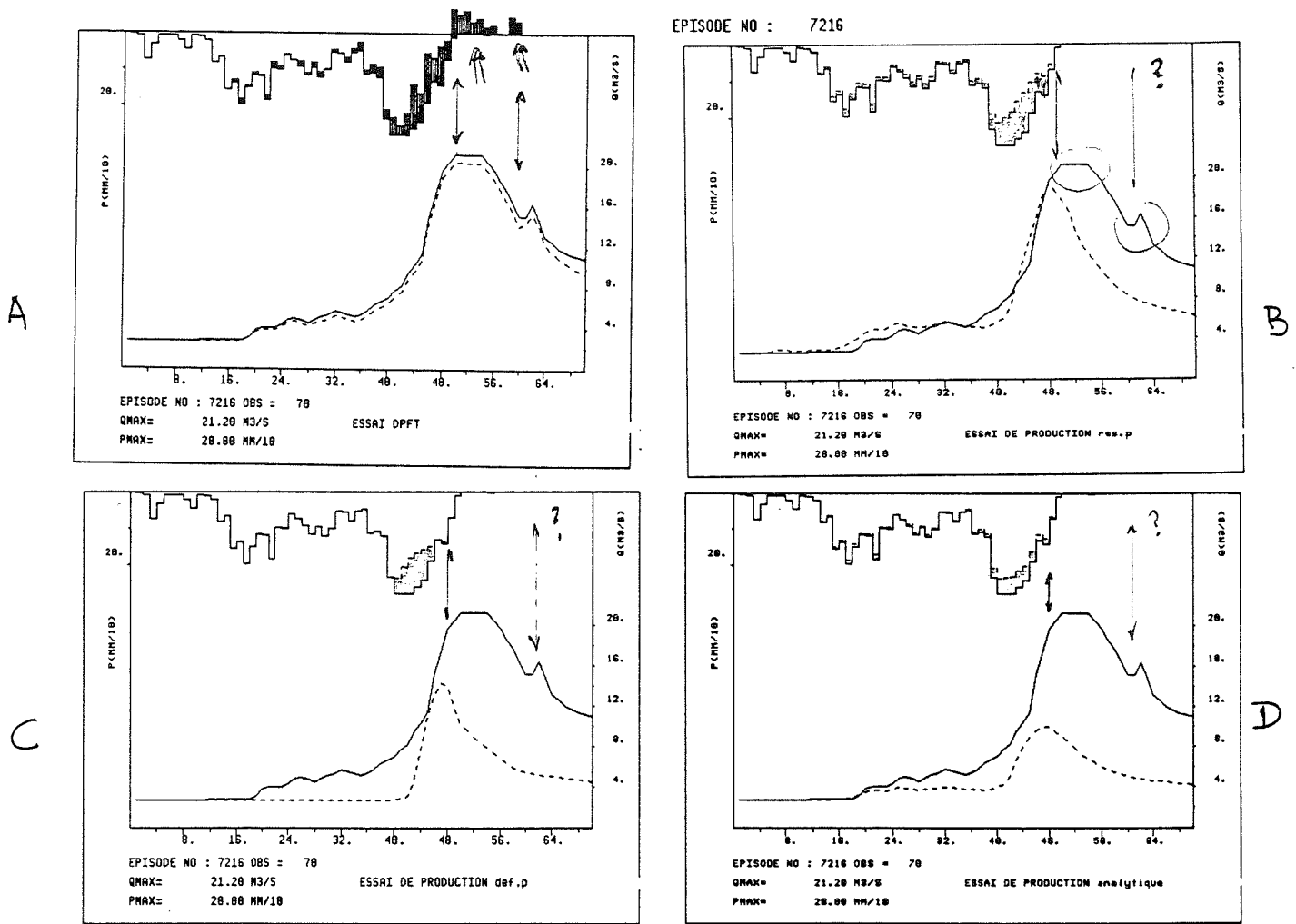


Figure III.16 : Episode 7216 du Réal Collobrier.

- A : DPFT ;
- B : Modèle Réservoir ;
- C : Modèle Temps de Submersion ;
- D : Modèle Analytique.

Nous pourrions chercher des explications plus ou moins complexes à ces problèmes , mais il faut quand même reconnaître que, dans le cas de l'épisode 8345, un simple décalage de quelques heures du limnigramme par rapport au hyétogramme pourrait permettre de mieux l'expliquer, de même que le premier pic de l'épisode.

Même si l'hypothèse du décalage temporel ne permet pas de tout expliquer (notamment le petit pic de l'épisode 7216), voyons un cas parlant de ce type de phénomène.

La figure III.17 montre l'épisode 6601. Le modèle Réservoir ne reproduit pas le premier pic et décale le deuxième. De plus, les deux autres modèles (voir dans l'Annexe II la

compilation de toutes les reconstitutions) se comportent de façon analogue, montrant que la séquence de la PB ne les informe pas bien dans ce cas.

Néanmoins, si on analyse la PE estimée par la DPFT on s'aperçoit qu'elle suit à peu près bien la structure donnée par la PB, mais, cette fois, avancée de deux pas de temps.

Dans ce cas, donner une explication satisfaisante est beaucoup plus difficile. Si on disposait seulement de cet épisode on pourrait conclure qu'un phénomène jouant sur la vitesse de réponse implique qu'elle ne suive pas dans ce cas la réponse moyenne trouvée. Mais ce n'est pas le seul, et nous préférons constater à nouveau qu'un "simple" recul de deux pas de temps du hyétogramme explique le phénomène.

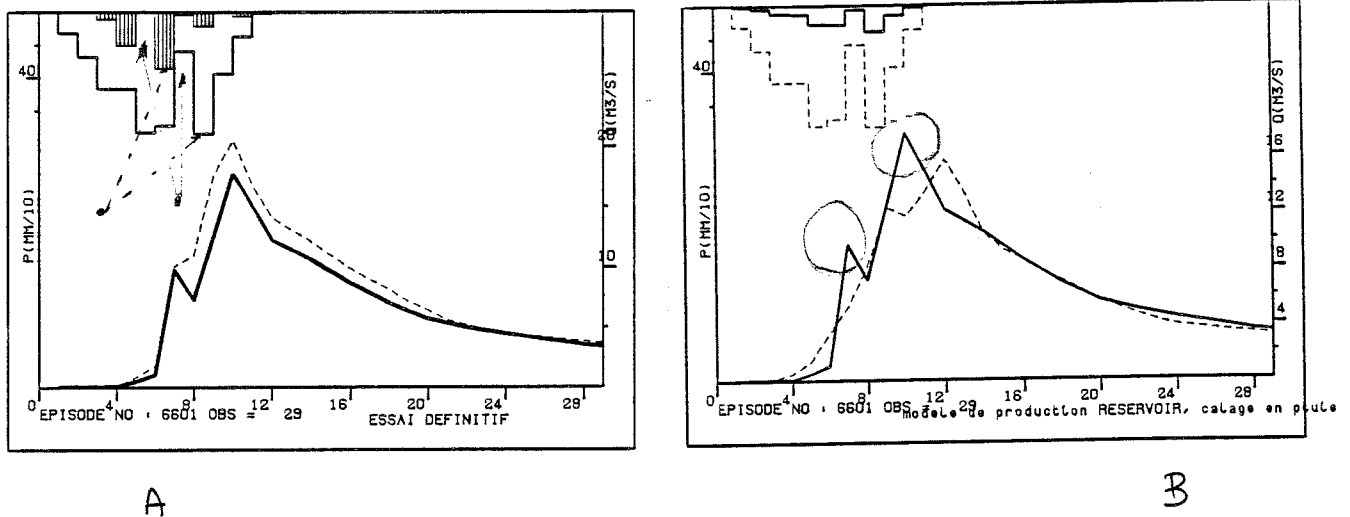


Figure III.17 : Episode 6601 du Réal Collobrier.

A : Estimation fournie par la DPFT ;
B : Reconstitution proposée par le Réservoir.

Il va de soi que l'appel réitéré au "décalage" non systématique entre les données de pluie et le débit (un décalage systématique aurait été pris en compte par la Fonction de Transfert identifiée) est fort dangereux. Mais il suffit de nous "décaler" nous-même de quelques pages en arrière pour retrouver la figure II.32, et redécouvrir que cet effet est particulièrement probable dans nos jeux de données.

Un nouveau cas est proposé figure III.18. De nouveau, les trois modèles donnent une reconstitution à peu près identique, avec les deux pics de crue avancés de deux pas de temps. Dans ce cas tous les modèles sous-estiment l'épisode (voir Annexe II), mais parce qu'une partie importante du volume (celle qui génère les vrais pics) ne peut pas être produite à cause de la dynamique de la PB (la DPFT identifie des $PE > PB$ avec une dynamique à nouveau décalée par rapport à la PB mesurée).

On pourrait proposer plusieurs effets ou phénomènes pouvant expliquer cet épisode. Nous nous contenterons de constater ces "coïncidences" qui, de plus, ne sont pas systématiques.

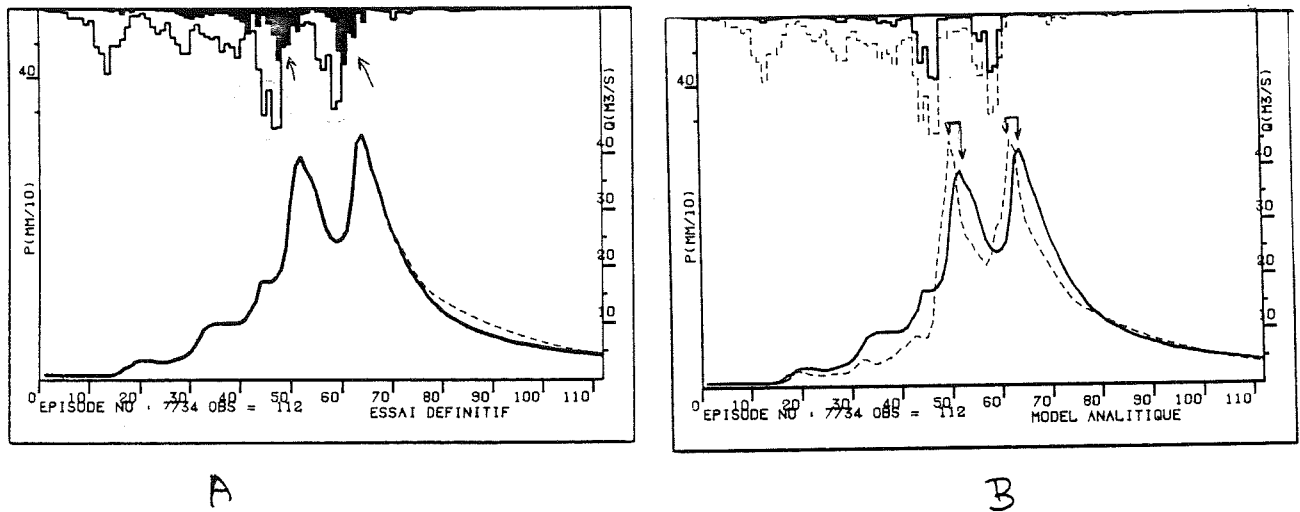


Figure III.18 : Episode 7734 du Réal Collobrier.

A : Estimation de la DPFT ;
B : Modèle analytique.

En résumé, nous retrouvons ici des cas qui ne peuvent pas être expliqués uniquement par des problèmes de productivité différente de la PB (comme dans le cas du Gardon), ou par des erreurs d'estimation du volume de la PB. Il faut probablement admettre l'existence de plusieurs cas de décalage temporel entre les données de pluie et de débits, ce qui pourrait remettre en cause la fiabilité des enregistrements au pas de la demi-heure (d'autres exemples sont possibles, le 7112... voir Annexe II).

Tout cela avait déjà été remarqué lors de l'application de la DPFT. Alors, nous avons accepté le besoin de ne pas imposer la contrainte $PE \leq PB$, et même de laisser à la méthode la liberté de pouvoir identifier des PE quelques pas après la fin des averses de PB, car cela nous permettait d'améliorer les estimations et de réussir la reconstitution de certaines crues.

Néanmoins une question se pose maintenant : ces permissions prises en phase d'identification ont-elles vraiment un sens au vu des faibles performances obtenues lors de la modélisation de la production. En d'autres termes, pourquoi ne pas contraindre la DPFT à respecter des hypothèses cohérentes avec les modèles de Production ($PE \leq PB$) ? La FT ne serait plus la meilleure, mais les PE seraient, peut-être, plus facilement déduisibles.

Sur ce point notre choix est clair : si ces problèmes proviennent des erreurs d'estimation des données (de la lame de PB, ou des décalages temporels du limmigraph) la contrainte ne peut

pas être imposée, et aucun modèle de production ne pourra faire mieux, car en fait la PB estimée ne permet pas de bien expliquer les débits.

Une autre alternative consiste à déclarer que le bassin ne se “plie” pas aux hypothèses faites par notre méthode, et que les problèmes soulevés proviennent plutôt d’une inconstance de la réponse du bassin. Néanmoins la bonne description fournie par une seule FT moyenne (voir section II.3) à condition d’accepter l’existence des erreurs sur les données de quelques épisodes ne doit pas être négligée. De plus la série de coïncidences déjà soulignées ne peuvent pas être oubliées et doivent plutôt nous rendre très prudent dans nos conclusions, car l’hypothèse de données parfois entachées d’erreurs est quand même la plus réaliste.

Mais alors, où allons-nous ?

Tout d’abord, nous proposons une analyse un peu plus détaillée des résultats obtenus pour chacun des modèles.

III.6.1 - Le modèle Analytique

Soulignons encore une fois que ce modèle est surparamétré. En effet lors de la calibration nous avons eu la sensation de pouvoir faire varier certains paramètres et d’en compenser les effets.

Néanmoins, on note surtout la perte de qualité par rapport aux résultats sur le Gardon. De plus, dans ce cas-là, le modèle était légèrement plus performant que celui du Temps de Submersion. Par contre, les résultats obtenus ici sont bien plus mauvais que sur le Gardon, équivalents à ceux du Temps de Submersion et moins bons que ceux du Réservoir.

Ces conclusions issues des coefficients du tableau III.2, sont aussi visibles sur les graphiques d’ensemble. La comparaison des Q (voir figure III.19) nous montre que le modèle sous-estime systématiquement les débits (comme l’indique ϵ_Q et b), mais il n’apparaît aucune tendance claire des erreurs avec les valeurs calculées.

Cette sous-estimation peut s’expliquer partiellement par l’impossibilité de bien reproduire certains pics à cause de l’existence de quelques pas de $PE > PB$, qui sont donc impossibles à estimer. De plus cet effet, qui se fait aussi sentir sur les autres modèles, provoque la réduction généralisée des Efficiences, très sensibles aux biais systématiques.

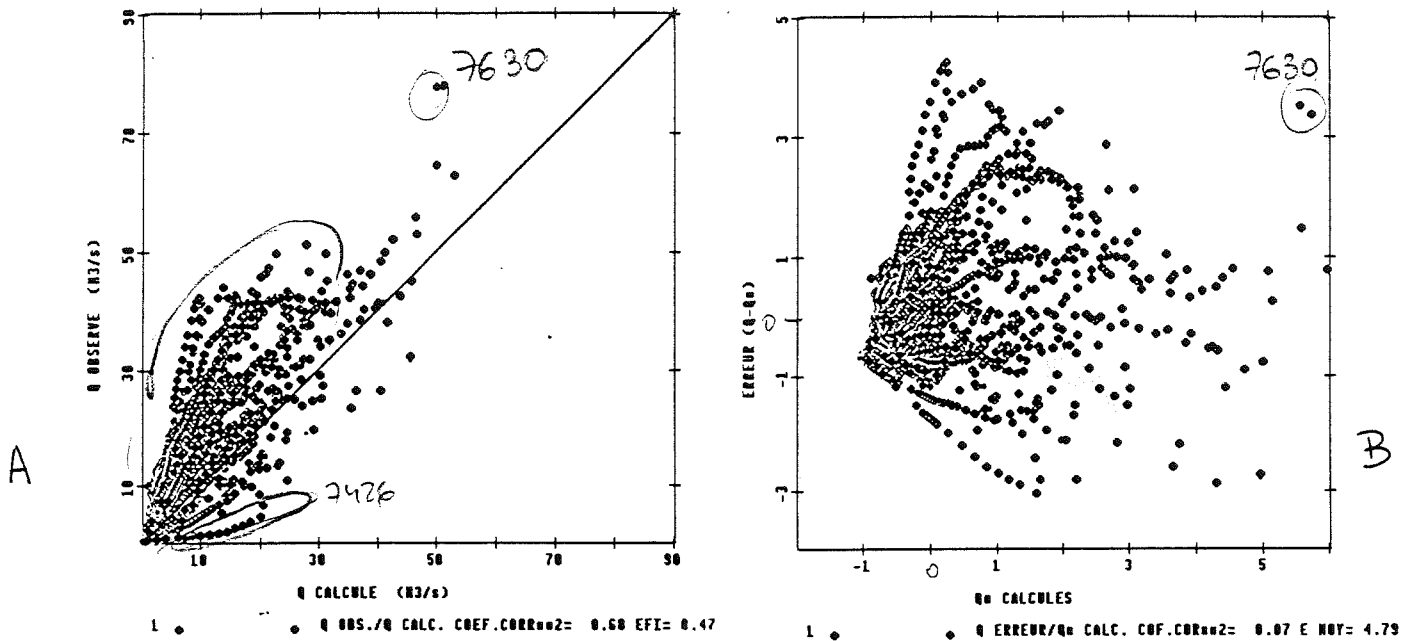


Figure III.19 : Graphiques d'ensemble du modèle analytique.

A : comparaison des Q observés/Q* calculés.

B : comparaison ϵ_Q ($Q_{obs} - Q^*$)/Q* calculés.

Dans ce cas les deux variables ont été centrées et réduites.

Il faut souligner l'apparition d'un couple de points caractéristiques dans tous les graphiques des Q (et des ϵ_Q), qui correspond à l'épisode 7630 dont le pic n'est reproduit par aucun modèle, à cause précisément de cet effet de $PE > PB$ (voir Annexe II).

De même, remarquons la surestimation de la décrue de l'épisode 7426, qui se détache dans tous les graphiques des Q. Ces deux épisodes ont aussi des poids importants sur les graphiques des DQ (voir figure III.20).

Quant aux paramètres, soulignons la forte décroissance de β (0.650) par rapport au Gardon (0.91), et l'accroissement de α (0.40 au lieu de 0.08). Cela reflète la perte de signification des pluies, à cause évidemment de la perte de poids de l'indice de pluies antérieures (donnée par β) face à celui des débits antérieurs (α), qui devient beaucoup plus autoregressif, λ passe de 0.27 à 0.09 (voir Annexe III et équations (III.14) et (III.15)).

En ce qui concerne la reconstitution des épisodes (recompilés dans l'Annexe II) rien de spécial n'est à noter, sauf que presque tous les problèmes se répètent avec les autres modélisations. Par conséquent, la perte de qualité par rapport aux autres modèles peut

s'expliquer parce que dans les conditions générales défavorables, l'absence d'un paramètre initial, permettant de s'affranchir de certains problèmes, rend ce modèle plus fragile que les deux autres.

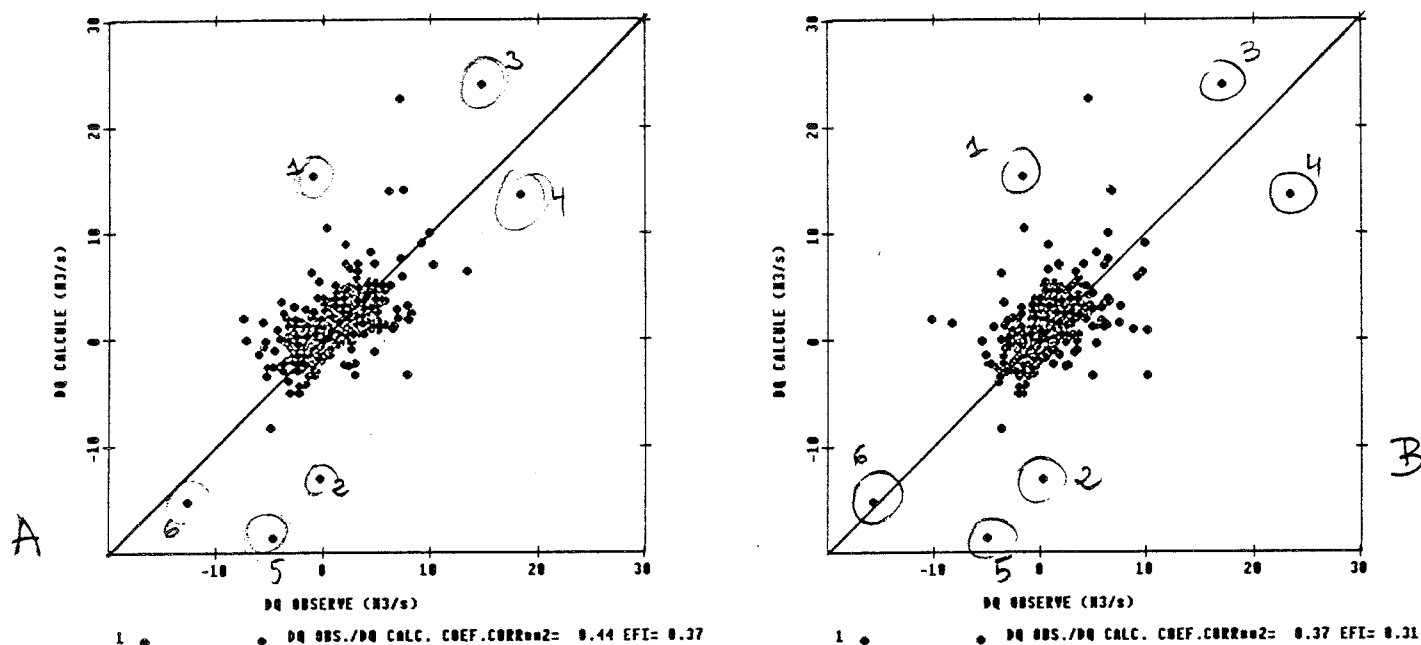


Fig. III.20 : Comparaison entre les DQ observés et les DQ* calculés par deux modèles de production.

A : Modèle Réservoir;

B : Modèle Analytique.

Notons sur la figure III.20 l'extraordinaire ressemblance des graphiques en DQ (celui correspondant au modèle temps de submersion est aussi équivalent). En effet on retrouve les mêmes points caractéristiques : le pic de l'épisode 7630, qu'aucun modèle ne réussit à reproduire (points 1 et 2); les plus grandes DQ correspondant à la montée et à la descente au pic de l'épisode 7426 (points 3, 4 et 5, 6 respectivement) ; et enfin la sous-estimation de certains forts DQ.

Tout cela montre que certains problèmes de reconstitution ne s'expliquent pas seulement par la défaillance des modélisations particulières, mais qu'ils sont plutôt liés aux données.

Enfin, les graphiques des erreurs ne montrent qu'une légère tendance (surtout sur les ϵ_{DQ}), qui est d'ailleurs la même que celle obtenue pour le modèle Temps de Submersion sur le Gardon.

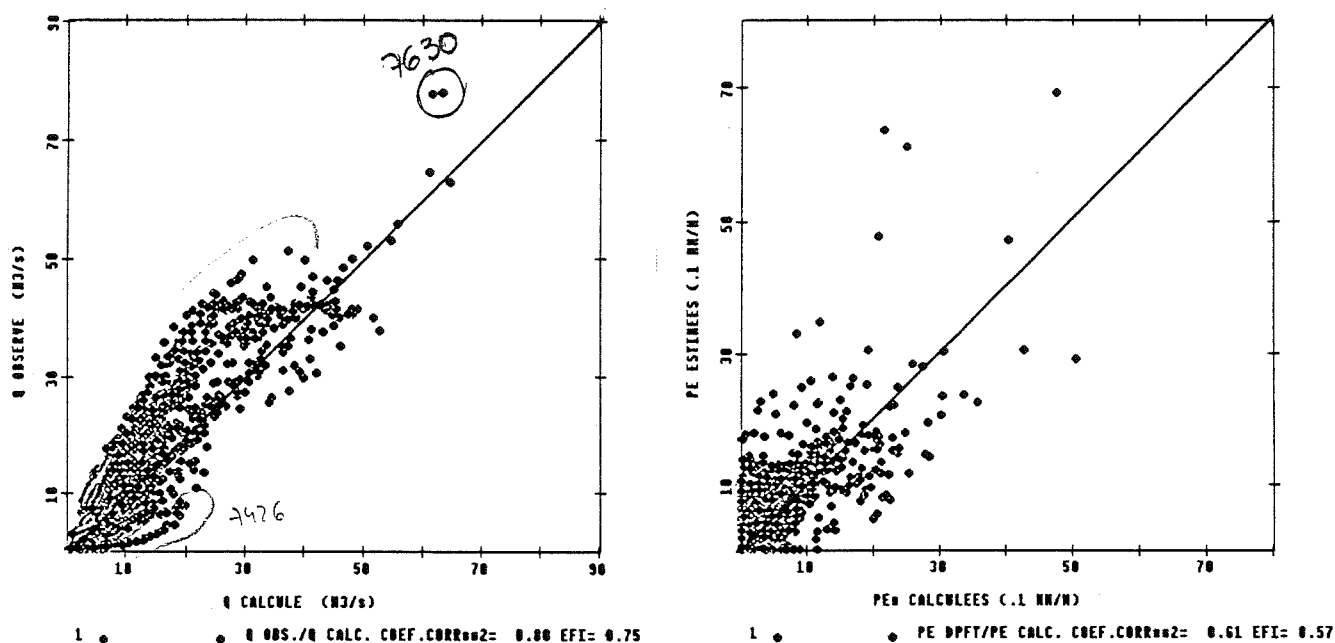
III.6.2 - Le modèle réservoir

Ce modèle, malgré une diminution notable des performances par rapport aux résultats

obtenus sur le Gardon, est tout de même celui qui réussit le mieux à reconstituer les épisodes.

Néanmoins, il présente les mêmes problèmes généraux que les deux autres, comme nous l'avons déjà vu, mais un peu nuancés par une structure plus souple et surtout par l'existence d'un paramètre initial d'épisode, ce qui lui permet de réduire un peu plus l'effet de ces problèmes que dans le cas du modèle analytique.

Un bon exemple est fourni par les graphiques d'ensemble. Plus particulièrement, sur celui des Q (voir figure III.21) nous retrouvons les mêmes caractéristiques que celles déjà soulignées sur le graphique du modèle Analytique (comparer avec la figure III.19) : les deux points de l'épisode 7630, la sous-estimation systématique, la décrue du 7426..., mais ici leur influence a été réduite, surtout en ce qui concerne la dispersion des points.



A

Figure III.21 : Graphiques d'ensemble du modèle Réservoir.

A : comparaison des Q observés/Q* calculés ;

B : comparaison des PE estimées par la DPFT/PE* calculées.

B

Sur le graphique des PE il se révèle aussi être le meilleur modèle, mais la dispersion des valeurs les plus fortes est, pour le moins, un peu préoccupante.

La valeur des paramètres β (.95) est la même que sur le Gardon, et, quand la PB est égale au déficit, 60 % du volume est alors utilisé pour le combler, les 40 % restant formant la PE. Par contre α passe de .875 à une valeur de .955 ici. C'est-à-dire que, la vidange du réservoir est plus lente. Néanmoins, compte tenu de la réduction du pas de temps à la moitié, l'effet de α est en fait ici approximativement le même que sur le Gardon (le coefficient de

vidange sur un pas d'une heure est de l'ordre de 10 % du volume stocké).

Dans ce cas, nous pourrions espérer une gamme de valeurs pour $D(0)$ assez similaire à celle du Gardon, et surtout une relation avec le paramètre initial du modèle temps de submersion, $\Delta\theta$ équivalente. Or, ici la relation entre les deux paramètres est presque inexistante ($R^2 = .24$, voir figure III.22).

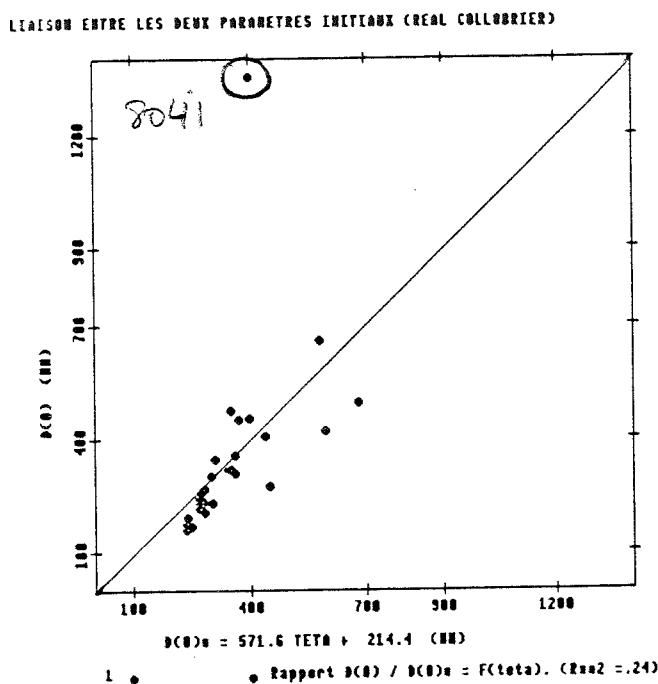


Figure III.22 : Liaison linéaire entre les paramètres d'épisode des modèles réservoir et temps de submersion ; $D(0)$, en 10^{-1} mm, et $\Delta\theta$.

Remarquons l'existence d'un point aberrant qui correspond à l'épisode 8041 (voir figure III.23 A). Dans ce cas, gros paquet de PB, en début d'épisode, n'a pas été productif. Par conséquent, comme on l'avait déjà vu, le modèle doit "gonfler" $D(0)$ pour réduire au maximum son incapacité à éliminer ce volume non productif en début d'épisode.

Il est intéressant de commenter pourquoi ce comportement, propre au modèle devient ici aberrant. Rappelons d'abord que lorsque nous avons appliqué la DPFT au bassin, nous avons délimité les épisodes, en les faisant débiter au pas de la première $PE \neq 0$ (à la différence du Gardon, où le début été pris lors de la première $PB \neq 0$). Cette façon de délimiter les épisodes évite, en général, les fortes valeurs de $D(0)$, sauf dans ce cas, où l'épisode commence avec des PB très intenses ($10 \text{ mm } 1/2 \text{ h}^{-1}$) produisant à peine de la PE.

Par conséquent, le $D(0)$ ici est beaucoup plus fort qu'ailleurs, où suite à la délimitation effectuée, la PB produit dès le premier pas des PE, d'intensité généralement en accord avec celle de la PB.

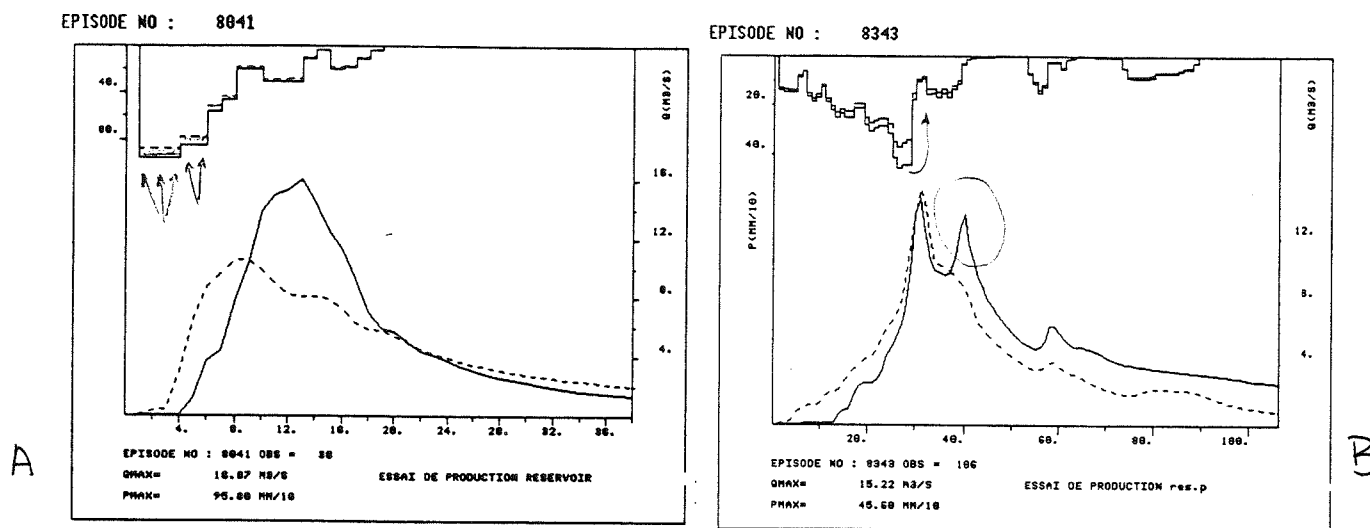


Figure III.23 : Episodes du Réal Collobrier reconstitués par le modèle de type réservoir.
A : Episode 8041 ; B : épisode 8343.

Cela explique non seulement ce point particulièrement aberrant, mais aussi la perte de la liaison linéaire avec $\Delta\theta$ précédemment si nette. Maintenant, la délimitation des épisodes a biaisé la signification des paramètres initiaux, qui ne prennent pas en compte l'existence des PB antérieures au début de la production de PE, et qui ne reflètent pas vraiment le volume à ne pas prendre en compte en début d'épisode.

Cette délimitation, pertinente pour l'identification de la FT, s'avère fortement sous-optimale lors de la modélisation de la Production. En fait, il aurait fallu redéfinir les épisodes pour cette phase en commençant la modélisation avec la première pluie. Cependant, nous n'avons pas prévu cela à l'avance, et les résultats seront partiellement biaisés de ce fait.

Concrètement les paramètres initiaux perdront tout leur sens, et nous ne pouvons expliquer que partiellement la meilleure performance du modèle réservoir par rapport aux autres modèles car, par chance, nous l'avons aidé à s'affranchir d'une de ses déficiences la plus grave : son incapacité à éliminer les valeurs de PB n'ayant pas donné lieu à des PE. Néanmoins cet aspect ne doit pas nous occulter une capacité relativement meilleure de ce modèle à reproduire les séries de PE.

Notons que les gros problèmes de reconstitution sont, soit liés à des cas comme ceux décrits auparavant (et donc communs à tous les modèles), soit liés à un manque de pouvoir informatif de la séquence de PB, qui ne suffit à expliquer à elle seule les fluctuations de la PE

(voir par exemple l'épisode 8343, sur la figure III.23.B : la décroissance considérable de la PB ne permet pas de prévoir un deuxième pic de taille à peu près équivalente à celle du premier).

D'ailleurs, les graphiques des erreurs montrent aussi une légère tendance (plus claire sur les ϵ_{DQ} et ϵ_{PE} , voir figure III.24) du même signe que celle entrevue sur le Gardon.

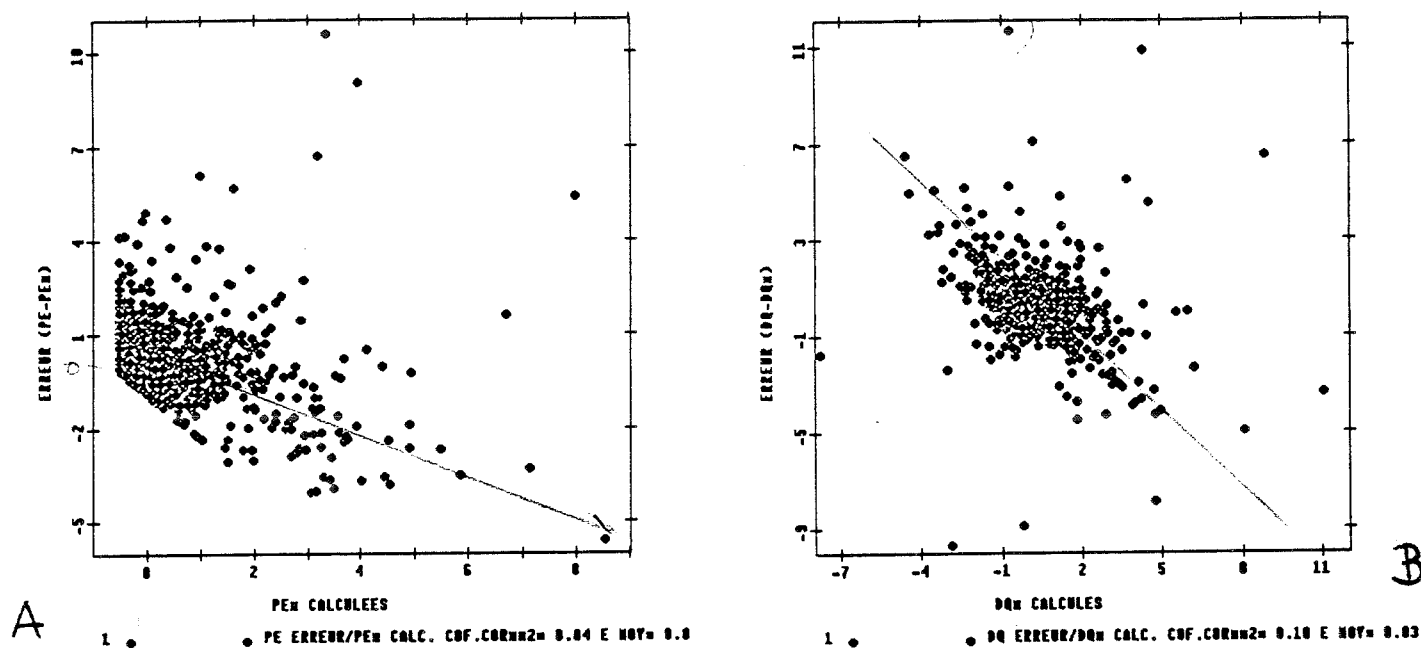


Figure III.24 : Graphique d'ensemble du modèle réservoir.

A : comparaison des ϵ_{DQ} ($DQ - DQ^*$)/ DQ^* calculés ;

B : comparaison des ϵ_{PE} ($PE - PE^*$)/ PE^* calculés.

Notons que toutes les variables ont été centrées et réduites.

Cette tendance qui apparaît, légèrement sur le modèle analytique, devient beaucoup plus nette sur le modèle temps de submersion. Elle traduit, à nouveau, un problème de variabilité spatiale qui, cette fois, est commun aux trois modèles.

Enfin nous voulons remarquer l'effet du paramètre initial, qui permet ici de mieux ajuster la modélisation mais qui n'est pas calculable à priori. L'étude de sa liaison avec d'autres variables mesurables est un point d'importance cruciale, et tant qu'il ne sera pas résolu les résultats obtenus par ce type de modèles resteront fortement sujets à caution

III.6.3 - Le modèle Temps de Submersion

Il s'agit du modèle qui fournit les résultats les moins bons, et celui qui, à la lumière des efficacités et des ϵ , est le plus biaisé (surtout en Q).

D'ailleurs, nous retrouvons non seulement les problèmes spécifiques à son application sur le jeu de données du Réal Collobrier que nous avons retrouvés avec les autres modèles, mais aussi les défauts qui lui sont propres et que nous avons mis en évidence lors de son application sur le Gardon.

En effet, le paramètre K est à nouveau très critique, et parfois devient le "facteur limitant" pour les reconstitutions du modèle (voir figure III.25). Néanmoins l'utilisation d'une valeur encore plus petite que dans le cas du Gardon (ici $K = 1.35 \text{ mm } 1/2 \text{ h}^{-1}$, ou $K = 2.7 \text{ mm } \text{h}^{-1}$) forcée par des intensités de PB elles aussi plus faibles, permet de réduire partiellement le biais dérivé du rôle critique de ce paramètre.

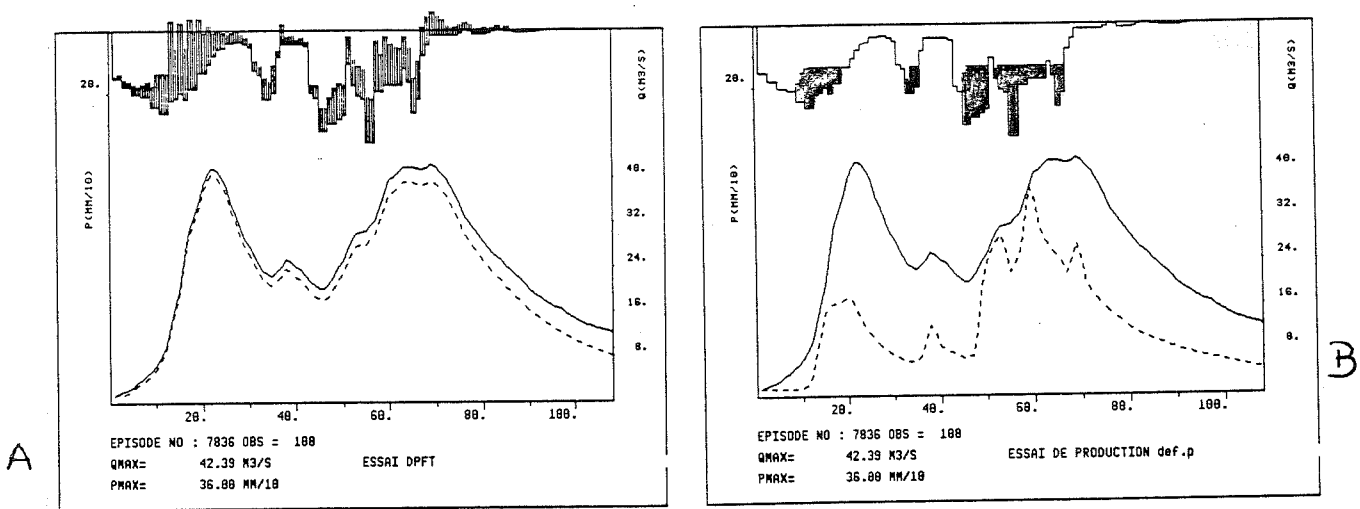


Figure III.25 : Episode 7836 du Réal Collobrier.

A : Estimation fournie par la DPFT ;
B : Modélisation proposée par le modèle temps de submersion.

Malgré cette réduction de la valeur de K , nous pouvons noter sur les graphiques de Q et ϵ_Q (voir figure III.26), la même double branche sur le nuage qu'à la section III.5.3, mais ici, un peu moins apparente.

Nous ne reprendrons pas l'analyse déjà faite sur les caractéristiques propres de ce modèle. Notons pourtant, que dans ce cas, la sous-estimation chronique induite par la violation de la contrainte $PE < PB$ se mêle au biais systématique introduit par l'incapacité du modèle à traiter les PE engendrées par des PB inférieures à K .

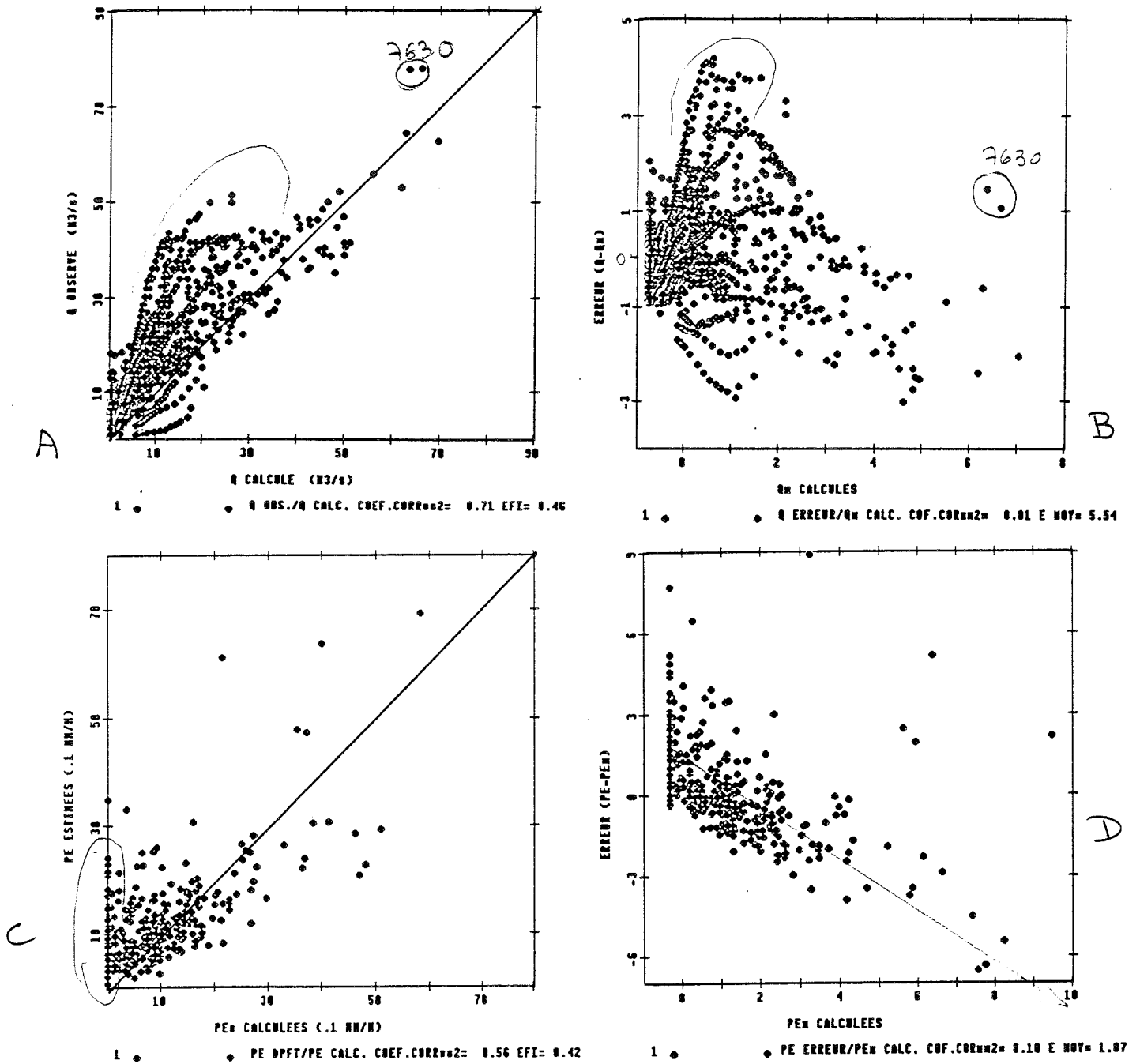


Figure III.26 : Graphiques d'ensemble du modèle Temps de Submersion.

A : Comparaison des Q/Q^* calculés ;

B : Comparaison des $\epsilon_Q (Q - Q^*)/Q^*$ calculés ;

C : Comparaison PE estimées par la DPFT/ PE^* calculées ;

D : Comparaison des $\epsilon_{PE} (PE - PE^*)/PE^*$ calculées.

Les variables de B et D sont centrées et réduites.

De même nous rappelons la discussion proposée (voir § III.5.3) concernant la signification de la valeur optimisée de K par rapport aux valeurs de la conductivité hydraulique à

saturation mesurées sur le bassin (Demange, 1985, p. 30, fait référence à des essais d'infiltration pratiqués sur le sol du sous-bassin du Rimbaud où la valeur expérimentale de K obtenue est de 58 mm h^{-1} , c'est à dire plus de 20 fois (!) la valeur optimisée).

Quant aux autres paramètres (voir Annexe III), remarquons que H_c reprend une valeur du même ordre de grandeur que dans le Gardon, tandis que la valeur de n devient plus petite (elle passe de 9 à 2). Elle compense ainsi la réduction de K_s par une capacité de récupération de l'infiltrabilité plus grande, pendant la phase de drainage.

Tout cela donne des résultats particulièrement mauvais (efficacités bien plus petites que pour le modèle réservoir bien que l'initialisation de $\Delta\theta$ soit aussi "libre" que celle de $D(0)$), à cause sans doute de la conjonction des effets dus à la structure du modèle et de ceux introduits par la qualité des données.

Par conséquent, on retrouve sur les graphiques d'ensemble les caractéristiques soulignées pour les autres modèles, plus nettes sur le graphique des Q (points de l'épisode 7630, branche de sous-estimation, décrue du 7426...), mais des problèmes propres au modèle apparaissent. Ils sont plus clairs sur le graphique des PE : nous pouvons apprécier une ligne d'accumulation particulière pour la valeur $PE^* = 0$, traduisant que le modèle ne réussit pas à répondre à toute une gamme de PB qui ne réussissent pas à l'exciter, bien qu'elles aient produit de la PE . Cet ensemble est aussi identifiable sur le graphique des DQ sous forme d'une ligne d'accumulation pour la valeur $DQ^* = 0$.

Ce comportement caractéristique du modèle s'ajoute au biais déjà remarqué pour les autres modèles et donne une tendance beaucoup plus importante des résidus avec les valeurs calculées. Cette tendance est la même que celle que nous avons remarquée dans le cas du Gardon, mais la nouveauté ici est qu'elle soit présente pour les trois modèles. Par conséquent l'interprétation devra être reformulée, car la tendance ne provient plus du seul changement de modèle et elle est plutôt inhérente, du moins en partie, aux données utilisées.

Cela nous conduit à accepter que cette tendance des résidus traduise, comme le propose Troutman, (1982, p. 963), une mauvaise estimation de la PB , notamment parce qu'elle est trop liée aux mesures ponctuelles, n'informant pas de la variabilité spatiale de la pluie et pouvant même ne pas donner une bonne estimation de la lame d'eau moyenne tombée sur le bassin (rappelons que sur le Réal Collobrier, la PB est issue d'une simple moyenne sur 5 postes, tandis qu'elle était obtenue par moyenne spline sur une trentaine de postes dans le cas du Gardon).

De plus, dans le cas particulier du modèle Temps de Submersion, cette tendance est

aggravée du fait d'une structure manifestement peu adaptée à la modélisation du comportement moyen du bassin.

Ces différences de sensibilité des trois modèles sont illustrées par l'épisode 7527 (voir figure III.27), qui montre clairement cette tendance en particulier sur les PE.

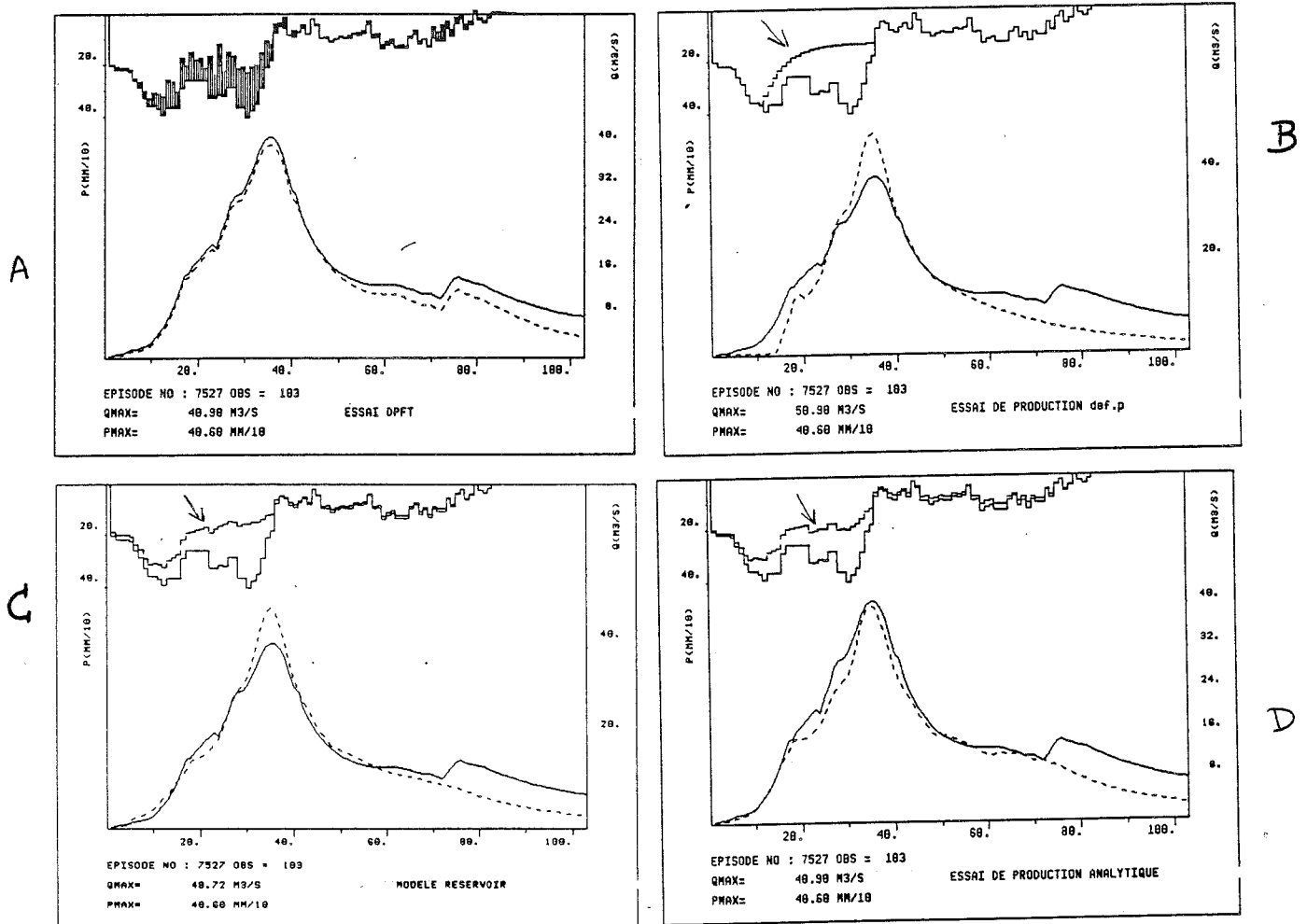


Fig. III.27 : Episode 7527 du Réal Collobrier.

A : estimation de la DPFT ; B : modèle Temps de Submersion ;
 C : modèle Réservoir ; D : modèle Analytique.

De plus, dans le cas du modèle Temps de Submersion, de plus, la structure de la PE modélisée ne prend pas en compte les fluctuations de la PB, ce qui constitue la plus grande différence de ce modèle avec les deux autres (voir figure III.30).

Enfin, nous retrouvons que le modèle répond de façon satisfaisante quand les intensités des PB mises en jeu sont très fortes (voir figure III.28), même si c'est moins vrai que dans le cas du Gardon.

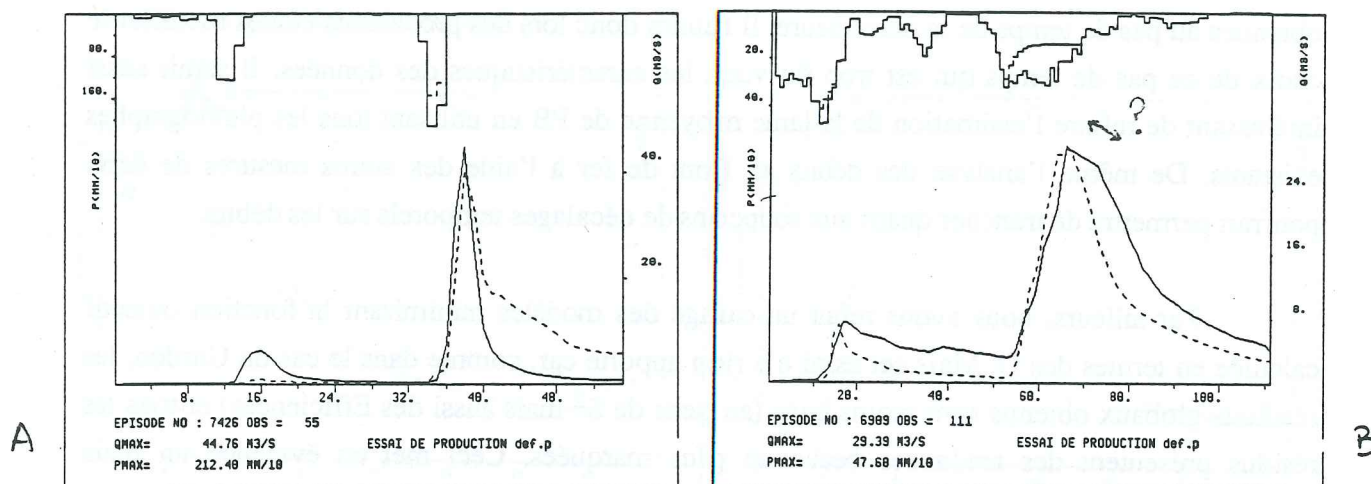


Figure III.28 : Episodes du Réal Collobrier reconstitués par le modèle Temps de Submersion.
 A : épisode 7426 ; B : épisode 6909.

III.6.4 - Conclusions sur le Réal Collobrier

Récapitulons les points les plus remarquables des résultats obtenus :

- Tout d'abord, nous avons trouvé quelques épisodes, ou plutôt quelques phases d'épisodes, qui montrent qu'il y a une mauvaise estimation de la PB, ou des décalages temporels entre les hyétogrammes et les hydrogrammes mesurés.

- Dans d'autres cas, même si c'est moins net, la possibilité de décalages partiels sur les données, ou d'erreurs de dépouillement est envisageable.

- Par ailleurs, lors de l'application de la DPFT nous avons décelé les symptômes caractéristiques de données sensiblement entachées d'erreur, tant en amplitude qu'en chronologie (décalages temporels) décrits par Nalbantis (1987). Nous n'avons donc pas pu imposer la contrainte $PE \leq PB$ et dû admettre donc que la PB mesurée ne rendait pas bien compte de la PE identifiée sur certains pas de temps.

- De plus, les résultats de reconstitution des épisodes sont beaucoup moins bons que ceux du Gardon, pour tous les modèles utilisés. Cela montre que les déficiences obtenues ne correspondent pas à une incapacité particulière d'un des modèles, mais à un pouvoir informatif des données bien moindre.

Ces "coïncidences" remettent en cause, même globalement, la qualité des données obtenues au pas de temps de la demi-heure. Il faudra donc lors des prochaines études modifier le choix de ce pas de temps qui est trop fin vues les caractéristiques des données. Il serait aussi intéressant de refaire l'estimation de la lame moyenne de PB en utilisant tous les pluviographes existants. De même l'analyse des débits au Pont de fer à l'aide des autres mesures de débit pourrait permettre de trancher quant aux soupçons de décalages temporels sur les débits.

Par ailleurs, nous avons refait un calage des modèles minimisant la fonction objectif calculée en termes des Q. Mais cet essai n'a rien apporté car, comme dans le cas du Gardon, les résultats globaux obtenus sont moins bons (au sens de S^2 mais aussi des Efficiences) et tous les résidus présentent des tendances beaucoup plus marquées. Ceci met en évidence un biais systématique plus grand que dans le cas de l'optimisation en termes des PE.

Enfin, c'est le modèle Réservoir qui se montre ici le plus performant et, en même temps, le moins paramétré. Nous rattachons ceci en partie, à l'introduction d'un paramètre d'état initial de l'épisode, qui lui permet de corriger certains problèmes et d'atteindre une meilleure optimisation.

Mais le modèle Temps de Submersion possède aussi un paramètre d'épisode, ce qui ne l'empêche pas de donner des résultats plus mauvais que le modèle Analytique (sans paramètre d'état initial). Cela doit nous faire nuancer l'importance de cette initialisation qui, bien que pouvant contribuer à améliorer les résultats, ne peut pas, à elle seule, être responsable des performances globales obtenues.

Par conséquent, on doit considérer ici que le modèle Réservoir fournit la dynamique la plus voisine de celle retrouvée dans le jeu des PE estimées par la DPFT.

Néanmoins, même quand on n'envisage pas les problèmes d'erreur sur les données, la PB ne suffit pas à elle seule à expliquer la chronique des PE, et donc des débits. En effet, l'épisode 7321 (voir figure III.29.A) nous montre par exemple qu'à l'aide de la seule séquence de la PB (avec 3 pics bien marqués) on ne peut pas reconstituer cet épisode monopic. Les modèles de production peuvent uniquement proposer des reconstitutions de l'épisode reprenant les trois pics que l'information fournie (la PB) leur confère.

De même, l'épisode 7836 (voir figure III.29.B) permet d'apprécier comment la structure de la séquence des PB n'est parfois pas rerépercutée sur la séquence des PE, et donc sur les débits. Dans le cas des modèles que nous avons utilisés (voir les reconstitutions proposées par l'Analytique et le Temps de Submersion dans l'Annexe II), les fortes fluctuations

de la PB conduisent inévitablement à des reconstitutions de l'hydrogramme beaucoup plus oscillantes que l'épisode mesuré.

EPISODE NO : 7321

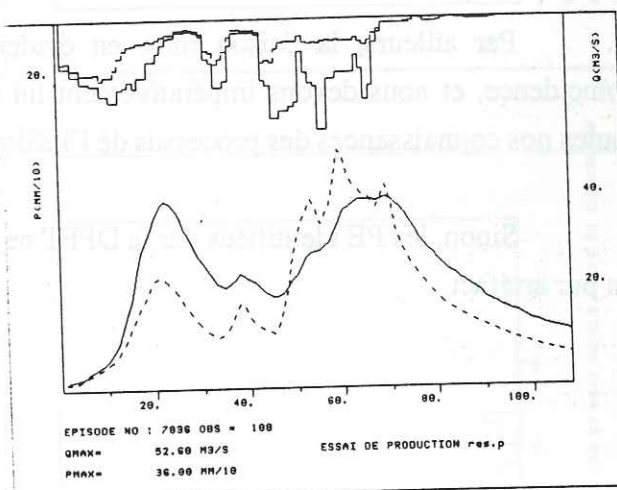
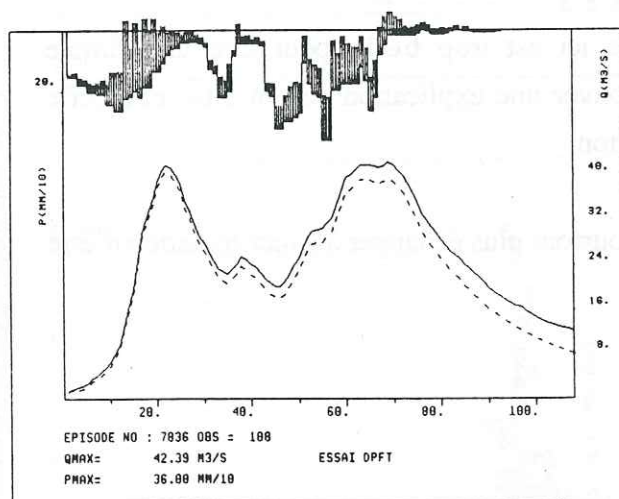
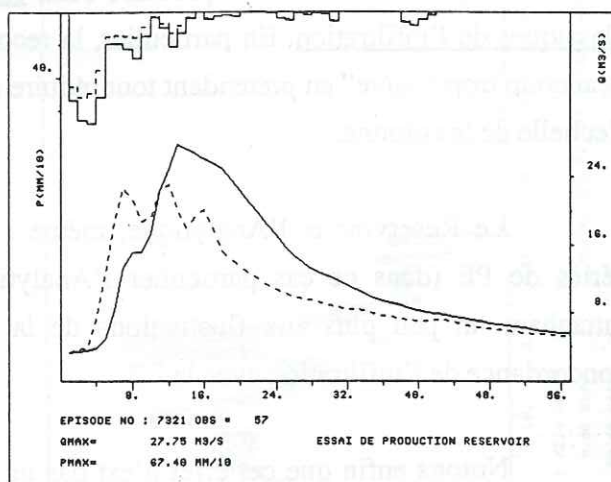
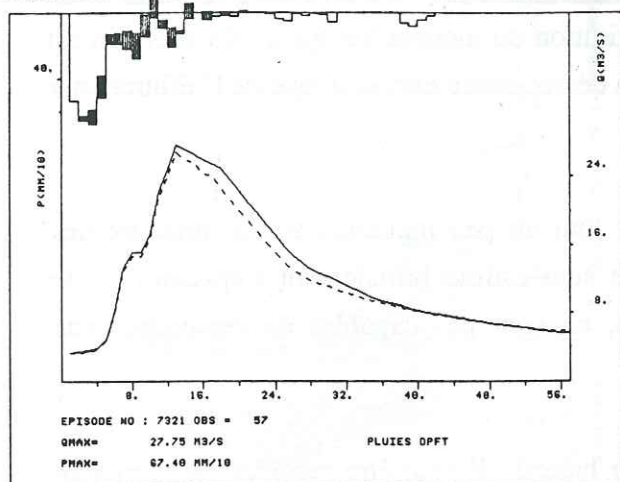


Figure III.29 : Episodes du Réal Collobrier 7321 (A) et 7836 (B) estimées par la DPFT (1) et reconstitués par le modèle réservoir (2).

Cela permet de constater les limitations de l'information apportée par la séquence de la PB moyenne sur le bassin, qui ne concorde pas forcément avec la structure temporelle des séries de PE, et qui, par conséquent, ne peut expliquer à elle seule de façon satisfaisante les débits mesurés.

Par ailleurs, les pluies de cet épisode posent question à un deuxième niveau : nous pouvons constater qu'un accroissement de la PB mène, presque systématiquement, à un accroissement de la lame non efficace (voire de la lame infiltrée).

Voyons le cas de l'épisode 7214 (voir figure III.30). Après un premier pic d'infiltration, le deuxième pic de PB produit un nouveau pic d'infiltration. Aucun des trois modèles ne peut évidemment reproduire cela, car cela ne peut pas être expliqué par les théories classiques de l'infiltration. En particulier, la reconstitution du modèle Temps de Submersion est beaucoup trop "naïve" en prétendant tout réduire à la décroissance exponentielle de l'infiltration à l'échelle de la colonne.

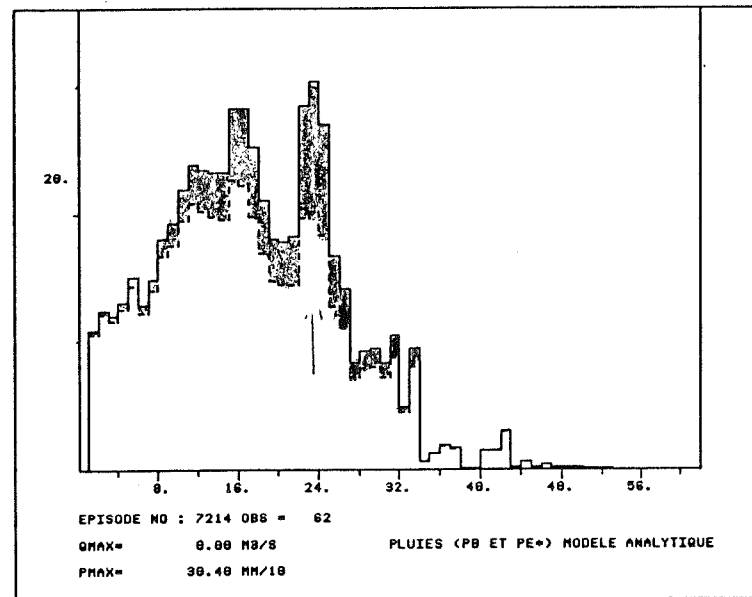
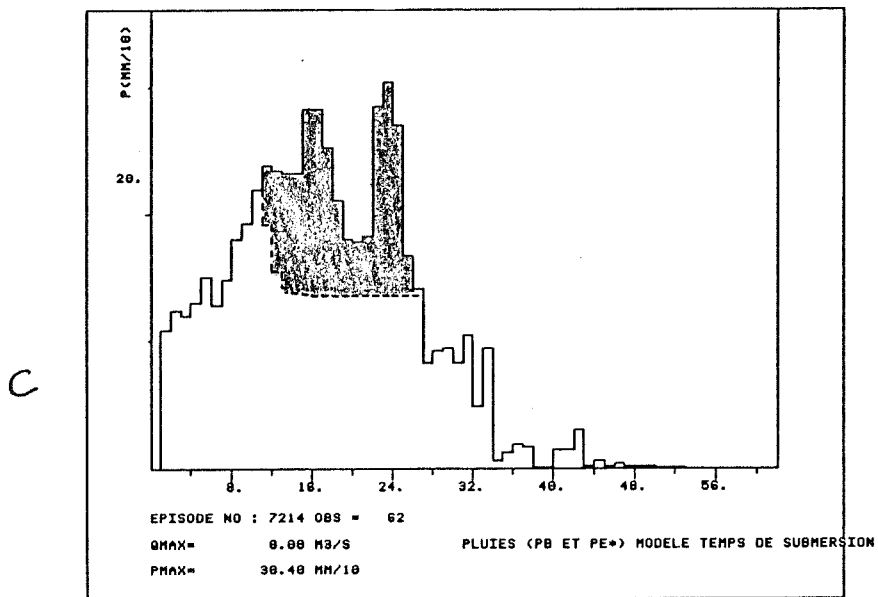
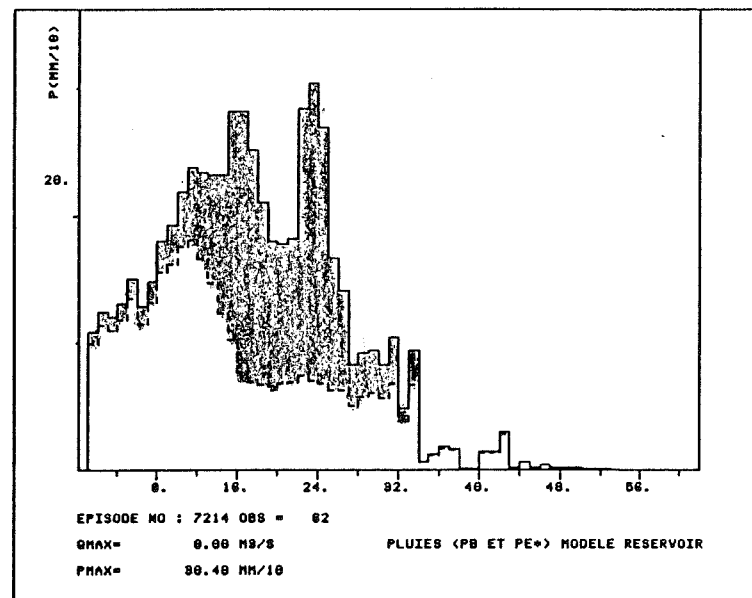
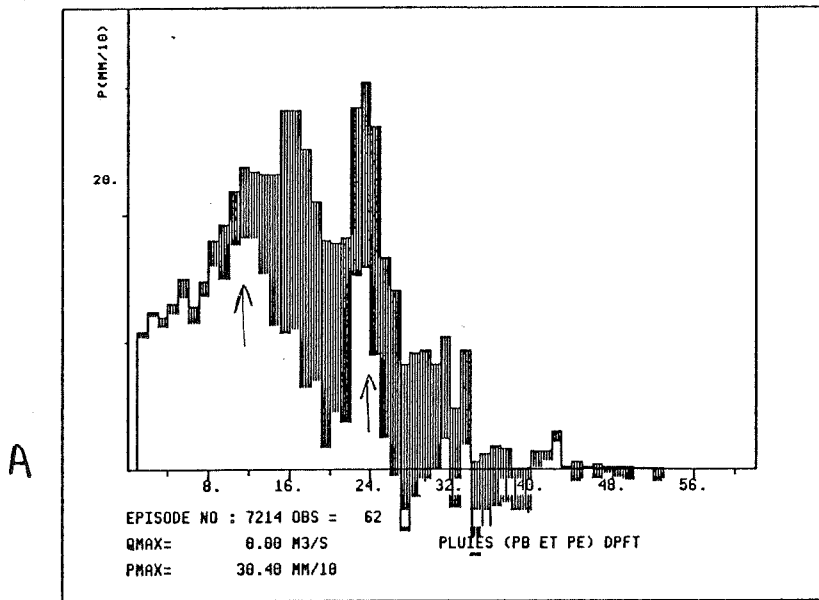
Le Réservoir et l'Analytique, même s'ils sont un peu meilleurs sur la structure des séries de PE (dans ce cas particulier l'Analytique sous-estime brutalement l'épisode) en se rattachant un peu plus aux fluctuations de la PB, ne sont pas capables de reprendre cette concordance de l'infiltration avec la PB.

Notons enfin que cet effet n'est pas un pur hasard : il peut être reconnu sur la plupart des épisodes des deux bassins.

Par ailleurs, la liaison mise en évidence ici est trop belle pour être une simple coïncidence, et nous devons impérativement lui trouver une explication car en plus, elle défie toutes nos connaissances des processus de l'infiltration.

Sinon, les PE identifiées par la DPFT ne pourront plus échapper à l'incrimination d'être un pur artéfact.

Figure III.30 : Pluies de l'épisode 7214 du Réal Collobrier.
 A : Estimation de la PE fournie par la DPFT ; B : PE remodelisée par le Réservoir ;
 C : PE remodelisée par le Temps de Submersion ; D : PE remodelisée par l'Analytique.



III.7 - LA VALIDATION DES RESULTATS

Proposons une image :

Imaginons que quelqu'un affirme qu'il soit capable de trouver des sources dans un jardin les yeux fermés. Il explique cette capacité par des pouvoirs sensoriels extraordinaires lui permettant de ressentir les vibrations des points d'affleurement de l'eau.

Ensuite, il nous défie et propose de faire une démonstration dans son jardin. Et voilà qu'à tous les coups, même les yeux fermés, même en l'éloignant, il réussit systématiquement à retrouver la source.

Néanmoins, cette démonstration ne nous suffira sûrement pas : on le soupçonnera de connaître par coeur son jardin (la surface à explorer), et d'avoir optimisé ses capacités sur ce domaine. Mais cela ne nous permettra pas de connaître ses performances réelles.

Nous lui proposerons alors probablement d'aller dans un champ, bien loin de chez lui et, si possible qui lui soit inconnu. Là nous serons prêts à croire en ses pouvoirs s'il réussit de nouveau à trouver une source, surtout si elle n'est pas trop apparente.

C'est, en définitive, l'esprit de la validation : le modèle doit non seulement savoir s'adapter aux phénomènes, dans le cadre des données utilisées pour la calibration, mais il doit encore conserver ses performances lors de son utilisation sur des données nouvelles (l'échantillon de validation). De plus, la mesure de ses performances sur les données de validation nous permettra d'évaluer les possibilités offertes par le modèle utilisé dans le cadre des vraies prévisions de débit.

Beaucoup d'auteurs ont souligné le besoin de la validation des modèles hydrologiques (entre autres Klemeš, 1986, et Beven, 1987), mais comme Loague et Freeze (1985) le reconnaissent, il est rare de trouver des études où la validation des modèles soit présentée.

Souvent en effet, les données disponibles ne sont pas suffisamment nombreuses pour permettre de considérer deux sous-ensembles (voir par exemple Sempere Torres, 1987). Par ailleurs, les résultats des validations remettent le plus souvent en cause, les modèles proposés, et il n'est plus intéressant de les présenter . .

Par conséquent, nous acceptons que les résultats obtenus par un modèle en calibration ne puissent pas être considérés comme une vraie mesure de ses performances, mais plutôt comme une mesure de sa capacité à se mouler au schéma proposé dans un domaine donné : un

modèle à 10 paramètres, par exemple une simple régression linéaire avec 9 variables explicatives, peut s'adapter plus facilement à un jeu de données fixé qu'un modèle ayant 2 ou 3 paramètres. Cependant personne ne peut garantir qu'il sera toujours le meilleur sur un jeu de données nouvelles, tout simplement parce qu'il n'est pas le plus robuste.

D'ailleurs, certaines validations peuvent conduire à des interprétations discutables. Par exemple Khan et Ormsbee (1989) proposent une étude comparative de deux modèles pluie-débit : l'un de type Hydrogramme Unitaire avec une fonction de production de type Holtan avec 4 paramètres, et l'autre un modèle à 3 réservoirs interconnectés, avec 8 paramètres et bien plus complexe, prenant en compte, par exemple, l'effet des macropores. Ils montrent (p. 347) que le modèle type HU, qui reproduit bien les hydrogrammes observés sur le jeu de calibration, n'est pas capable de maintenir ses performances quand il est appliqué au jeu de validation. De plus, il se montre moins bon en validation, que l'autre modèle. Enfin, ils concluent le danger de l'application de ce type de modèles, qui ne représentent pas bien les mécanismes vraiment mis en jeu.

Mais, ils ne prennent pas en compte qu'ils ont calibré leurs modèles sur 1 seul épisode à chaque fois. Donc sur les 12 épisodes de calibration, il y a 12 jeux de paramètres ! Par conséquent la calibration n'est pas du tout robuste, et rien ne permet d'anticiper en validation le jeu de paramètres à prendre pour simuler un nouvel événement.

Il va de soi que l'application de tests de validation consistant à interchanger les paramètres identifiés sur l'un des épisodes, pour évaluer avec eux le reste des épisodes (test proposé par Klemesš, 1986), conduit dans ce cas à des résultats désastreux.

La différence de performances en validation entre les deux modèles est donc possiblement due à des plages de variation des paramètres différentes entre les deux modèles sur les 12 épisodes. Dans ce cas, les paramètres du modèle type HU varient au moins de 2 ordres de grandeur. Mais ceux du modèle de stockage possèdent des variations, la plupart du temps, bien plus faibles, ou sont constants sur plusieurs des épisodes considérés...

Dans ce cas, la phrase de Beven (1989, p. 159) reprend tout son sens :

“Reproduire la réponse d'un bassin réel à une seule averse n'est pas vraiment très difficile... En revanche, il est bien plus difficile de construire un modèle unique capable de bien reproduire la réponse de plusieurs épisodes différents”. Et c'est précisément cela qu'on demande aux modèles lors de leur validation.

Quant à nous, nous sommes effectivement dans ce cas : nous avons tout le long de ce

travail identifié tant la FT que les paramètres propres à la Fonction de Production en même temps sur l'ensemble de tous les épisodes de calibration. Ainsi les performances caractérisant la calibration incluent la capacité du modèle à s'adapter à toute une gamme de situations possibles. Cela nous a déjà permis de comparer les qualités des trois modèles, mais aussi leur capacité à bien se coupler avec la FT pour reconstituer les débits.

Cependant, la validation de ces résultats devrait être menée avant de pouvoir conclure définitivement. Malheureusement, notre souhait de les valider ne sera que partiellement réalisable.

D'une part, comme nous l'avons déjà noté à la section II.2.2, nous ne disposons pas d'un jeu de données de validation pour le Gardon. En effet, au début de nos travaux, nous avons prévu d'utiliser les derniers épisodes (1986-87) pour la validation. La remise en cause de la courbe de tarage nous a empêché de le faire. De plus, il est maintenant trop tard pour refaire un découpage des données utilisées, car la FT a été identifiée sur les 20 épisodes disponibles. Par conséquent il n'y aura pas, malgré l'importance que nous lui accordons, de validation dans le cas du Gardon.

D'autre part, sur le Réal Collobrier la validation ne pourra être que partielle pour les modèles Temps de Submersion et Réservoir. En effet, dans ces deux cas il y a un paramètre à initialiser pour chaque épisode. Or, nous ne disposons pas d'une relation de ces deux paramètres avec des variables directement mesurables. Ce problème, malgré sa grande importance, a été évacué, et par conséquent nous devons initialiser les valeurs de $D(0)$ et de $\Delta\theta$ pour pouvoir simuler les épisodes de validation.

Cela ne nous permettra pas de considérer cette validation ici comme définitive. En effet, comme Stephenson et Freeze (1974, p. 289) le reconnaissent

“La procédure de validation requiert la connaissance des valeurs de tous les paramètres. Quand cela ne se vérifie pas, et qu'une certaine imprécision est permise sur l'un des paramètres pendant la validation, la flexibilité que cela introduit assure presque certainement, que les résultats obtenus seront satisfaisants”.

Néanmoins, nous avons voulu valider les modèles sur le Réal Collobrier. La procédure choisie a été appliquée aux trois modèles de production calibrés auparavant, couplés à la FT identifiée afin de simuler les épisodes du jeu de validation préalablement sélectionnés.

Quant au paramètre initial nous avons décidé de l'optimiser à nouveau, pour tous les épisodes, afin de mesurer la performance maximale possible pour les deux modèles concernés,

car nous ne disposons pas d'un moyen de les initialiser correctement. Par conséquent, cela désavantagera le modèle Analytique.

Enfin, nous accepterons que cette validation ne soit qu'une comparaison des capacités des modèles lorsqu'on travaille dans les conditions les plus favorables. Cela nous suffira dans notre cas, car l'objectif est de déterminer les performances maximales que l'on peut obtenir avec ces modèles.

III.7.1 - La validation sur le Réal Collobrier

Au début de notre étude nous avons divisé les épisodes disponibles en deux échantillons. Pour cela aucune analyse préalable des épisodes n'avait été faite afin d'assurer un choix le moins biaisé possible.

Quand nous avons analysé les épisodes du jeu de validation, avant de la débiter, nous avons noté plusieurs phénomènes remarquables. Tout d'abord, plusieurs épisodes sont trop longs et nous avons été obligé d'en découper quelques uns en deux. L'ensemble de validation est alors passé à 18 épisodes (les épisodes issus de ce découpage ont été codés avec les nombres 49 à 56, voir Tableau II.5, p. 84).

Par ailleurs nous n'avons pas fait de critique des données, car, comme pour la calibration, nous avons utilisé des données théoriquement déjà critiquées et donc "propres". Cependant, cela n'est pas tout à fait vrai et nous avons retrouvé, plus nette encore, des preuves montrant que les données utilisées sont parfois entachées d'erreurs.

Voyons quelques exemples.

La figure III.31 montre clairement deux cas de pics de crue tronqués. Ce phénomène, déjà remarqué pendant la phase de calibration, devient ici trop fréquent pour accepter qu'il soit un pur hasard (les deux cas présentés sont les plus clairs, mais il y en a d'autres...). On pourrait penser que ce type de réponse avec un pic plat est une caractéristique du système hydrologique étudié. Nous ne sommes pas contre cette possibilité, mais dans ce cas, il faudrait que les pluies aient une certaine structure particulière expliquant hydrologiquement ce comportement. Or la plupart des fois, cela n'est pas le cas et on observe plutôt des décroissances "classiques" caractéristiques des fin des averses.

Dans ce cas, la probabilité que ce type de pluies engendre une réponse en pic plat est très faible, et il y en a d'autres ou cela se produit même en l'absence de pluies (voir figures III.15 et III.16).

Il va de soi que toutes les reconstitutions de ces épisodes, illustrées ici par celles du modèle Réservoir, montrent une incapacité à reproduire ce type de configuration, la décrue commençant dans tous les cas à l'instant où le sommet du pic est atteint.

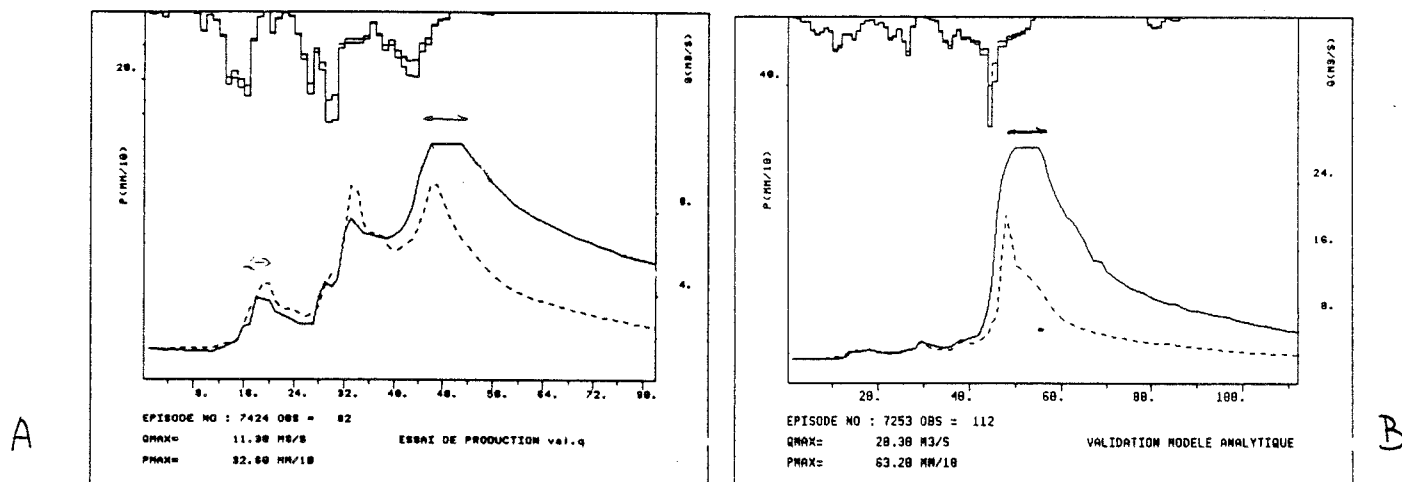


Figure III.31 : Episodes 7424 (A) et 7253 (B) de l'ensemble de validation du Réal Collobrier. La modélisation proposée par le Réservoir contraste avec l'allure (tronquée) du pic mesuré.

La figure III.32 illustre l'explication qui à notre avis est la plus crédible : le limnigramme a probablement été mal enregistré⁷. Le décalage pourrait atteindre l'équivalent de quelques heures, et les troncatures pourraient être réduites par simple translation des pics. Ceci serait d'ailleurs plus cohérent avec les pluies mesurées, comme le montrent les différentes reconstitutions des épisodes.

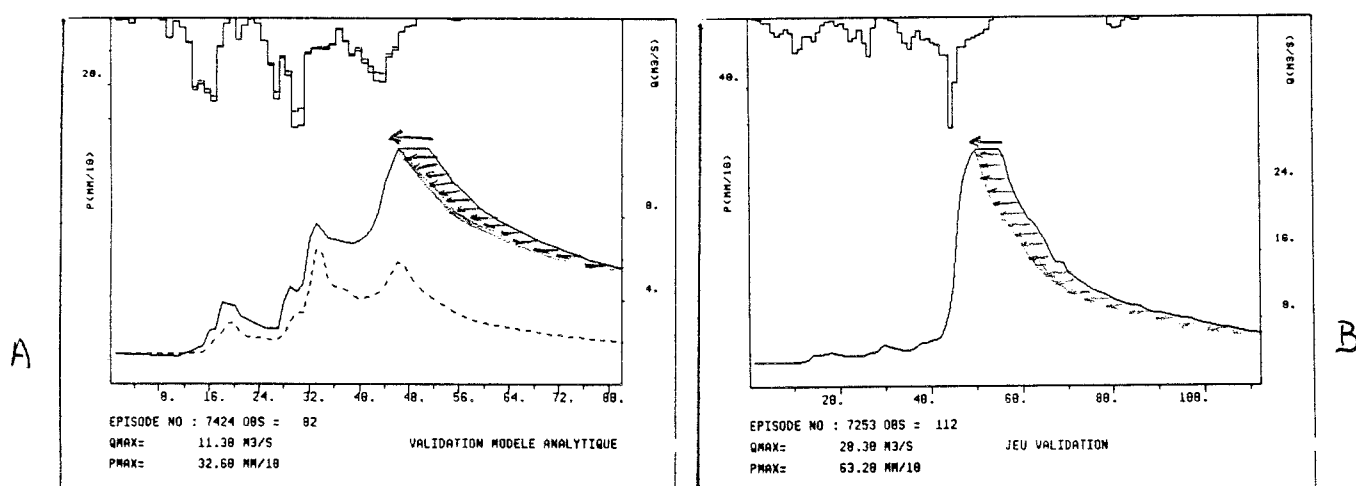


Figure III.32 : Proposition de correction du décalage par simple translation en éliminant le somme plat de l'hydrogramme (sur les épisodes 7424 et 7253 donnés par le modèle Analytique).

⁷ Nous avons vérifié les limnigrammes, qui ne présentent pas de problèmes apparents. Néanmoins, cela n'exclut pas d'autres possibilités ne portant pas sur le traceur (par exemple que l'appareil se bouche pour ensuite se déboucher progressivement...).

De plus, il est possible de trouver plusieurs cas où les pics se produisent légèrement décalés par rapport aux pics de pluie (voir figure III.33 A et B), mais aussi des cas où des pics secondaires apparaissent en l'absence totale de PB (voir figure III.33 C et D).

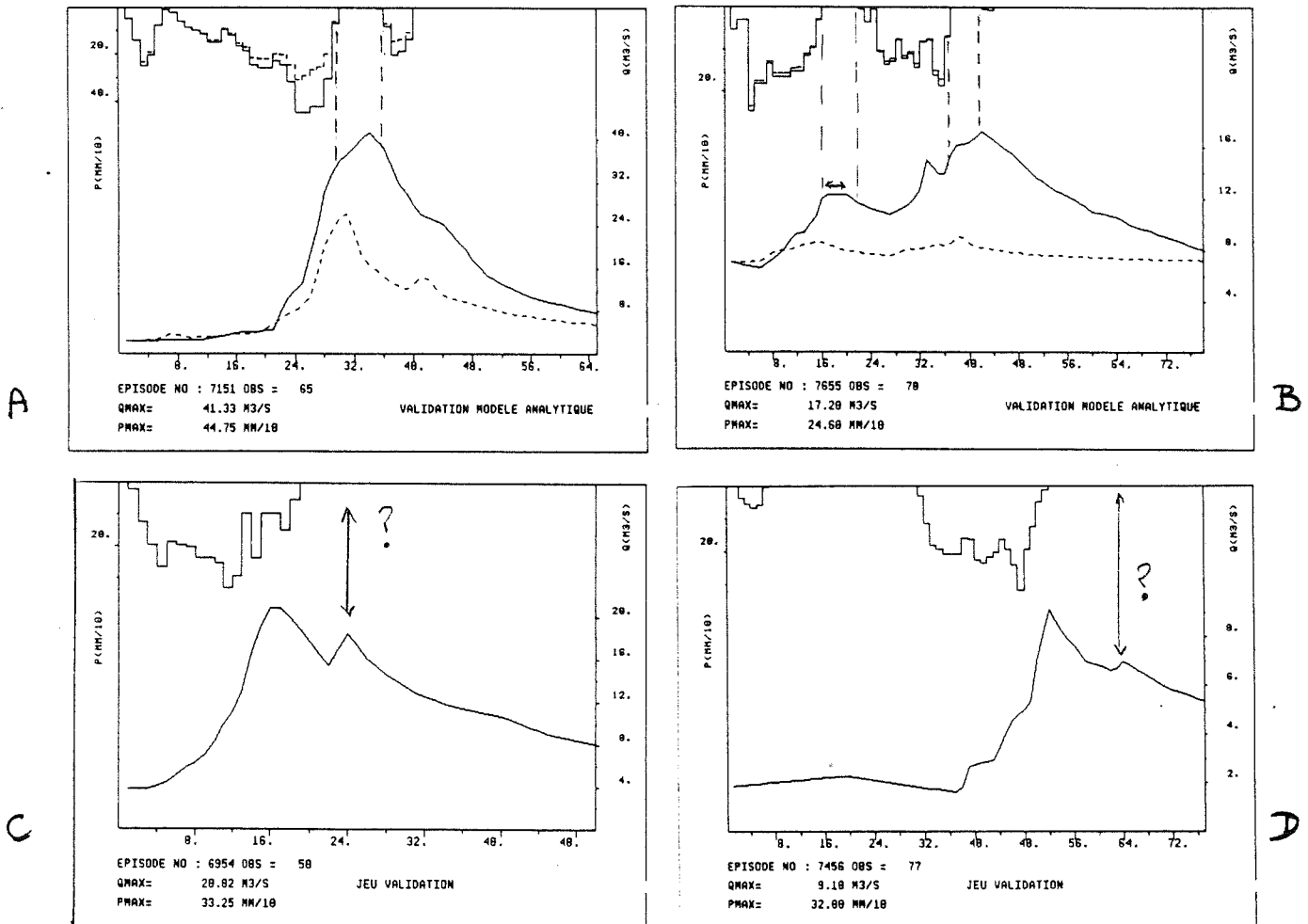


Fig. III.33 : Exemple d'épisodes douteux du Réal Collobrier en validation. Le 7151 (A) et le 7655 (B) ont des pics décalés par rapport à la PB. Le 6954 (C) et le 7456 (D) ont des pics secondaires en absence de PB.

Cela, déjà noté à la figure III.16 lors de la calibration devient ici trop flagrant pour pouvoir l'admettre. Il n'y a pas d'explication possible : certaines données ne sont pas crédibles. Mais ces cas ne sont pas les plus dangereux, car dans le cas d'erreurs trop évidentes, on peut toujours éliminer les épisodes concernés.

Voyons l'épisode 7422 (voir figure III.34) : La reconstitution fournie par le modèle Analytique présente un pic précédant de quelques pas de temps le pic de crue mesuré. Jusque là rien n'est bizarre, et on pourrait bâtir d'innombrables théories sur l'erreur introduite par les

structures des modèles, ou même par l'hypothèse de l'HU qui fait croire à l'existence de l'artifice intellectuel d'une FT unique, linéaire et invariante pour le bassin...

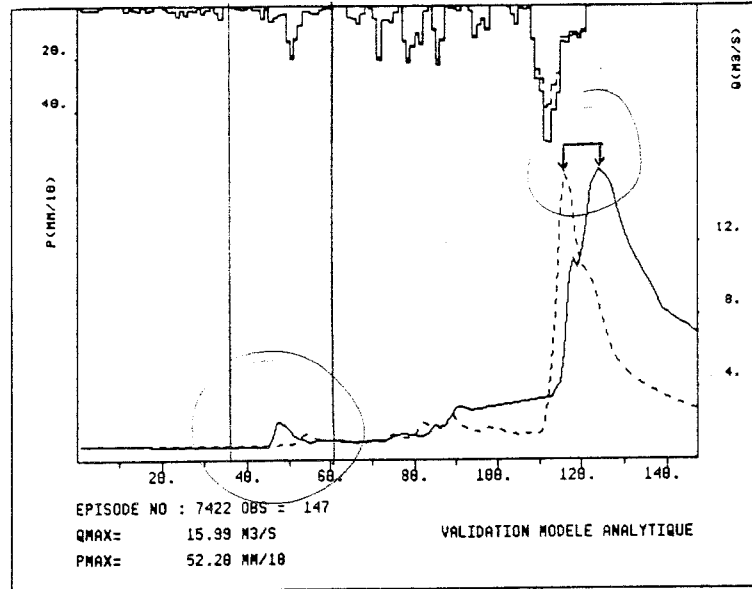


Figure III.34 : Episode 7422 du jeu de validation reconstitué pour le modèle Analytique.

Mais, si nous faisons un zoom sur l'un des petits pics antérieurs au pic de crue de l'épisode, nos espoirs d'explication vont se volatiliser tout d'un coup (voir figure III.35).

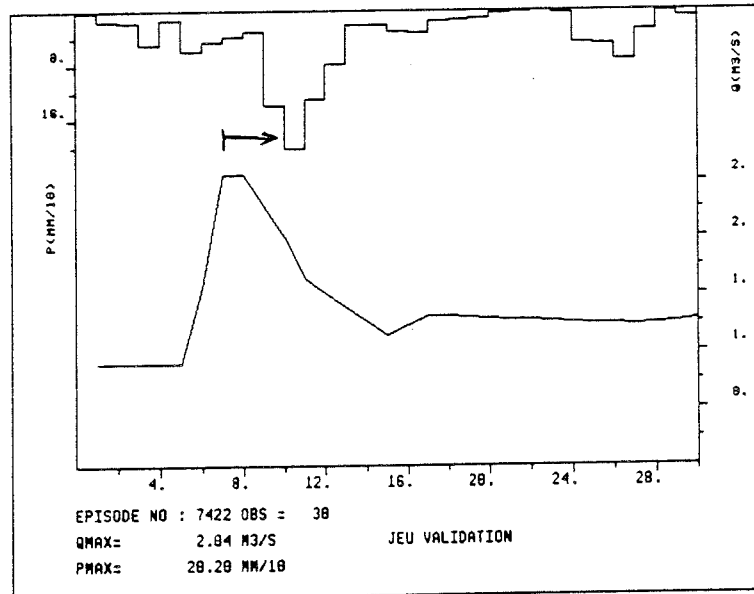


Figure III.35 : Amplification d'une partie de l'épisode 7422.

De nouveau, le pic se produit avant le paquet des pluies. C'est une "coïncidence" trop troublante pour pouvoir l'admettre. Alors si on accepte qu'il y a eu des décalages entre le limnigramme et le hyétogramme, que peut-on penser du pic décalé en fin d'épisode ?

Tout cela nous amène à conclure que, dans l'état actuel du jeu de données au pas de la demi-heure (l'ensemble, et pas seulement celles de la validation), même lorsqu'il n'y a pas de preuves nettes de l'existence d'erreurs nous devons prendre des précautions, vu le nombre d'erreurs suspectées.

Par exemple, dans le cas de l'épisode 7835 (voir figure III.36) les reconstitutions de tous les modèles, et plus précisément celle du Réservoir, présentent une allure inverse à celle de l'épisode observé : il y a deux bosses intermédiaires alors que les modèles reconstituent deux décrues. Par ailleurs le pic proposé par les modèles est associé à la décrue observée, séparant les deux bosses.

Pourrait-on, dans ce cas proposer une explication crédible pour à phénomène⁸ ?

Reconnaissons que, même si nous en trouvons une, le soupçon de l'existence de décalages et d'incertitudes noircira toutes les propositions possibles rendant vains tous les efforts de compréhension.

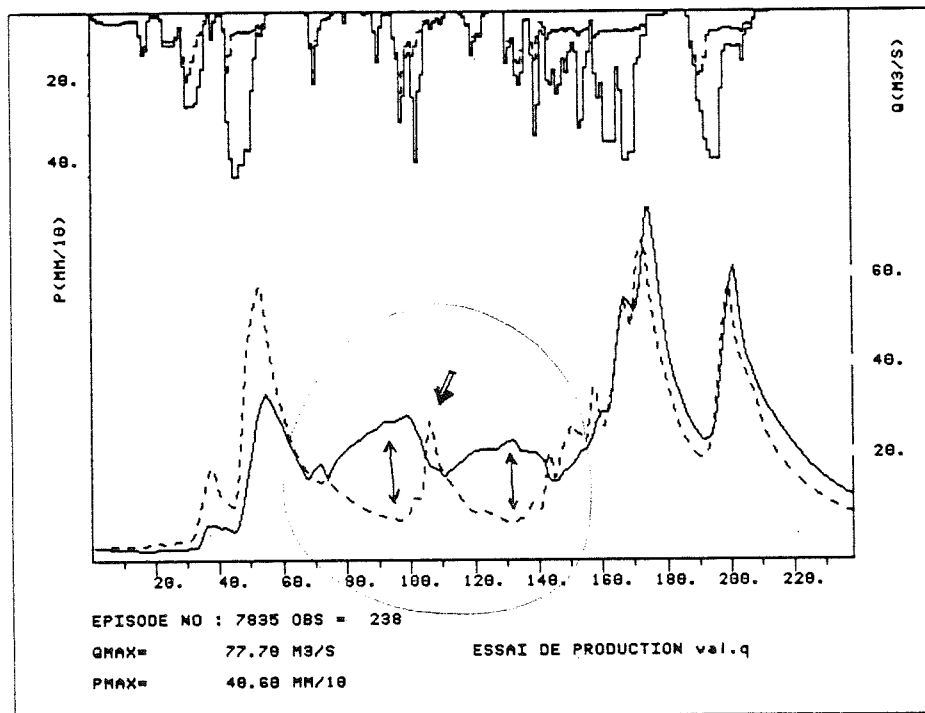


Figure III.36 : Episode 7835 du jeu de validation du Réal Collobrier reconstitué par le modèle Réservoir.

⁸ Peut-être une erreur de dépouillement dans un appareil à retournement ?

Bien que cela soit très frustrant, nous devons admettre que notre travail ne nous permettra pas de tirer de conclusions robustes. Il remet d'ailleurs en cause l'utilisation de ces données dans des études futures, à moins d'une critique exhaustive, vraiment menée à fond, et permettant de définir des épisodes "propres", en particulier en chronologie. Malheureusement elle n'a pas encore été faite, et l'espoir de valider nos résultats s'envole en partie, comme ce fut le cas sur le Gardon.

Toutefois, nous présentons les résultats obtenus à titre illustratif. Ils ne nous serviront pas à conclure sur les phénomènes particuliers. Nous espérons néanmoins que les traits généraux des résultats pourront au moins servir à dessiner un cadre global donnant une idée approximative du vrai cadre général, malgré l'existence d'erreurs notables dans les données.

Le tableau III.3 nous montre les résultats obtenus lors de l'application des modèles sur l'échantillon de validation. Notons que les modèles à paramètre initial disposent de deux réalisations selon que l'initialisation des paramètres a été faite en cherchant à optimiser les Q ou les DQ.

	ANALYTIQUE		RESERVOIR (OPTIMISATION Q)		RESERVOIR (OPTIMISATION DQ)		TEMPS DE SUBMERSION (OPTIMISATION Q)		TEMPS DE SUBMERSION (OPTIMISATION Q)	
	Q	DQ	Q	DQ	Q	DQ	Q	DQ	Q	DQ
s^2	152	4.2	50.	3.4	118.	2.6	109	5.1	212	4.2
$E_{\text{VALIDATION}}$.29	.25	.77	.40	.54	.54	.49	.10	.02	.26
$E_{\text{CALIBRATION}}$.47	.31	.75	.37	.75	.37	.46	.29	.46	.29
R^2	.54	.47	.79	.51	.72	.54	.63	.37	.46	.39
a	1.1	.6	.89	.68	1.4	1.1	1.1	.54	1.2	.63
b ($m^3 s^{-1}$)	6.1	0.3	2.8	.03	3.1	.03	4.4	.04	8.5	.04

Tableau III.3 : Résultats de la validation des modèles de production couplés avec la FT identifiée par la DPFT. Les modèles Temps de Submersion et Réservoir disposent de deux réalisations selon que l'initialisation du paramètre d'épisode vise à optimiser les Q ou les DQ.

Sur le modèle Analytique les résultats en validation sont moins bons qu'en calibration, mais cela était prévisible. Les Efficiences, tant en Q qu'en DQ, se réduisent à .25 et les S^2 voient leur valeur doubler. Bien que les changements ne paraissent pas dramatiques, les graphiques des Q (voir figure III.37) et des ϵ_Q montrent la dimension du biais systématique introduit en l'absence de paramètre initial.

Notons que si on élimine l'épisode 6804 (le plus gros épisode jamais enregistré), qui se détache d'ailleurs nettement du reste du nuage, le résultat serait assez cohérent mais nettement déficitaire... Les paramètres optimisés lors de la calibration ne sont pas convenables sur le nouvel échantillon. De plus celui-ci est extraordinairement exigeant : dans la validation une grosse partie importante des Q dépassent $70 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, tandis que dans la calibration il était rare dépasser $50 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (comparer avec la figure III.19).

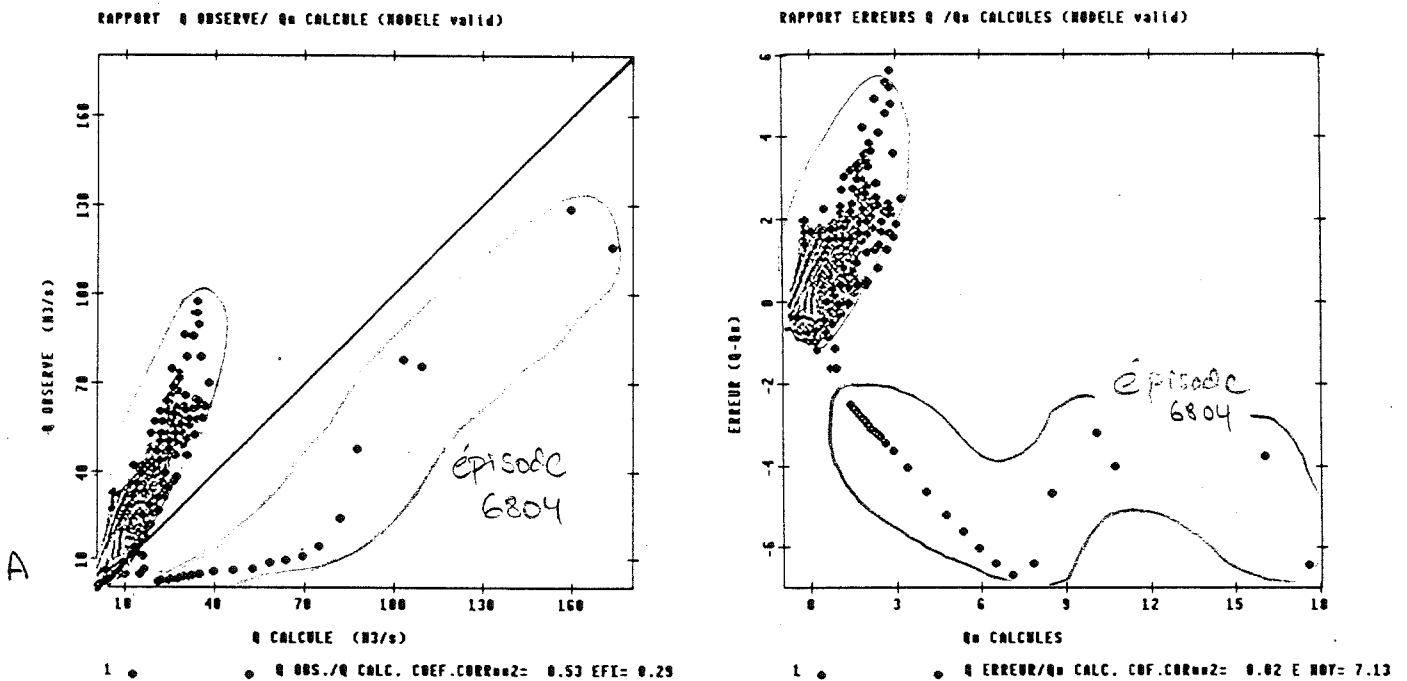


Figure III.37 : Comparaison des résultats obtenus par le modèle Analytique sur le Réal Collobrier en validation.

A : Q observés/ Q^* calculés en validation ;

B : ϵ_{DQ} (Q - Q^*)/ Q^* calculés en validation (variables centrées et réduites).

Néanmoins c'est le modèle Temps de Submersion qui donne les plus mauvais résultats. Selon le critère choisi pour optimiser le paramètre initial (Q ou DQ), les Efficiences calculées en termes du critère complémentaire chutent à zéro. Dans le cas le plus favorable, on multiplie la valeur de S^2 par deux, mais en s'approchant, bien sûr, des Efficiences obtenues lors de la calibration (voir tableau III.3).

Si ces résultats étaient dignes de confiance, on serait prêt à "jeter" ce modèle. En effet, même avec un paramètre initial, il fait moins bien que l'Analytique, et de plus, il ne peut pas, à la fois, reconstituer de façon acceptable les Q et les DQ (il devient trop sensible au critère d'optimisation de $\Delta\theta$).

Enfin, le modèle Réservoir est définitivement le meilleur. Remarquons qu'indépendamment du critère choisi pour initialiser $D(0)$, les Efficiences en DQ sont même meilleures que celles obtenues lors de la calibration. Si on compare les coefficients calculés en termes du critère utilisé pour initialiser $D(0)$, les S^2 restent proches de celles obtenues en calibration et R^2 est dans les deux cas excellent : $> 70\%$ de la variance des expliquée débits et de 50% de celle des DQ (dans ce cas, c'est même meilleur que lors de la calibration, voir figure III.38).

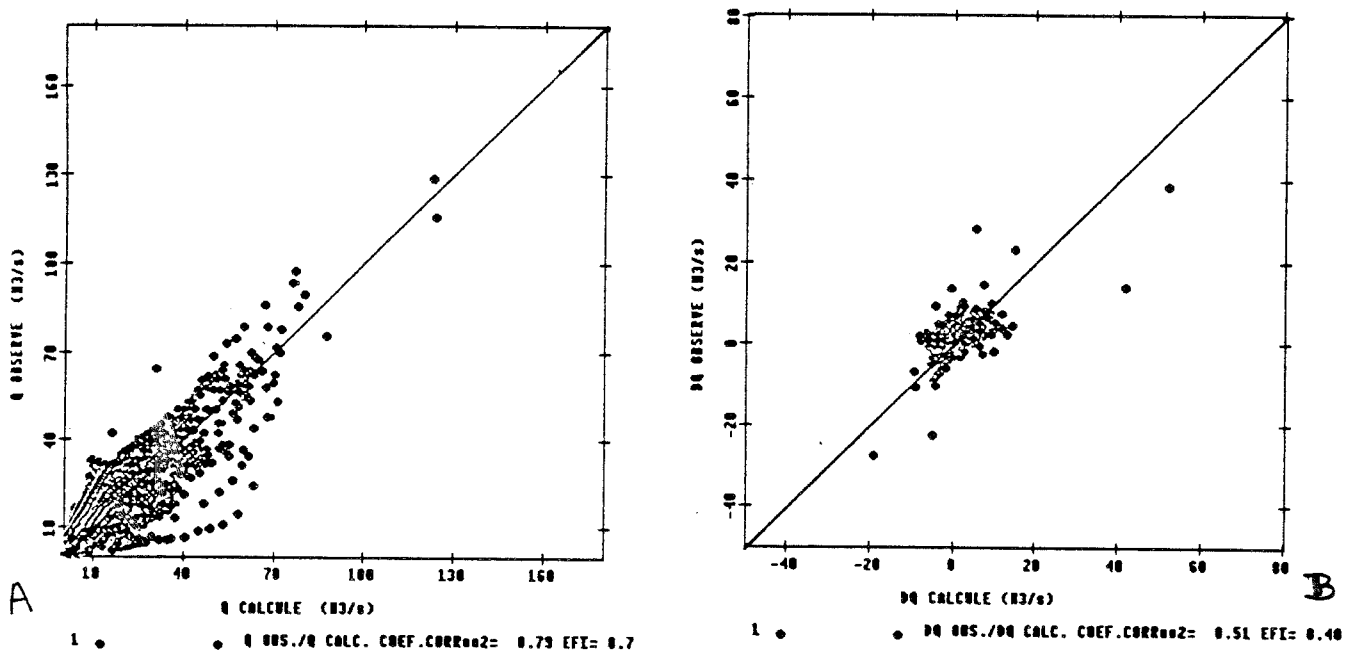


Figure III.38 : Graphiques d'ensemble de la validation du modèle Réservoir.

A : Q observés/Q* calculés en validation ;
B : DQ observés/DQ* calculés en validation.

Ces résultats, surprenants pour une validation, montrent la souplesse de ce modèle qui sait tirer de son paramètre initial tous les avantages possibles, ce qui donne des différences très importantes par rapport aux résultats obtenus par les deux autres modèles. C'est spécialement vrai par rapport au modèle Temps de Submersion qui jouait avec les mêmes avantages, un paramètre à initialiser.

Notons d'ailleurs que les épisodes de validation sont très exigeants : tant les débits que

les DQ sont bien plus grands que ceux mis en jeux lors de la calibration, en particulier l'épisode 6804 (voir figure III.39).

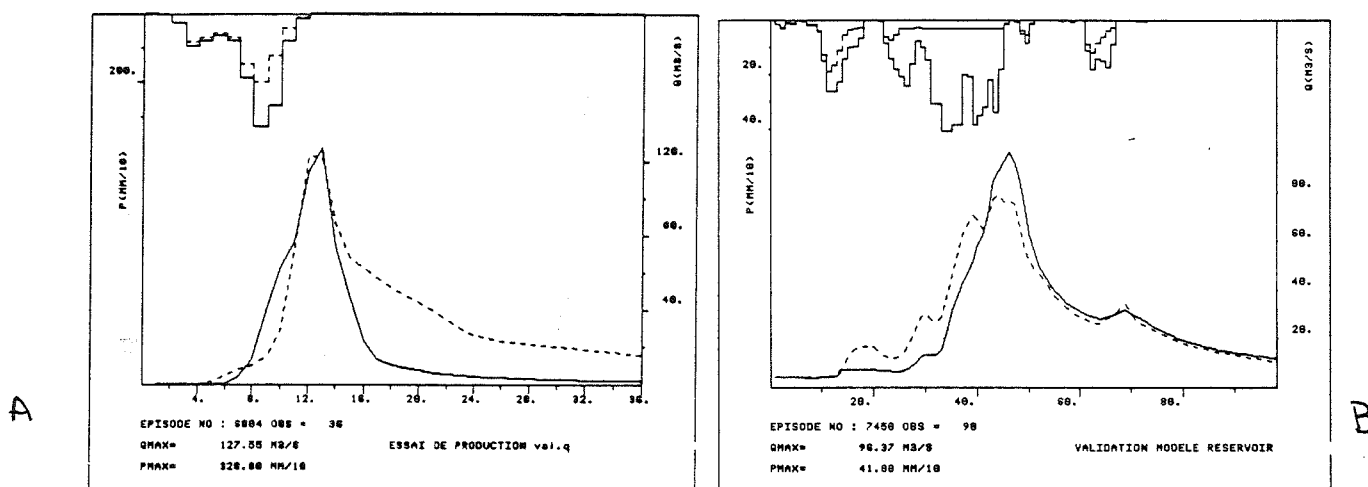


Figure III.39 : Episodes du jeu de validation du Réal Collobrier reconstitués par le modèle Réservoir
A : Episode 6804 ; B : Episode 7450.

Malheureusement, comme nous l'avons déjà vu, ces résultats ne peuvent pas être extrapolés, et pourront seulement servir de référence pour des études postérieures : quelque soit le modèle prétendant bien expliquer les processus de transformation pluie-débit, il devra faire mieux que les modèles globaux présentés ici ; en particulier mieux que le modèle Réservoir qui, au prix d'une initialisation optimisée, fournit des résultats tout à fait équivalents à ceux de la calibration.

Et cela en dépit des erreurs sur les données et en ayant constaté que le paramètre initial n'est pas la panacée capable de résoudre tous les problèmes, comme le modèle Temps de Submersion nous l'a montré.

Enfin nous voulons proposer quelques remarques relatives au problème de l'initialisation d'un paramètre dans certains modèles, et particulièrement dans le modèle Réservoir. Bien que nous ne l'ayons pas traité ici, nous pouvons noter que :

1) Versiani (1983) avait déjà proposé une façon d'initialiser ce modèle, reliant $D(0)$ aux pluies antérieures. A notre avis cette relation ne constitue pas une réussite totale, mais elle constitue une première idée à reprendre à l'avenir.

2) L'initialisation joue certainement un rôle important, mais en cas d'épisode prolongé elle devient progressivement moins importante.

3) Enfin, dans un cadre opérationnel, on peut envisager de l'optimiser de manière adaptive en début d'épisode, au fur et à mesure que des débits observés arrivent. Ceci est en cours d'essais actuellement.

III.8 - REMARQUES SUR LE MODELE TEMPS DE SUBMERSION

Au sujet du modèle Temps de Submersion, deux remarques finales s'imposent.

Nous avons considéré comme paramètres K_s , n , H_c et $\Delta\theta$, mais, en fait, il n'est pas nécessaire d'optimiser ces quatre paramètres. En effet, une analyse des expressions utilisées (voir § III.4.3) permet de constater que, si on redéfinit

$$S_{f0} = H_c (\theta_s - \theta_0) = H_c \Delta\theta \quad (\text{III.41})$$

comme un nouveau paramètre initial, il est possible aussi définir le paramètre :

$$S_{fr} = H_c (\theta_s - \theta_r) \quad (\text{III.42})$$

et donc de reformuler l'optimisation en termes de K_s , n , S_{fr} et le paramètre initial S_{f0} .

Cela nous permettrait, même si l'interprétation des paramètres devient plus difficile, d'optimiser l'estimation de $(\theta_s - \theta_r)$ sans augmenter le nombre de paramètres utilisés (3 plus celui d'état initial).

Quelques essais, non systématiques ont été effectués pour tester si avec cette formulation les optimums s'éloignaient beaucoup de ceux trouvés dans nos travaux préalables. Les résultats obtenus nous ont fort découragés : ils étaient moins bons, et dans une majorité des cas la valeur S_{fr} optimisée était sensiblement inférieure à la plupart des valeurs optimisées du paramètre d'état initial d'épisode. Cela nous a confirmé les faiblesses de ce modèle, fondé sur les lois ponctuelles de l'infiltration (notons que théoriquement S_{fr} doit être la valeur maximale des S_{f0}), qui, comme nous l'avons déjà remarqué, ne s'adapte pas bien à la modélisation globale de la Fonction de Production.

D'ailleurs, nous tenons à souligner que le modèle utilisé possède un point obscur : quand la PB devient inférieure à l'infiltrabilité calculée, la phase de drainage s'initie. Mais les équations proposées sont seulement valables si $PB < K_s$. Il y a là une incertitude qui n'a jamais été abordée dans les articles décrivant le modèle, et en fait, ce cas n'est pas prévu. Par conséquent, on ne sait pas s'il vaut mieux corriger les équations du drainage pour les adapter à ce cas, ou si effectivement il faut recalculer un nouveau Temps de Submersion sans avoir mis en marche les mécanismes du drainage. En tout cas, nous avons appliquée le modèle tel qu'il a été proposé.

Enfin, dans des conditions normales, tout ceci aurait constitué une motivation supplémentaire pour nous investir dans la correction et l'optimisation de ce modèle. Mais nous sommes persuadé, après les résultats présentés ici, que ce type de modèle (trop lié à l'échelle ponctuelle) ne peut pas rendre compte du processus moyen de génération des écoulements sur un bassin.

En fait, les modifications envisagées ne pourront qu'introduire de légères nuances dans la modélisation, mais elles ne pourraient jamais changer les caractéristiques générales remises en cause par notre étude. Par conséquent, le travail à faire n'apportera, dans le meilleur des cas, que de petites améliorations qui ne modifieront probablement pas les conclusions.

De plus, nous sommes persuadé que le noyau de notre problème ne sera pas résolu avec la proposition d'une nouvelle loi d'infiltration mieux adaptée aux résultats expérimentaux. Il s'agit plutôt de s'affranchir de schémas trop figés par des conceptions trop déterministes pour ouvrir la porte à des conceptions pouvant inclure un effet écarté jusqu'à ce jour de la modélisation : la prise en compte de la variabilité spatiale des processus. (Et il n'est pas sûr que ceci doive être fait par une simple "stochastisation" d'un modèle d'infiltration, aussi complexe que puisse être le traitement du caractère stochastique des paramètres).

III.9 - CONCLUSIONS SUR LES MODELES GLOBAUX

La première grande conclusion, spécialement après notre expérience sur le Réal Collobrier porte sur la nécessité d'une critique exhaustive des données, préalable indispensable à toute modélisation. Cette analyse critique, qui dépend du pas de temps et des objectifs de la modélisation, doit être faite, dans un cas idéal, en accord avec le "producteur" des données. Le manque de temps pour effectuer cette analyse préalable (que nous avons réalisée sur le Gardon), ainsi que la confiance accordée a priori à des données issues d'un bassin expérimental nous ont fait échouer partiellement dans nos travaux sur le Réal Collobrier et cela relativise le poids des conclusions possibles. Précisons aussi que cette critique initiale nécessaire n'est jamais suffisante, et que des questions surgissent pendant ou à la fin des études, et que la modélisation a au moins un intérêt pratique, celui d'être une formidable technique de critique des données.

Cela étant constaté, nous pouvons conclure, au vu des résultats, que les reconstitutions obtenues en utilisant les PE calculées par les trois modèles sont bien loin des performances atteintes lorsqu'on utilise les PE identifiées par la DPFT (qui sont la référence des performances maximales que notre schéma global du Transfert nous permet).

En effet, (voir figure III.40) les coefficients de qualité montrent que tous les modèles globaux utilisés possèdent un plafond, plus ou moins commun, caractérisé par des R^2 situés entre .70 et .80 pour les débits, et entre .40 et .50 pour les DQ (contre des R^2 dépassant .90 tant en Q qu'en DQ si on utilise les PE estimées par la DPFT).

Cela nous montre que cette limite commune peut être considérée comme une caractéristique générale des modèles globaux, malgré les différences existant dans leurs hypothèses respectives.

Ce résultat est non négligeable : quel que soit le modèle utilisé, leur structure distincte n'apporte, dans le cadre d'une modélisation globale du bassin, que de simples nuances à une description qui est surtout déterminée par le fait que l'approche soit globale.

Cela nous permet d'envisager que, quelle que soit la structure imposée, quel que soit le degré de complexité des équations utilisées dans la description des phénomènes, aucun modèle ne pourra sensiblement faire mieux s'il ne s'affranchit pas des limitations associées à ce caractère de globalité :

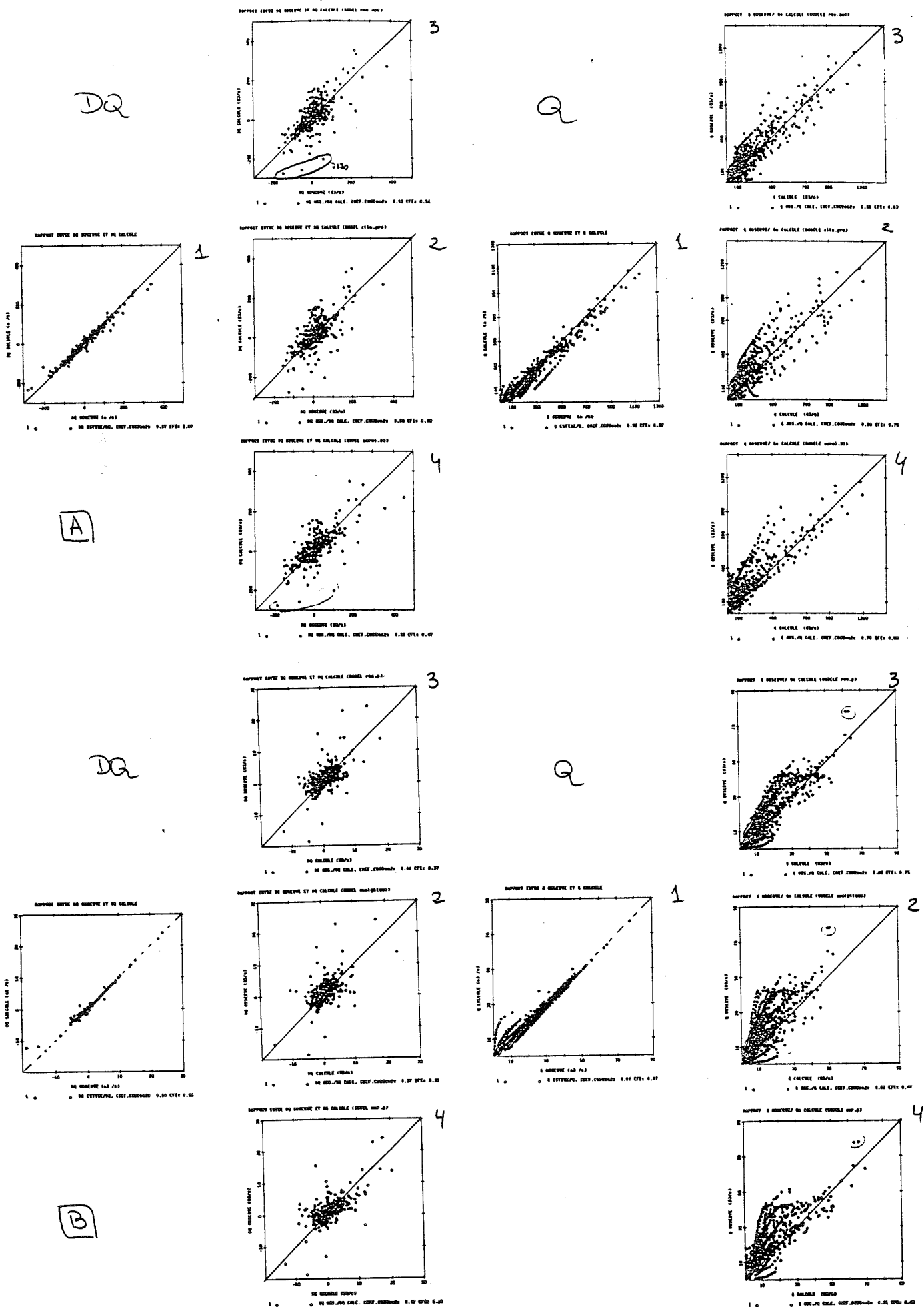


Figure III.40 : Comparaison des graphiques d'ensemble sur le Gardon (A) et le Réal Collobrier (B) tant en Q qu'en DQ : (1) Résultats obtenus par la DPFT ; (2) Modèle Analytique ; (3) Modèle Réservoir ; (4) Modèle Temps de Submersion.

- D'une part, la séquence temporelle de la lame moyenne de la PB ne suffit pas à expliquer à elle seule la chronique des séries de PE. En d'autres termes, l'information fournie par la PB ne suffit pas pour bien expliquer la transformation pluie-débit, et il faut mettre en jeu d'autres informations complémentaires.

- D'autre part, les résultats suggèrent que l'effet à prendre en compte pour améliorer les performances des modèles, mais aussi la qualité des descriptions, est l'introduction de la variabilité spatiale des processus hydrologiques mis en jeu.

Mais analysons plus en détail ces affirmations.

L'existence d'un plafond pour les résultats de tout modèle global indépendamment de sa structure, est une constatation qui devient presque "tragique" dans le cas du modèle Temps de Submersion.

En effet, pour ce modèle nous avons fait appel à des équations à base physique de l'infiltration et à des qualités théoriques potentielles qui n'ont pas réussi à apporter d'amélioration par rapport aux autres modèles plus simples. Au contraire, nous pouvons affirmer que c'est précisément ce modèle qui, en moyenne, fournit les plus mauvais résultats. Nous avons parlé longuement des effets liés à la structure peu flexible de ce modèle, et à une modélisation de l'infiltration qui a peu en commun avec ce que l'on peut appeler la lame moyenne apparemment infiltrée sur le bassin (la lame de pluie non efficace).

Cette constatation nous permet d'affirmer que le problème à résoudre n'est pas celui de réussir une formulation encore plus adaptée au "vrai processus physique de l'infiltration". En effet, les grandes différences ne viennent pas de là, et toute tentative d'introduire d'autres modélisations, même mieux fondées, ne pourra aboutir si les prémisses ne sont pas changées.

Nous proposons donc d'en finir avec les digressions portant sur la nature de la loi d'infiltration utilisée, car nous avons vu que le bassin ne se comporte pas comme une colonne de sol. Par conséquent la description à prendre en compte devra savoir proposer une nouvelle interprétation des phénomènes, différente de la conception classique issue des expériences ponctuelles à la parcelle.

En particulier le bassin ne peut plus être conçu comme une entité suivant globalement une loi de production de ruissellement par excédent d'infiltration (aussi appelé de type Hortonnien). En d'autres termes, l'idée de modéliser une lame moyenne infiltrée, au sens classique, contrôlant la production d'un volume excédentaire (la PE) a des performances limitées

et doit être abandonnée en faveur d'une description un peu moins déterministe.

Cette proposition est fondée sur deux évidences :

1.- D'une part la perte de signification, quand on saute à l'échelle du bassin versant, du concept de conductivité hydraulique à saturation (K_s), hérité de la physique du sol.

D'ailleurs, même la notion d'une grandeur équivalente ou effective (K_{eff}) sur l'ensemble du bassin prend des valeurs et possède un comportement qui ne sont plus ceux de la notion primitive. Nous devons donc renoncer à son sens usuel pour reformuler son rôle (celui d'une K_{eff} unique pour l'ensemble du bassin) en termes d'une nouvelle description. En particulier le fait qu'elle constitue une limite physique pour les PB pouvant produire de la PE doit être, à la lumière des séries de PE estimées, abandonnée.

En effet, comme nous pouvons l'apprécier sur la figure III.41 (ou dans presque tous les épisodes des annexes I et II), il y a production de PE même pour des intensités de PB très faibles, et même sur certains pas la PE peut devenir égale à la PB.

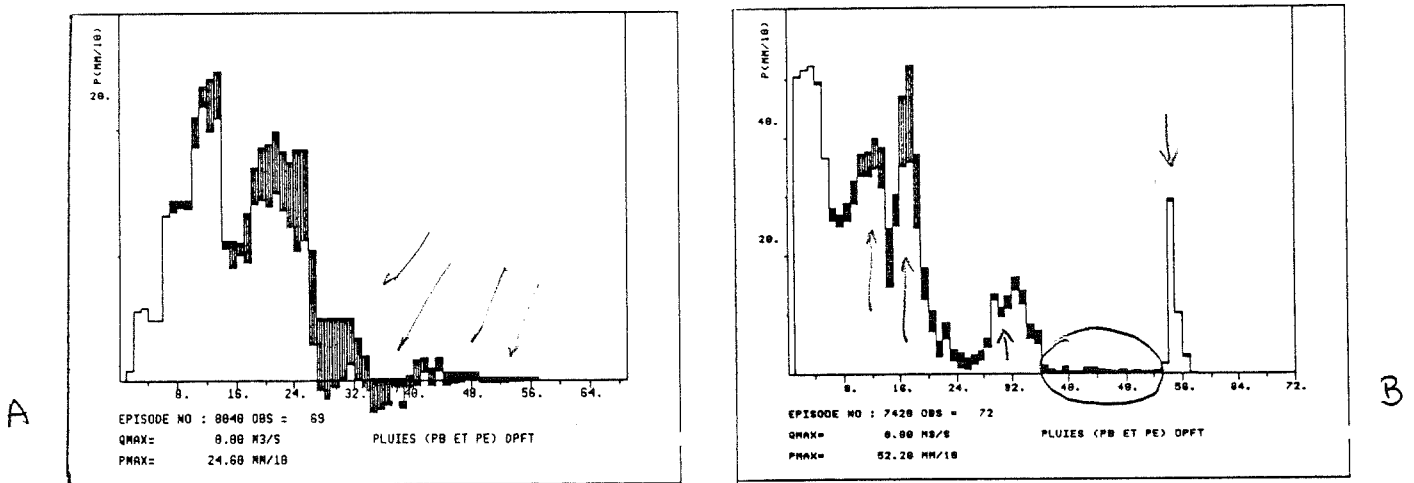


Figure III.41 : Episode 8040 du Réal Collobrier (A), et 7420 du Gardon (B).

Nous pouvons noter la production de PE même pour des PB très faibles. De plus, la suite des épisodes confirme que cela ne veut pas dire que le bassin soit totalement saturé.

2.- D'autre part, comme nous l'avons déjà remarqué sur la figure III.30, les séries de PE montrent que des accroissements de la PB provoquent des accroissements de I (ce que nous appellerons l'infiltrabilité effective du bassin pris comme un tout).

Cela, qui apparemment viole les notions de la théorie de l'infiltration (un accroissement

de la PB ne peut jamais être associé à un accroissement de l'infiltration : soit cette dernière décroît, soit elle reste constante si $I = K_s$), devient un phénomène général dans tous les épisodes traités (voir quelques exemples à la figure III.42).

Néanmoins, ce phénomène n'est pas du tout inédit. Hawkins (1982, p. 305) propose :

“Il est un peu moins accepté que le taux d'infiltration varie positivement avec l'intensité de la pluie, c'est-à-dire plus l'intensité de la pluie est forte, plus l'infiltrabilité, ou le taux de pertes (loss rate) sont grands”.

Il reconnaît aussi que cela défie les notions de la théorie ponctuelle de l'infiltration et il passe en revue des références d'études expérimentales où ce phénomène a été mis en évidence.

De plus, bien que certains auteurs reconnaissent cet effet sans lui donner une explication satisfaisante, par exemple Wilson (1974) qui le présente comme un fait accompli, Hawkins (1982) propose une interprétation : celle donnée par Murai et Iwasaki (1975, p.81).

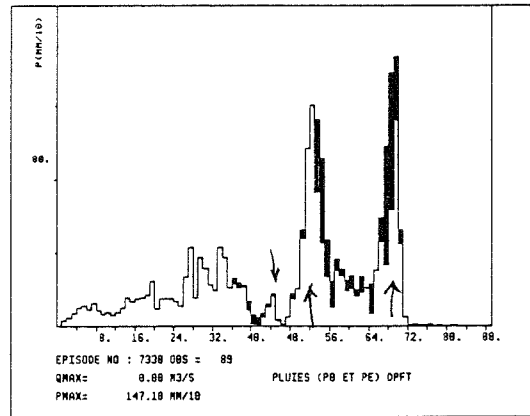
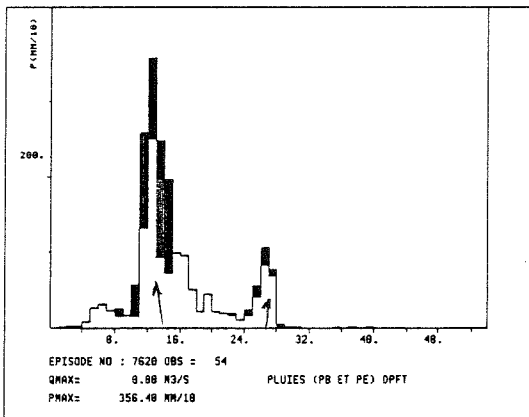
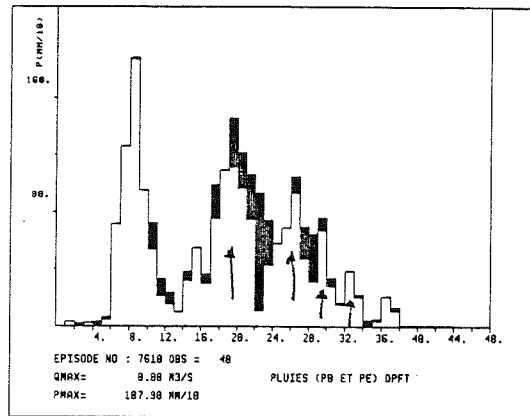
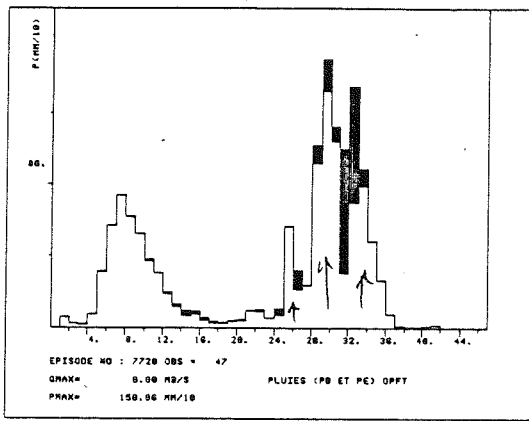
“Nous avons confirmé que le ruissellement de surface se produit même sous des intensités de pluie plus petites que l'infiltrabilité du sol, et la lame ruisselée varie avec l'intensité de la pluie. Ces faits peuvent être expliqués si on admet l'hypothèse que la surface soit composée par plusieurs sous-unités caractérisées par des infiltrabilités différentes”.

En d'autres termes, la variabilité spatiale des propriétés ponctuelles du sol (de l'infiltrabilité) explique que lorsque nous essayons de décrire les processus sur une échelle supérieure (le bassin), ils ne gardent pas les mêmes propriétés. Par conséquent, si nous voulons mettre en jeu dans une nouvelle description globale les mêmes éléments que ceux de la description ponctuelle, il faudra accepter de changer leur interprétation, et même les équations les reliant.

Butler (1975, p. 277) ajoute :

“Quand l'intensité de la pluie s'accroît, quelques portions de l'entité de modélisation considérée (les zones d'infiltrabilité relativement faible) commencent à produire du ruissellement avant d'autres parties”.

En effet, cette vision explique pourquoi il n'existe plus de seuil minimal pour les Pluies Productives (celles donnant de la PE). Au niveau du bassin, la notion de K_{eff} n'est plus une limite physique, car l'effet de la moyenne spatiale fait qu'apparemment certaines PB très petites se transforment intégralement en PE.



GARDON →

□ PL. BRUTE
 ■ PLUIE EFFICACE DECONVOLUEE

← REAL COLLOBRIER

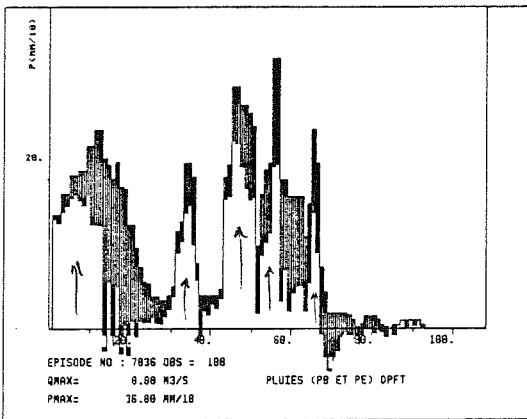
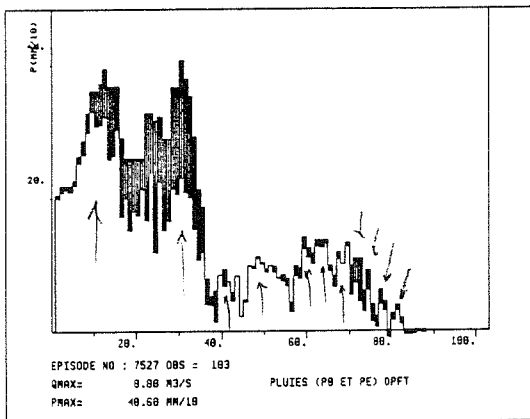
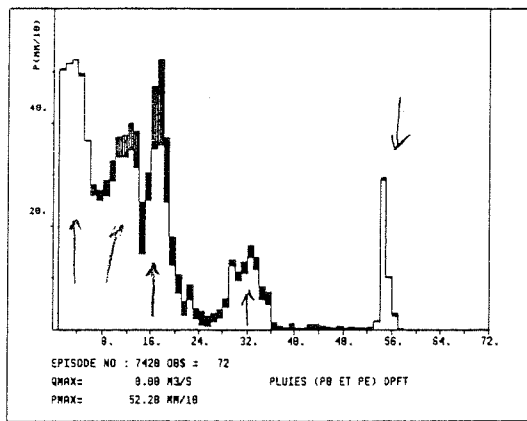
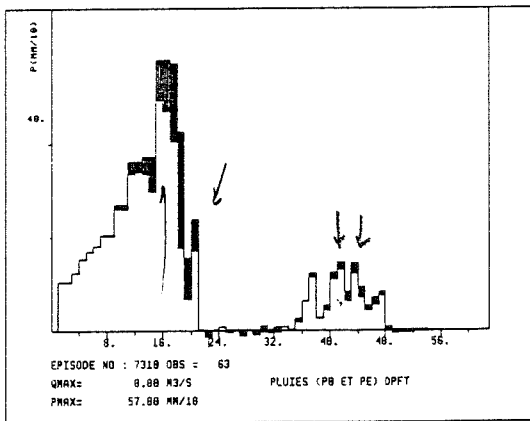


Figure III.42 : Quelques exemples de Pluies Efficaces estimées par la DPFT, tant sur le Gardon que sur le Réal Collobrier.

Par ailleurs

“La plus forte valeur de l’infiltrabilité effective, pour une entité (bassin) considérée comme un tout, n’est pas atteinte tant que l’intensité de pluie n’égale ou ne dépasse la plus forte infiltrabilité ponctuelle qui a lieu sur l’entité considérée” (Butler, 1975, p. 277).

C’est à dire, tant que la PB ne dépasse pas la valeur maximale de l’infiltrabilité ponctuelle sur le bassin, à tout accroissement de l’intensité de la PB sera associé un accroissement de la valeur de l’infiltrabilité effective, ou infiltrabilité moyenne apparente. Et cela parce que dans ce cas il continuera à y avoir une zone dans le bassin capable encore de tout retenir (tout infiltrer), et la description globale du processus de production sur le bassin présentera un comportement propre, identique à celui que nous avons retrouvé sur nos deux bassins.

Enfin, Hawkins (1982) fournit une description très intéressante de ce phénomène en terme de fonction de répartition de l’infiltrabilité sur le bassin et il nous soumet des évidences expérimentales pour illustrer ses propositions.

Mais il faut remarquer que si Hawkins explique ce phénomène en ces termes, cela est lié au fait qu’il a préféré prendre en compte la seule variabilité spatiale du sol et considérer la pluie spatialement homogène (!). Notons donc qu’une description équivalente peut être faite en considérant la pluie variable sur le bassin et les propriétés du bassin comme homogènes (alors qu’en fait la réalité doit être perçue comme un mélange des deux).

Tout cela nous permet une première satisfaction : les PE estimées par la DPFT ne sont pas nécessairement un pur artifice. Elles reprennent des effets qui, même s’ils n’étaient pas en accord avec la théorie de l’infiltration (et nous insistons sur le fait que c’est un concept ponctuel), se sont accordés avec la description des phénomènes à l’échelle du bassin (notre véritable objectif).

De plus elles nous permettent un premier exploit vis à vis des problèmes soulevés par l’approche proposée par Hawkins : tandis que ce dernier doit faire des suppositions théoriques “in abstracto” plus ou moins raisonnables, nous disposons d’une estimation de la valeur moyenne des PE à chaque pas de temps, qui pourrait permettre d’en tirer des renseignements précieux pour l’analyse de leur structure. Particulièrement, si nous voulions aborder une description stochastique de la distribution spatiale des PE, nous pourrions optimiser la fonction de répartition à l’aide de notre estimation de leur valeur moyenne.

D'ailleurs la constatation de la nécessité d'introduire la variabilité spatiale des grandeurs et des phénomènes mis en jeu, est confortée par l'interprétation de la tendance que présentent les erreurs de modélisation avec la variable modélisée. En effet Troutman (1982, p. 963) déduit théoriquement que cette tendance doit être rattachée à la non prise en compte de la variabilité spatiale des variables.

Dans notre cas, nous avons trouvé que cette tendance était générale pour les trois modèles sur le Réal Collobrier, ce qui nous a permis de conclure que l'estimation de la PB fournie ne représente pas une bonne mesure de la pluie vraiment tombée. Cependant il faut reconnaître que cette tendance devient plus claire dans le cas du modèle Temps de Submersion, qui d'ailleurs a été le seul à la refléter nettement dans le cas du Gardon. Cela nous a amené à la conclusion suivante : ce modèle est le moins bien adapté à la modélisation globale du bassin versant, car sa formulation, trop attachée aux processus ponctuels, ne lui permet même pas de tirer toute l'information apportée par la séquence des PB.

Enfin, tout cela nous conduit à reconnaître les limitations de notre approche globale, qui n'est pas capable de prendre en compte la variabilité spatiale des processus, et en particulier de la pluie, qui a été réduite à une mesure, la PB, qui par elle-même ne peut expliquer toute la complexité de l'épisode pluvieux.

Et voilà que notre démarche globale nous conduit à un vrai cul de sac : si nous voulons améliorer les résultats de la modélisation, il faut incorporer la variabilité spatiale. Mais cela est en contradiction avec notre démarche, nos objectifs et notre déclaration d'intention initiale.

Nous avons cherché les limites de notre approche, et nous avons abouti à un précipice qui paraît mettre un terme au chemin emprunté.

Alors que pouvons-nous faire ? Faut-il renoncer à l'approche globale, et au compromis opérationnel ?

Nous proposons donc de mettre de côté, momentanément, nos objectifs pour pouvoir ainsi aller explorer les caractéristiques d'une réalité qui se refuse à se plier à nos hypothèses trop simplistes. Nous allons explorer avec les outils globaux que nous disposons (la PE et la FT) le précipice rencontré, afin de tirer des connaissances sur ses caractéristiques aux confins de la voie des approches globales.

Ensuite nous utiliserons ces connaissances pour essayer de retrouver une solution de compromis entre la complexité du système à étudier, nos moyens, et nos objectifs initiaux.

Mais il ne s'agit donc pas d'introduire la variabilité spatiale via un découpage spatial du bassin et de la pluie pour ensuite modéliser, avec les mêmes idées de toujours, les mêmes phénomènes, avec l'espoir que ce découpage fasse disparaître tout ce que l'on n'a jamais compris.

En fait, nous voulons rester compatibles avec une description globale de notre entité (le bassin). Mais conscient des erreurs que cette démarche comporte, nous allons les compenser avec une sensibilité supplémentaire : une sorte de perception diffuse des caractéristiques spatiales qui nous apporte une information complémentaire, mais globale, à celle donnée par la seule moyenne de la PB.

Pour cela deux voies sont envisagées :

a).- D'abord nous avons utilisé des modèles ne prenant en compte que la composante Hortonienne de la production de ruissellement. Même si cela n'a pas été explicité pour les modèles Réservoir et Analytique, il est clair qu'ils suivent une structure où la PE est calculée comme le volume excédant une certaine capacité de rétention (ou d'infiltration) instantanée du bassin. Dans les deux cas, le volume non efficace (infiltré) à chaque pas de temps ne pourra plus devenir de la PE, bien qu'il puisse influencer l'infiltrabilité du bassin dans les pas de temps suivants.

Alors une première possibilité s'offre : modifier les modèles utilisés afin d'introduire des composantes de la production de ruissellement autres que par excédent d'infiltration, pouvant faire intervenir de plus la variabilité spatiale des caractéristiques du bassin.

Mais quelles caractéristiques ?

Nous avons choisi d'utiliser la topographie du bassin. D'abord parce qu'elle est fortement liée aux processus hydrologiques et qu'elle permet d'introduire une deuxième composante de la production de ruissellement en termes de fonction de répartition spatiale. De plus, elle est facilement disponible, et relativement aisée à utiliser.

Un deuxième choix aurait pu être de prendre en compte la variabilité spatiale de l'infiltrabilité du sol, afin d'améliorer la description de la composante Hortonienne. (Par exemple dans les termes proposés par Hawkins, 1982, ou bien à l'aide des reformulations des équations compatibles cette fois avec la nature variable du sol, comme ont proposé entre autres Morel-Seytoux, 1986, ou Wood et al., 1988). Mais cela est plus difficile à mettre en oeuvre, et surtout n'incorpore pas d'autres composantes de la production de ruissellement. Enfin, cela fournit une

description assez équivalente à celle qui peut être formulée par l'introduction de la variabilité spatiale des pluies (car dire que le sol ne peut absorber autant ici que là, c'est tout à fait équivalent à dire qu'il a plu beaucoup plus ici que là).

Nous avons donc reporté l'exploration de cette voie pour "mañana"⁹, et nous avons retenu simplement la topographie comme la caractéristique du bassin, spatialement variable, à prendre en compte pour tenter d'introduire une nouvelle information dans notre description des processus hydrologiques.

b).- La deuxième voie consiste, évidemment, à introduire la variabilité spatiale des pluies.

D'une part parce qu'elle peut être appréhendée d'une façon relativement simple, et même opérationnelle (grâce aux radars ...).

D'autre part, parce qu'elle est la variable maîtresse de notre problème, le mot de la fin.

En effet, la qualité de l'estimation de la pluie a un rôle clé dans la qualité des résultats obtenus (même si son rôle est moindre dans la phase d'identification de la DPFT, elle a repris toute sa place dans le calage des Fonctions de Productions). Sur ce point Schilling et Fuchs (1986) ont mené une étude où ils comparent les résultats obtenus par 12 modèles pluie-débit mettant en jeu des algorithmes à sophistication croissante pour l'estimation de la lame de PB, la production de la PE, la transformation en débit et le routage à l'exutoire principal.

Ils ont mesuré l'effet des simplifications introduites en comparant les résultats fournis pour chacun des modèles avec ceux d'un modèle de référence supposé être le meilleur (le plus sophistiqué, prenant en compte la variabilité spatiale de tous les processus mis en jeu). Tout cela sur 26 épisodes simulés à l'aide d'une série des pluies réellement mesurées par radar.

Les résultats obtenus montrent que l'on peut simplifier la structure du modèle de production, prendre un seul bassin global au lieu de modéliser chaque sous-bassin, et même simplifier le routage vers l'exutoire, sans trop affecter la qualité des résultats. Par contre si le modèle est simplifié en moyennant les données de pluie, utilisées auparavant de façon spatialement distribuées, les erreurs sur les pics et les volumes des épisodes vont s'accroître vertigineusement. Concrètement ils proposent que si nous utilisons des lames de pluie spatialement homogènes, les erreurs ainsi introduites seront pour le moins de 30 % (Schilling et Fuchs, 1986, p. 121) : exactement l'ordre de grandeur de notre marge d'erreur observée...

⁹ "plus tard"

Et ils concluent :

“Il est inadéquat d'utiliser un modèle pluie-débit sophistiqué pour atteindre un certain niveau de précision si la résolution spatiale de la pluie prise en compte est faible” (p. 121).

Mais aussi :

“L'utilisation d'une pluie à forte résolution spatiale couplée avec un modèle pluie-débit simple et peu coûteux donne des résultats suffisamment bons pour être utilisé en temps réel dans un contexte opérationnel.” (p. 122).

Ces conclusions ouvrent définitivement la porte à cette deuxième voie d'exploration que nous allons emprunter.

Néanmoins, nous préférons ne pas nous lancer dans une modélisation mettant en jeu toute la complexité du champ de pluie. Nous proposons plutôt d'exciter le modèle avec une bonne mesure du volume moyen mis en jeu (la PB), et compléter cette information par des indices mesurant, pour chaque pas de temps, de combien cette description moyenne s'éloigne de la structure spatiale de la lame de pluie réellement tombée.

Tout cela n'est qu'un premier pas, mais qui peut permettre d'explorer avec les moyens dont nous disposons, l'intérêt et les possibilités de ces deux voies.

III.10 - REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aitken, A.P. : 1973, Assessing systematic errors in Rainfall-Runoff models. *J. Hydrol.*, **20**:121-136.
- Bard, Y. : 1974, *Non linear parameter estimation*, Academic Press, New-York (USA).
- Beven, K. : 1987, Towards a new paradigm in hydrology. *Water for the future : Hydrology in Perspective*, IAHS, Publ., **164**:393-403.
- Beven, K. : 1989, Changing ideas in hydrology. The case of physically based models. *J. Hydrol.*, **105**:157-172.
- Bates, B.C. : 1988, Non linear, discrete flood event models. 2 - Assesment of statistical non linearity. *J. Hydrol.*, **99**:77-89.
- Bates, B.C. & Davies, P.K. : 1988, Effect of base flow separation procedures on surface runoff models. *J. Hydrol.*, **103**:309-322.
- Bates, B.C. & Townley, L.R. : 1988a, Non linear discrete flood event models. 1 - Bayesian estimation of parameters. *J. Hydrol.*, **99**:61-76.
- Bates, B.C. & Townley, L.R. : 1988b, Non linear discrete flood event models. 3 - Analysis of prediction uncertainty. *J. Hydrol.*, **103**:309-322.
- Butler, S.S. : 1975, *Engineering Hydrology*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J. (USA), 356 pp.
- Clarke, R.T. : 1973, A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use. *J. Hydrol.*, **19**:1-20.
- Demange, Ph. : 1985, Bassin versant d'investigation du Real Collobrier. Bassin versant du haut Rimbaud. Essai de reconstitution des crues au pas de temps du 1/4 d'heure. Mémoire de DEA, Université de Strasbourg, Strasbourg (France), 60 pp.
- Duband, D. : 1982, *Hydrologie statistique approfondie*. Cours Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique & Mécanique de Grenoble, INPG, Grenoble (France), 292 pp.
- Duband, D., Nalbantis, I., Obled, Ch., Rodriguez, J.Y., and Tourasse, P. : 1988, Unit hydrograph revisited through differencing and deconvolution on multi-event data sets. The FDTF approach. *Proc. Int. Workshop on Hydrology of Mountainous Areas*, IAHS-UNESCO, June 1988, Strbske Pleso. (Tchecoslovaquie).
- Editjano, Michel, C. : 1989, Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille Blanche*, **2** : 113-121.
- Freeze, R.A. : 1980, A stochastic conceptual analysis of rainfall runoff processes on a hillslope. *Water Resour. Res.*, **16**:391-408.
- Green, W.H. & Ampt, G.A. : 1911, Studies on soil physics. I - Flow of air and water through soils, *J. Agr. Sci.*, **4**:1-24.
- Guillot, P. & Duband, D. : 1980, Fonction de transfert pluie-débit sur des bassins versants de l'ordre de 1000 km², *La Houille Blanche*, **4/5**:279-290.

- Guillot, P. & Duband, D. : 1981, Une méthode de transfert pluie-débit par régression multiple. In : *Proc. of Oxford Symposium on Hydrological Forecasting*, IAHS, Publ. **129** : 177-186.
- Hawkins, R.H. : 1982, Interpretations of source area variability in Rainfall-Runoff relations. In : V.J. Singh (Ed.), *Rainfall-Runoff Relationships*. Water Resources Publications, Littleton, Co. (USA), pp. 303-324.
- Hillel, D. : 1971, *Soil and Water : Physical principles and Processes*. Academic Press, New-York (USA)
- Hillel, D. : 1980, *Applications of Soil Physics*. Academic Press, New York (USA), 385 p.
- Holtan, H.N. : 1961, A concept for infiltration estimates in watershed engineering, *US Department of Agriculture, Agriculture Research Service*, pub. **41-55**, Beltsville (USA).
- Hornberger, G.M., Beven, K., Cosby, B.J. & Sappington, D.E. : 1985, Shenandoah Watershed Study : Calibration of a topography-based, variable contributing area hydrological model to a small forested catchment. *Water Resour. Res.*, **21**:1841-1850.
- Horton, R.E. : 1940, An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **5**:399-417.
- Ibbitt, R.P. : 1970. Systematic parameter fitting for conceptual models of catchment hydrology. Ph.D. Thesis, Univ. of London (UK), 400 pp.
- Khan, A.Q., Ormsbee, L.E. : 1989, A comparison of two hydrologic models for steeply sloping forested watersheds. *J. Hydrol.*, **109**:325-349.
- Klemeš, V. : 1986, Operational Testing of hydrological simulation models. *Hydrol. Sci. J.*, **31(1)**:13-24.
- Kostiakov, A.N. : 1932, On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and on the necessity of studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. *Trans. Com. Int. Soc. Soil Sci.*, 6th, Moscow Part **A**:17-21.
- Loague, K.M. & Freeze, R.A. : 1985, A comparison of rainfall-runoff modeling techniques on small upland catchments. *Water Resour. Res.*, **21**:229-248.
- Lorent, B. : 1975, Tests of different river flow predictors. In: G.C. Vansteenkiste (Ed.), *Modeling and Simulation of Water Resources Systems*, Nort-Holland Publishing Company, Amsterdam (Pays Bas), pp. 233-241
- Morel-Seytoux, H.J. : 1969, Introduction to flow of immiscible liquides in porous media. In : R. de Wiest (Ed.), *Flow through Porous Media*. Academic Press, New York (USA), pp. 455-516.
- Morel-Seytoux, H.J. : 1986, Influence of spatial variability in hydraulic conductivity on hillslope hydrology. *Proc. AGU 6th Ann. Hydrol. Days*, Hydrology days publications, Fort Collins, Co. (USA), pp. 153-170.

- Morel-Seytoux, J.J. : 1988a, Recipe for simple but physically based modeling of the infiltration and local runoff processes. In H.J. Morel-Seytoux & al. (Eds.), *Proc. 8th Annual Hydrological Days*, Hydrology days publications, Fort Collins, Co. (USA), pp. 226-247.
- Morel-Seytoux, H.J. : 1988b, Equivalence between infiltration parameters in Horton and Morel-Seytoux formulae. In H.J. Morel-Seytoux & al. (Eds.), *Proc. 8th Annual Hydrological Days*, Hydrology days publications, Fort Collins, Co. (USA), pp. 226-247.
- Morel-Seytoux, H.J. : 1988c, Soil-aquifer-stream interactions. A reductionist attempt toward physical-stochastic integration. *J. Hydrol.*, **102**:355-379.
- Morel-Seytoux, H.J & Khanji, J. : Derivation of an Equation of Infiltration. *Water Resour. Res.*, **10(4)**:795-800.
- Murai, H. & Iwasaki, Y. : 1975, Studies on function of water and soil conservation based on forest land (I)-Influence of difference in forest condition upon water runoff, infiltration and erosion. *Bull. Government forest experiment station*, n° **274**, Tokyo (Japan), pp. 23-84.
- Nalbantis, I. : 1987 : Identification de modèles pluie-débit du type hydrogramme Unitaire : Développement de la méthode DPFT et validation sur données simulées avec et sans erreur. *Thèse de Doctorat INPG*. Grenoble. (France), 492 pp.
- Nash, J.E. & Sutcliffe, J.V. : 1970, River flow forecasting through conceptual models, 1. A discussion of principles. *J. Hydrol.*, **10**:282-290.
- Ormsbee, L.E., Khan, A.Q. : 1989, A parametric model for steeply sloping forested watersheds. *Water Resour. Res.*, **25(9)**:2053-2065.
- Philips, J.R. : 1957, The theory of infiltration, I. The infiltration equation and its solution. *Soil Sci.*, **83**:345-357.
- Rallison, R.E., Miller, N. : 1982, Past, present and future SCS runoff procedure. In : V.J. Singh (Ed.), *Rainfall-runoff Relationships*, Water Resources Publications, Littleton, Co. (USA), pp. 353-364.
- Rodriguez, J.Y., Sempere Torres, D. & Obled, Ch. : 1989, Nouvelles perspectives de développement dans la modélisation des pluies efficaces par application de la méthode DPFT, *Surface Water Modeling-New directions for Hydrologic Prediction*, IAHS Publ. n° **181**:235-244.
- Rosenbrock, H.H. : 1960, An automatic method of finding the greatest or least value of a function. *Comput. J.*, **3**:175-184.
- Schilling, W., Fuchs, L. : 1986, Errors in stormwater modeling. A quantitative assessment. *J. Hydraul. Eng.*, ASCEE, **112(2)**:111-123.
- Sempere Torres, D., Rodriguez, J.Y. & Obled Ch. : 1990, Using the DPFT approach to improve flash flood forecasting models. *Soumis à Natural Hazards*, 1990.

- Smith, R.E. : 1972, The infiltration envelope : Results from a theoretical infiltrometer. *J. Hydrol.*, **17**:1-21.
- Stephenson, G.R., Freeze, R.A. : 1974, Mathematical simulation of subsurface flow contributions to snowmelt runoff, Reynolds Creek Watershed, Idaho. *Water Resour. Res.*, **10(2)**:284-294.
- Troutman, B.M. : 1985a, Errors and parameter estimation in precipitation-runoff modeling, 1. Theory. *Water Resour. Res.*, **21(8)**:1195-1213.
- Troutman, B.M. : 1985b, Errors and parameter estimation in precipitation-runoff modeling, 2. Case Study. *Water Resour. Res.*, **21(8)**:1214-1222.
- Troutman, B.M. : 1982, Analysis of input errors in precipitation-runoff models using regression with errors in the independent variables. *Water Resour. Res.*, **18(4)**:947-964.
- Troutman, B.M. : 1983, Runoff prediction errors and bias in parameter estimation induced by spatial variability of precipitation. *Water Resour. Res.*, **19(3)**:791-810.
- Versiani, B. : 1983, Modélisation de la relation pluie-débit pour la prévision des crues. *Thèse de Doctoret INPG*, Grenoble (France), pp. 241.
- Vauclin, M. : 1984, Infiltration in unsaturated soils. In : Bear, J. & Yavuz Conapcioglu Ed., *Fundamentals of transport phenomena in Porous Media*, Martinus Nijhoff Publishers, Dordrecht (Pays-Bas), pp. 257-314.
- Wilson, E.M. : 1974, *Engineering Hydrology*, John Wiley and Sons, New-York (USA), 232 pp.
- Wery, B. : 1990, Identification des systèmes hydrologiques. Application à la prévision de crues. *Thèse de Doctorat*, Université Catholique de Louvain, Louvain (Belgique).
- Wood, E.F., Sivapalan, M. and Beven, K.J. : 1986, Scale effects in infiltration and runoff production, IAHS, Publ. **156**:375-387.
- Wood, E.F., Sivapalan, M., Beven, K.J. and Band, L. : 1988, Effects of spatial variability and scale with implications to hydrological modelling. *J. Hydrol.*, **102**:29-47.

IV - INTRODUCTION DE LA TOPOGRAPHIE DU BASSIN VERSANT

*"Se non è vero,
è ben trovato".*

Dicton populaire Italien

IV.1 - L'UTILISATION DE L'INFORMATION TOPOGRAPHIQUE

Nous avons choisi comme première voie exploratrice celle d'utiliser la topographie du bassin afin d'introduire un deuxième mécanisme de production de la Pluie Efficace pouvant compléter la description fournie par les modèles déjà utilisés.

IV.1.1 - Pourquoi la topographie du bassin ?

Nous voudrions d'abord proposer une petite "expérience". Imaginons que nous donnions à quelqu'un une copie d'une carte topographique sans les cours d'eau (ou encore plus simple: une photocopie où les lignes en bleu auraient disparu). Il est alors à peu près certain que, même un enfant, serait capable de reproduire les cours des torrents et des rivières avec une précision étonnante, avec la seule aide des courbes de niveau.

Cela nous montre qu'il est largement reconnu que la topographie des versants contient une quantité importante d'information hydrologique codée dans ce que l'on appelle le relief. Rien de plus logique: c'est l'eau qui, au fil du temps, a élaboré, tracé et modelé les versants en y laissant l'empreinte de son travail sous forme de relief. Il paraît alors normal que l'interprétation du message donné par ce relief puisse apporter une information précieuse pour la modélisation hydrologique.

Cela a été compris depuis bien longtemps, mais on en a du mal à intégrer ce type d'information à toutes les autres disponibles et à essayer d'en tirer une meilleure connaissance des phénomènes mis en jeu.

Proposons néanmoins une deuxième "expérience": donnons une tente de camping à quelqu'un et demandons lui de trouver un bon emplacement pour camper. On pourra constater que personne ne se place dans certains endroits plats (entourés d'arbres, en général avec beaucoup d'herbe, souvent près des ruptures de pente..) car, même si aujourd'hui le sol est sec, on s'attend à y trouver de la boue lors des premières pluies. Même s'il n'y a pas de rivière toute proche, le campeur moyen aura eu le réflexe d'y voir une zone à fort potentiel de saturation.

C'est en fait cette capacité à reconnaître ces phénomènes hydrologiques à partir de la morphologie du bassin, et plus particulièrement de la topographie, que nous souhaitons finalement introduire dans les modèles.

La question apparaît donc clairement: comment pouvoir-nous apprendre à nos modèles à savoir lire le message hydrologique codé dans la topographie des bassins versants, topographie qui, par chance, devient de plus en plus accessible à tout utilisateur.

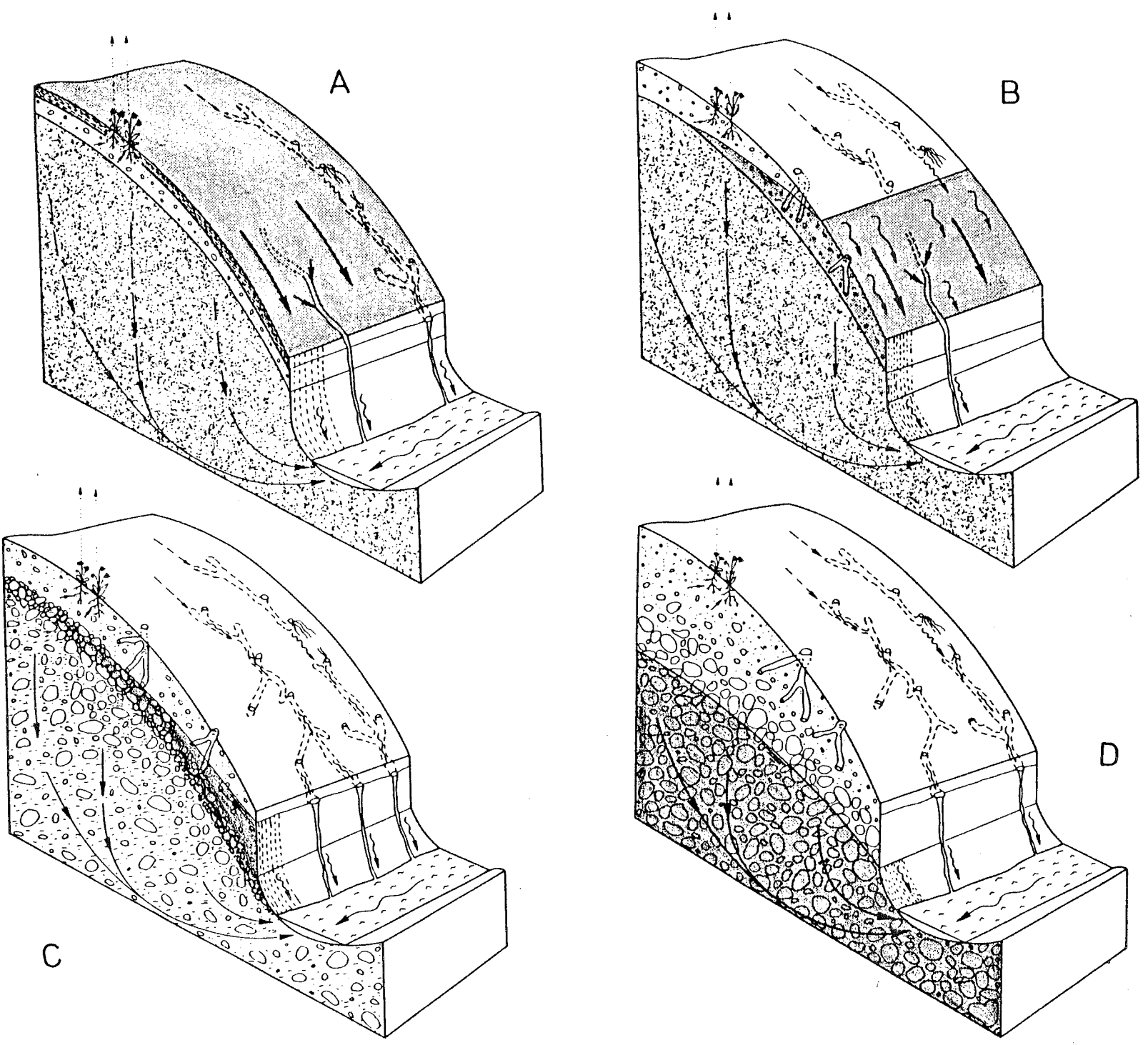


Figure IV.1 : Schéma des mécanismes de production des différentes composantes de l'hydrogramme agissant sur un versant idéal.
 A : Ruissellement par excédent d'infiltration ; B : Ruissellement par excès de saturation ;
 C : Ecoulement subsuperficiel ; D : Vidange de la nappe. (figure d'après Kölla, 1987).

IV.1.2 - Relation de la topographie avec les processus de production de l'écoulement

Tout d'abord, analysons quels sont les processus hydrologiques qui nous intéressent.

Quand nous avons appliqué le modèle global de Temps de Submersion pour essayer d'expliquer les séries de PE identifiées par la DPFT, les résultats obtenus nous ont conduit à remettre en cause la pertinence des modèles de production ne prenant en compte que la composante Hortonienne (ou d'excédent d'infiltration) dans la production de ruissellement: La dynamique suivie par la PE semble bien différente de celle fournie par une pure loi d'infiltration globale sur le bassin.

Cependant, sur les bassins considérés nous ne voulons pas remettre complètement en cause l'existence d'une vraie composante de ce type dans la production du ruissellement de surface (*overland flow*) comme cela a pu être fait par les travaux de terrain menés sur certains bassins des régions humides (Ambroise, 1986 ; Cosandey, 1986 ; Dunne et Black, 1970a ; Dunne et Black, 1970b ; Dunne, 1983). Dans notre cas, nous souhaitons plutôt mettre en évidence le besoin d'introduire plusieurs mécanismes générateurs, même dans la production du ruissellement de surface. Ces composantes se mélangent dans des proportions différentes selon les caractéristiques des bassins, les conditions hydrologiques et hydriques initiales, et les caractéristiques des phénomènes pluvieux.

En conclusion, sur nos bassins méditerranéens, nous proposons d'introduire deux types de processus pour la production du ruissellement de surface:

-D'une part, la production due au mécanisme par excédent d'infiltration (*infiltration excess overland flow*, voir figure IV.1.A). Celui-ci serait généré sur certaines zones localisées du bassin, caractérisées soit par des perméabilités très faibles, soit par des intensités de pluie très fortes (notion de la "*partial-area*" de Betson (1964)), plutôt que par une lame d'eau uniforme couvrant la totalité du bassin au même instant (notion initiale d'Horton (1933) reformulée par Rubin and Steinhardt (1963) et aujourd'hui largement contestée).

-D'autre part, le mécanisme de production de ruissellement par excès de saturation (*saturation excess overland flow*; Dunne, 1978 ; voir figure IV.1.B), dû à la pluie tombant directement sur les zones saturées (présentes en général près des rivières) et à la partie de l'écoulement subsuperficiel (*Subsurface flow*, terme que nous préférons à celui d'écoulement hypodermique, mais sur ce point voir la discussion de Cosandey, 1984, p. 358) affleurant localement en surface (le *return flow* défini par Musgrave and Holtan, 1964).

La prise en compte du reste de l'écoulement subsuperficiel (voir figure IV.1.C), et du rôle de la nappe (*Groundwater flow*, voir figure IV.1.D) pour expliquer certaines parties de l'hydrogramme de crue (composante appelée par Whipkey (1965, p. 74) écoulement de crue subsuperficiel (*subsurface stormflow*), d'après Dunne et Black, 1970a), et surtout pour la formation du débit de base (*base flow*) entre crues, compléterait la description des composantes de la production du débit¹⁰.

Acceptons donc cette description des phénomènes mis en jeu dans la production des débits, et voyons comment la topographie peut intervenir notamment dans la modélisation de la dynamique des zones saturées, ou zones sources (*ZS, variable source area*), moteur de la formation du ruissellement par excès de saturation.

Cosandey (1983, p. 356) mentionne que ce concept de zone source avait déjà été formulé en France par Cappus (1960, p. 505) qui propose:

"Le ruissellement est produit par la totalité de la pluie tombant sur une zone imperméable ou saturée dite zone de ruissellement, dont l'étendue varie avec le niveau moyen de la nappe phréatique".

Mais il n'a pas réussi à donner suite aux implications de cette affirmation et l'idée n'a pas eu un gros succès en France. Pourtant, il pourrait ne pas avoir été le premier. Hewlett (1974) assure que l'origine du concept peut être trouvée dans les publications du Coweeta Hydrologic Laboratory (North Carolina, USA) entre 1941 et 1964, en particulier dans un modèle formulé en 1958.

Néanmoins, le concept n'apparaît de façon claire aux USA qu'en 1961 (United States Forest Service, 1961 ; Hewlett 1961) et seule quelques années plus tard la reformulation de Hewlett et Hibbert (1967) comme "*variable source concept*" lui conférera un développement rapide dans le monde anglo-saxon.

Enfin, Dunne (1978) formalise définitivement ce concept et établit, à la suite de ses travaux de terrain, le rôle important de la topographie et des conditions hydrologiques préalables (Dunne et Black 1970a, 1970b). Il faudra cependant attendre 1979 (Beven et Kirkby, 1979) pour voir apparaître explicités les rapports de la topographie avec la dynamique des zones sources, même si les conditions pour leur apparition avaient déjà été formulées longtemps avant:

¹⁰ Sur ce sujet, pour une définition plus claire et précise des différentes composantes et leur validation par des travaux de terrain voir Dunne (1978, 1983). Aussi Freeze (1980), qui présente de façon très instructive la mise en place et les besoins d'une modélisation stochastique.

"Quand le flux subsuperficiel d'eau excédera la capacité du profil du sol à le faire transiter, le niveau de la nappe atteindra la surface et le réseau de drainage va s'accroître" (Hewlett et Hibbert, 1967).

Néanmoins, les idées de base sont assez simples. O'Loughlin (1981) après avoir analysé un cas d'école arrive, pour l'apparition de zone source (ZS) à la condition :

$$q > T \tan \beta \quad (\text{IV.1})$$

Cette condition signifie qu'une zone va devenir ZS si le flux total, q , traversant le profil au droit du point considéré (flux, qui dépend de la surface drainée) est plus grand que le produit de la transmissivité du profil du sol (T) par la pente topographique du versant ($\tan \beta$), c'est à dire plus grand que la capacité du sol à le faire transiter. Et, il conclut que l'apparition des ZS suivra une dynamique pilotée par les effets conjugués de la topographie, de la transmissivité des sols et de l'état hydrologique initial du bassin.

Quant aux effets de la topographie, il les considère comme les plus clairement explicités: d'une part la pente ($\tan \beta$) détermine la direction de l'écoulement et d'autre part le rapport de la surface contributive drainée, par unité de section de transit dans le versant, exprime l'influence de la convergence du relief (O'Loughlin, 1981, p. 237).

Ainsi, on aura un moyen de prendre en compte la topographie dans la modélisation des ZS, moteur du ruissellement par excès de saturation et de compléter notre description de la production de la Pluie Efficace grâce à la prise en compte de cette deuxième composante du ruissellement.

Il nous reste à introduire cette notion dans un modèle qui disposera cette fois d'une information topographique.

IV.1.3 - Pourquoi TOPMODEL ?

Récapitulons nos besoins: nous aimerions trouver une méthode permettant d'inclure, dans un modèle pluie-débit, l'information hydrologique contenue dans la topographie, même au prix de quelques hypothèses simplificatrices sur la formulation de son rôle dans les processus mis en jeu.

De plus, nous sommes plus particulièrement intéressés par des modèles qui, sans sacrifier une partie importante de la complexité du phénomène, seraient adaptés à une éventuelle

application sous forme globale, compatible avec l'utilisation de la DPFT, et avec des contraintes opérationnelles.

Nous demandons d'ailleurs à ce modèle d'inclure au moins les deux mécanismes de la production de ruissellement déjà cités: le ruissellement par excédent d'infiltration et le ruissellement par excès de saturation.

Avec ce "cahier des charges", nous pouvons maintenant partir "à la chasse" au modèle idéal, s'il existe, parmi la grande quantité de modèles disponibles dans la littérature. Mais si nous voulons vraiment que le modèle prenne en compte les processus que nous venons d'énoncer, le nombre se réduit considérablement.

Beven et al. (1988, p. 362) en proposent deux: l'un dérivé des idées de O'Loughlin (1981, 1986) et formalisé par Moore et al. (1986), l'autre appelé TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979).

Le premier nous a été utile pour formuler le rôle de la topographie, mais sa façon de calculer les paramètres topographiques (à partir des courbes de niveau) nous paraît moins satisfaisante que l'utilisation des mailles d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) (sur ce point voir Satterlund, 1987), bien qu'ils utilisent les mêmes concepts clés. De plus, la modélisation proposée nous semble moins complète et moins adaptée à nos besoins.

Par ailleurs, les objectifs de Beven et al. (1988, pp. 361-362) sont assez proches des nôtres:

"La façon dont la morphologie du bassin contrôle les chemins préférentiels de l'eau suggère qu'il est possible d'utiliser la structure topographique des bassins pour améliorer les capacités prédictives des modèles plus simples. Pour cela, il nous faudra faire des approximations sans trop s'écarter, néanmoins, d'un modèle conservant l'essence de la physique du contrôle effectué par le sol, la végétation et la topographie sur la production de l'écoulement, mais restant suffisamment simple pour permettre une calibration aisée des paramètres".

De plus, de notre point de vue, cela n'est pas seulement une déclaration d'intentions: TOPMODEL réussit d'une part à formuler une modélisation simple mais cohérente des phénomènes prépondérants considérés. D'autre part, il offre une vision d'ensemble, qui va au-delà du seul versant isolé, et qui permet d'affronter vraiment les problèmes de la modélisation à l'échelle du bassin versant.

Néanmoins, on peut faire quelques remarques:

a) TOPMODEL n'a jamais été appliqué à des bassins de taille supérieure à 40 km² pour la reconstitution des débits en continu (Beven et al, 1984). Cependant, il a été utilisé d'une façon satisfaisante sur des bassins de 10.5 et 45.6 km² pour expliquer les volumes de crue observés (Beven et al, 1983).

b) Quant à ses performances, c'est Kirkby (1988, p. 332) qui nous dit: "*La version simplifiée de TOPMODEL (1979) a été capable de donner des prédictions moyennement bonnes sur des périodes de crue et d'inter-crue, mais s'est montrée moins satisfaisante sur des régions où les torrents (saturated hollows) étaient moins apparents sur le terrain*".

Certains lui reprochent d'être trop simpliste, de ne prendre en compte qu'une partie de la réalité, et même de n'être pas adapté à nos régions d'étude. Mais ce sont des critiques a priori, car malheureusement, ou peut-être heureusement, il n'a pas encore été utilisé en zone méditerranéenne.

Enfin, quand on le compare avec les autres modèles globaux déjà utilisés, on peut espérer que, même s'il ne résoudra pas tous nos problèmes, il pourra nous aider à formuler une description plus adéquate, mais adaptée à la modélisation pluie-débit que nous souhaitons réaliser.

Avant de l'appliquer même d'une façon très simplifiée, il nous faut l'analyser en détail et arriver à bien comprendre ses hypothèses, ses limitations, et ses possibles performances.

IV.1.4 - Schéma général du modèle à proposer

Tout d'abord nous allons présenter le schéma général des besoins à satisfaire par une modélisation visant à être en accord avec les considérations théoriques que nous avons faites. De cette façon nous espérons rendre plus claires les solutions proposées par TOPMODEL, dans sa version générale.

Que nous considérons une parcelle, un versant ou un bassin, il faudra proposer (voir figure IV.2):

a) Un modèle d'infiltration qui, connaissant la pluie tombée (PB), fournit à chaque pas de temps l'infiltrabilité du sol (I) et la lame de Pluie Efficace produite par excédent d'infiltration (PEI = PB - I).

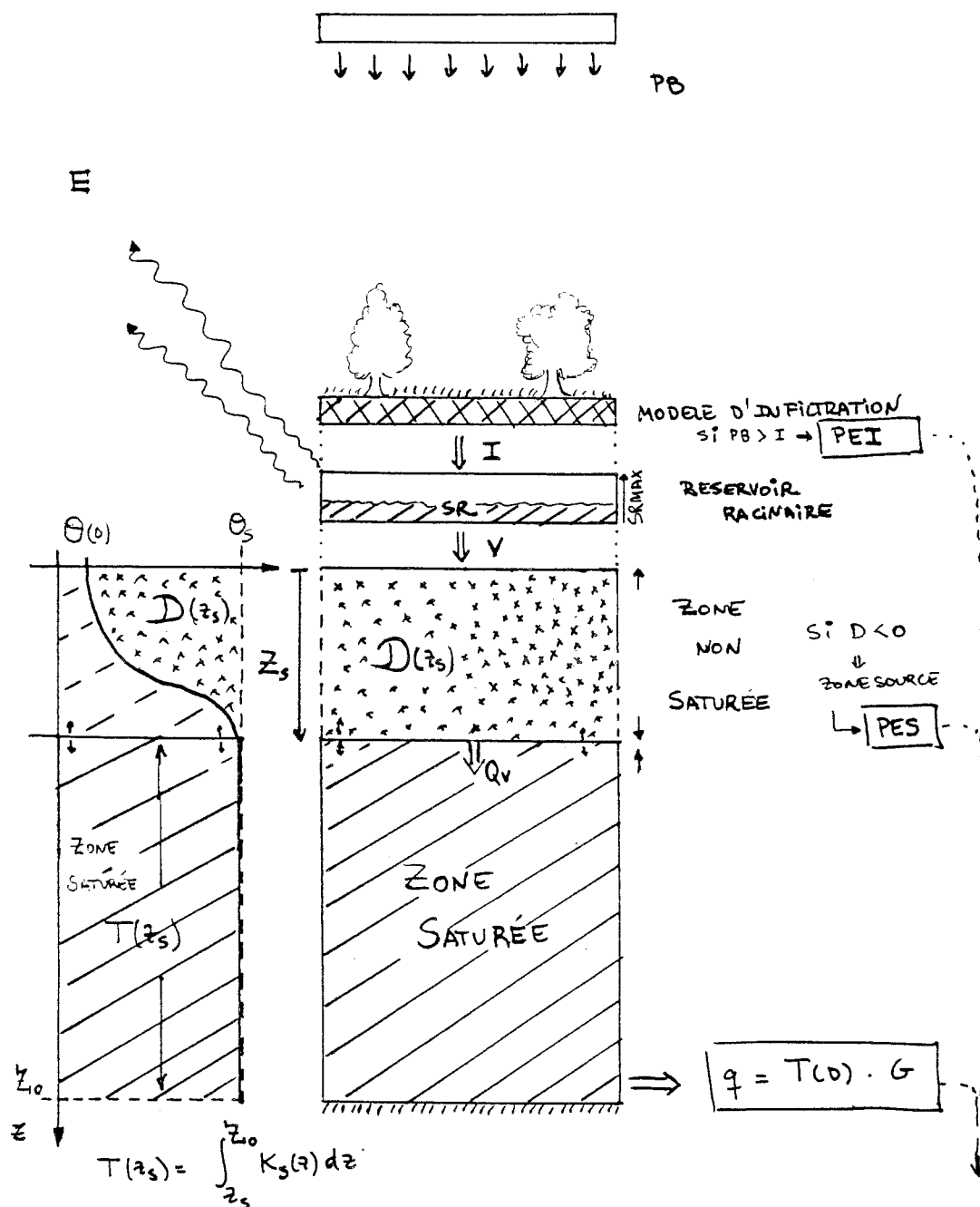


Figure IV.2 : Schéma des modules à mettre en jeu dans une modélisation décrivant les deux mécanismes de la production de la PE : celui de l'excédent d'infiltration (PEI) et celui de l'excès de saturation (PES).

b) Un modèle d'évapotranspiration (E) agissant sur l'eau stockée dans la zone racinaire, en général représentée par un réservoir racinaire. Il jouera un rôle important lors de la modélisation des périodes d'inter-cruée, et lors de l'établissement des conditions initiales du bassin au début d'un épisode pluvieux.

c) Un modèle de gestion de la zone non saturée (ZNS), et donc de la profondeur de la

nappe (z_s), ou de façon équivalente du déficit hydrique de la zone considérée (D) (en lame d'eau par unité de surface, [L])

$$D(z_s) = \int_0^{z_s} (\theta_s - \theta(z)) dz \quad (\text{IV.2})$$

avec θ_s la teneur en eau à saturation, et $\theta(z)$ la teneur en eau à la profondeur z .

Ce déficit va contrôler l'apparition des zones sources (ZS) caractérisées par la condition $D = 0$, qui traduit l'affleurement de la zone saturée en surface. Dans ce cas, on aura production de pluie efficace par excès de saturation (PES).

Pour compléter la description de la ZNS il nous faudra prendre en compte la lame infiltrée (I) et une expression pour la vidange de la zone non saturée sur la zone saturée (soit le flux Q_v).

d) Une loi reliant la transmissivité de la zone saturée par unité de longueur T , [L^2T^{-1}], à la profondeur de la nappe, (z_s), estimée par:

$$T(z_s) = \int_{z_s}^{z_0} K_s(z) dz \quad (\text{IV.3})$$

où z_s est la profondeur de la nappe, et z_0 la profondeur à laquelle la conductivité hydraulique à saturation, $K_s(z_0)$, devient nulle, soit parce que l'on retrouve une zone imperméable, soit parce que K_s devient négligeable.

Dans notre cas, nous allons utiliser le déficit équivalent D (IV.2) plutôt que la profondeur de la nappe z_s , et donc:

$$T(D) = T(D(z_s)) = \int_{D(z_s)}^{D(z_0)} K_s(D(z)) dD \quad (\text{IV.4})$$

Par conséquent il faut une loi reliant la conductivité hydraulique à saturation, K_s , à la profondeur (z), ou de façon équivalente au déficit associé D . De plus cette expression nous permettra d'effectuer la vidange de la zone non saturée vers la zone saturée donné par:

$$Q_v = \alpha K_s(D) \quad (\text{IV.5})$$

où α représente le gradient hydraulique vertical (souvent pris = 1, et donc exclusivement gravitaire).

Par ailleurs, la transmissivité ainsi définie permettra de définir la vidange latérale de la zone saturée (sur le réseau de drainage correspondant, ou sur l'exutoire considéré) grâce à la relation:

$$q(D) = T(D) G \quad (IV.6)$$

où G représente le gradient hydraulique "local" de la nappe.

e) Enfin, il nous faudra une procédure pour calculer ce gradient G de la nappe qui, en première approximation coïncidera avec la pente locale de la nappe.

Après l'énoncé des besoins, voyons ce que TOPMODEL nous propose.

IV.2 - DESCRIPTION GENERALE DE TOPMODEL

IV.2.1 - Rôle de la topographie

Même si dans les premières versions, il est présenté sous la forme d'un ensemble de réservoirs, TOPMODEL fait toujours une première hypothèse simplificatrice en supposant que:

(H1) \Rightarrow *Le gradient hydraulique de la nappe (G) est parallèle à la surface topographique du sol.*

L'expression du flux q_i , volume traversant le profil de la zone saturée sous une section, i , de longueur unité, devient:

$$q_i = T(D_i) G_i = T(D_i) (\tan \beta)_i \quad (\text{IV.7})$$

où $(\tan \beta)_i$ représente la pente topographique locale de la surface au point i (en fait au contour i), et D_i le déficit à i .

Cette hypothèse, faite aussi par O'Loughlin (1981, 1986), signifie que la direction du flux sera, en première approximation, localement parallèle au gradient topographique de la surface, et donc que les variations locales des propriétés du sol ou du bilan hydrique qui pourraient faire diverger les deux gradients sont supposées du second ordre.

Cette hypothèse, même si elle simplifie "trop" les processus locaux, permet de considérer que les flux subsuperficiels vont être guidés de manière prédominante par la topographie du surface. Cette approximation deviendra à peu près correcte à des échelles plus vastes, sauf pour certains cas particuliers, et permettra de s'affranchir de certains problèmes dont l'effet sera, en général, peu important au-delà de l'échelle du versant.

IV.2.2 - Expression pour la conductivité hydraulique à saturation

Nous avons déjà précisé que nous avons besoin d'une expression pour $K_s(z_i)$, (conductivité hydraulique à saturation de la couche de profondeur z quand elle devient saturée, i.e. quand elle devient partie de la nappe, $[LT^{-1}]$), ou plus exactement pour $K_s(D_i)$. Pour l'obtenir, TOPMODEL introduit une deuxième hypothèse que Kirkby (1988, p. 326) énonce ainsi :

"Les équations doivent être résolues numériquement pour les formulations de $T(D)$ les plus

plausibles. L'une d'elle, d'intérêt particulier, est la loi exponentielle:

$$T(z_i) = T_{0i} \exp(-z_i/\mathcal{M}) \quad (\text{IV.8})$$

où T_0 et \mathcal{M} sont des paramètres caractéristiques du sol qui ne varient pas avec le temps, mais où T_0 peut varier avec le point i considéré (T_{0i})...

Cette expression n'est pas seulement convenable d'un point de vue mathématique, mais elle constitue aussi une bonne approximation de l'écoulement subsuperficiel, mesuré sur un certain nombre de bassins des zones humides tempérées".

On fait donc l'hypothèse suivante.

(H2) \Rightarrow *La conductivité hydraulique à saturation suit, avec la profondeur, une loi du type exponentielle décroissante:*

$$K_s(z_i) = K_{0i} \exp(-z_i/\mathcal{M}) \quad (\text{IV.9})$$

où K_{0i} est la conductivité en surface au point i . Cette expression peut être écrite en termes du déficit, D_i , au point i comme

$$K_s(D_i) = K_s(D(z_{si})) = K_{0i} \exp[-D(z_{si})/M] \quad (\text{IV.10})$$

où M est le coefficient équivalent à la \mathcal{M} de l'expression en fonction de z .

Cette hypothèse a été énoncée par Beven (1982) après des études de la réponse de certains sols, qui ont montré que cette expression permettait de bien rendre compte de leur comportement. En fait, elle suppose que le sol a la même composition granulométrique, la décroissance exponentielle étant le résultat de l'effet de sa consolidation avec la profondeur.

Beven (1984) a aussi développé une modélisation d'infiltration compatible avec cette hypothèse, et il suggère des raisons pour l'accepter après l'avoir validé sur un certain nombre de sols. Dans le cas de sols souvent saturés, la justification avancée est la suivante: le processus d'infiltration est contrôlé par l'existence de macropores (Beven et German, 1982) dont le nombre décroît, voir s'annule progressivement avec la profondeur.

De plus, cette hypothèse, qui est très forte si nous considérons les processus à l'échelle de la colonne (imaginons tout simplement le cas d'une grosse pierre dans le profil), devient un

peu moins restrictive à l'échelle du bassin.

O'Loughlin (1981, p. 235) qui admet d'ailleurs cette hypothèse comme permettant une modélisation adéquate de la variation de K_s entre les valeurs de K_0 (en surface) et zéro à une certaine profondeur, nous propose d'accepter que:

"La conductivité hydraulique mesurable sur le terrain est une mesure de la variabilité des propriétés du sol, et il est possible de définir une conductivité hydraulique équivalente, sous forme de moyenne spatiale, mais variable avec la profondeur, capable d'exprimer cette variabilité du sol en utilisant les mesures du terrain".

Cet espoir d'exprimer, via une fonction $K_s(D)$ moyenne de ce type, le comportement d'ensemble des caractéristiques du sol sur un versant ou sur un bassin, peut aussi être traduite en termes de transmissivité $T(D)$.

Si $T(D)$ est une fonction censée prendre en compte le comportement moyen du bassin (voire du versant), elle doit donc refléter ce que l'on connaît de la réponse de la nappe: le débit mesuré à l'exutoire quand il n'y a pas d'autre contribution que celle de la nappe (un certain temps après les dernières pluies). Alors:

$$q[D(t)] = T[D(t)] \tan \beta \quad (\text{IV.11})$$

Or il est largement accepté que la réponse observée en décrue est une exponentielle décroissante, qui sera alors donnée par:

$$T(D) = T_0 \exp(-D/M) \quad (\text{IV.12})$$

D'ailleurs, par définition de la Transmissivité (voir (IV.4))

$$T(D) = \int_{D(z_1)}^{D(z_0)} K_s(D) dD \quad (\text{IV.13})$$

où, comme nous l'avons déjà dit, z_0 est la profondeur du toit de la zone saturée (voire de la nappe) et z_1 la profondeur du plancher de la zone saturée. Alors, grâce à l'hypothèse donnée par (IV.10), on obtient à partir de (IV.13) :

$$\int_{D(z_s)}^{D(z_0)} K_s(D) dD = \int_{D(z_s)}^{D(z_0)} K_0 \exp(-D/M) dD = K_0 M \exp(-D/M) \Big|_{D(z_0)}^{D(z_s)} \quad (\text{IV.14})$$

Mais comme $z_0 \gg z_s$, $\exp[-D(z_0)/M]$ est négligeable devant $\exp[-D(z_s)/M]$, noté aussi $\exp[-D/M]$, et l'expression devient :

$$T(D) = K_0 M \exp(-D/M) \quad (\text{IV.15})$$

Soit plus précisément, pour chaque point i , et chaque temps de :

$$T[D_i(t)] = K_{0i} M \exp[-D_i(t)/M] \quad (\text{IV.16})$$

d'où par comparaison à (IV.12) :

$$T_{0i} = K_{0i} M \quad (\text{IV.17})$$

qui peut être considérée comme la transmissivité par unité de longueur, $[L^2T^{-1}]$, quand le profil est saturé jusqu'à la surface. M est le paramètre de décroissance exponentielle de T (ou K_s) avec la profondeur (en unités de longueur, $[L]$), qui représente la profondeur du sol hydrologiquement efficace (Kirkby, 1988, p. 326).

Il faut noter que nous utilisons la même expression exponentielle pour $K_s(D)$ et de $K_s(Z)$, bien que l'hypothèse ait été formulée en terme de $K_s(Z)$. C'est parce que l'utilisation du déficit équivalent, D , convient d'avantage que l'utilisation de la "vraie" profondeur de la nappe (beaucoup plus difficile à gérer lors de la modélisation).

Afin de pouvoir substituer D à z_s , il faut trouver une expression simple pour la relation $D(z_s)$ qui est donnée par (reprenant (IV.2) :

$$D = D(z_s) = \int_0^{z_s} \Delta\theta(z) dz \quad (\text{IV.18})$$

avec $\Delta\theta(z) = \theta_s - \theta(z)$, (θ_s étant la teneur en eau à saturation naturelle).

Cette expression intégrale n'est pas très simple, et il convient de faire des hypothèses complémentaires afin de la rendre mieux adaptée à nos besoins. Sivapalan et al. (1987) l'expriment d'une façon plus simple à l'aide des équations de Brooks et Corey (1964), en introduisant aussi l'effet de la frange capillaire. Mais compte tenu de nos objectifs, il suffit

d'accepter comme hypothèse de travail que

(H3) \Rightarrow le profil de $\Delta\theta(z)$ de la zone non saturée est toujours voisin de celui du drainage gravitaire.

De cette façon, en négligeant les effets d'hystérésis, pour chaque profondeur possible de la nappe (z_s) le déficit associé $D(z_s)$ sera unique (car à z_s fixé le profil $\Delta\theta(z)$ sera aussi unique). Par conséquent $D(z_s)$ est une fonction monotone croissante, et l'expression exponentielle pour $K_s(Z)$ ne change pas de forme analytique en passant à $K_s(D)$.

L'adoption de ce type de profil pour $\Delta\theta(z)$ dans la zone non saturée, ainsi que la non prise en compte des flux latéraux, peut être considérée comme la troisième hypothèse (H3) du modèle.

A l'aide de ces hypothèses, nous pouvons enfin déduire que le flux total traversant le profil en un point i sera :

$$q_i = T(D_i) (\tan \beta)_i = T_{0i} \exp(-D_i/M) (\tan \beta)_i \quad (\text{IV.19})$$

qui est d'ailleurs la même expression que celle de O'Loughlin (1981).

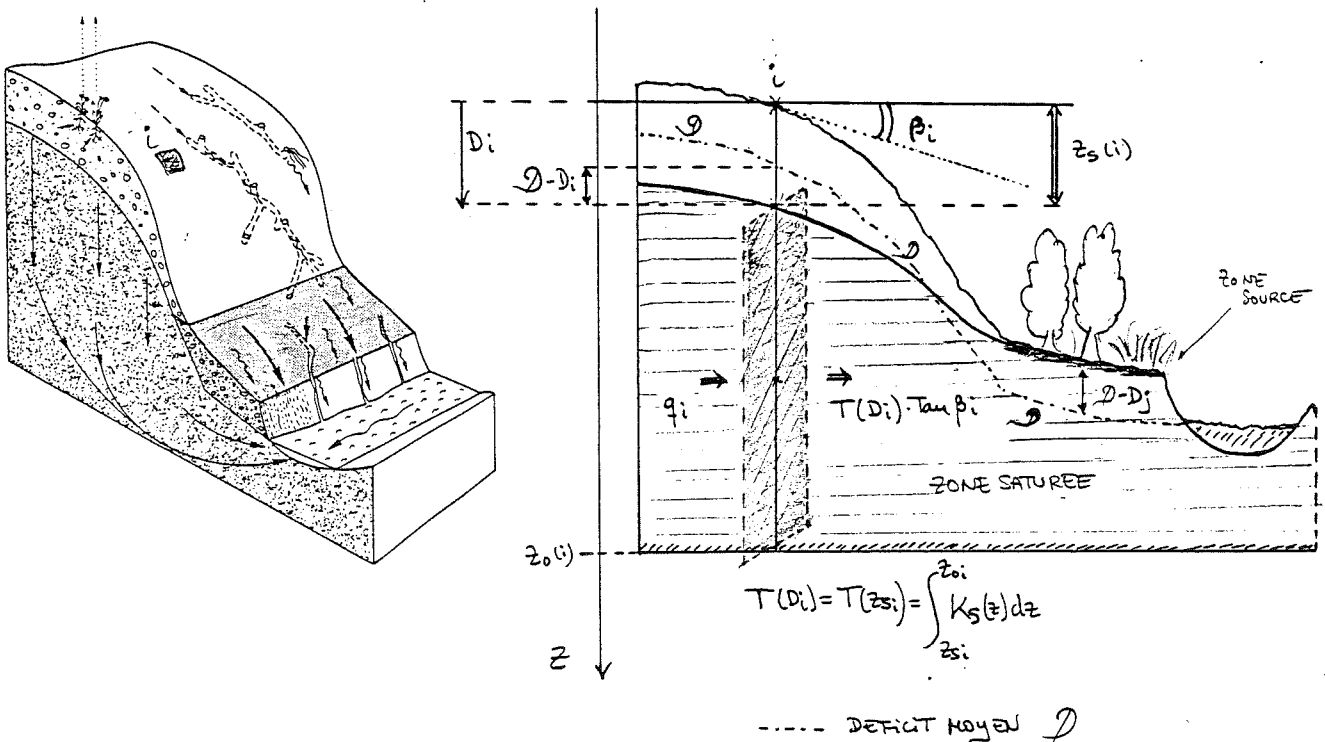


Fig. IV.3 : schéma de la modélisation d'un versant du bassin.

IV.2.3 - L'indice sol-topographique, ou indice de Beven

Jusqu'à maintenant nous avons utilisé la formulation des processus concernant le profil d'un point donné (i), ou plutôt d'un "pavé" de versant. Maintenant nous nous intéressons à les formuler en termes d'unité de modélisation globale (le bassin). Pour ce faire, nous considérons cette unité comme l'ensemble des mailles du MNT, (i), et donc comme l'ensemble de profils associés à ces mailles (voir figure IV.3).

Supposons donc un état stationnaire idéal de la nappe, où elle se recharge par la surface et se vide latéralement au même taux R spatialement uniforme, de sorte que son niveau ne change pas.

En fait une quatrième hypothèse de travail, souvent non explicitée est introduite :

(H4) *l'évolution du processus est considérée comme la succession d'un ensemble d'états stationnaires juxtaposés dans le temps.*

Alors pour un de ces états, et pour tout point (i) :

$$a_i R = q_i = T_{0i} (\tan \beta)_i \exp(-D_i/M) \quad (\text{IV.20})$$

où a_i est la surface drainée par la maille i, $(\tan \beta)_i$ est la pente topographique caractérisant la surface du sol au voisinage de i, mais aussi la pente locale présumée de la nappe, et D_i le déficit local associé à cette maille. Alors¹¹ :

$$D_i = -M \ln \left[(a_i R) / (T_{0i} \tan \beta)_i \right] \quad (\text{IV.21})$$

Nous pouvons maintenant définir un déficit moyen integral pour toute la surface (A) du bassin par :

$$\mathfrak{D} = 1/A \int_A D_i dA \quad (\text{IV.22})$$

qui en fait sera calculé de façon discrète avec dA la surface de la maille i. Introduisant D_i à l'aide de (IV.21):

$$\mathfrak{D} = -M/A \int_A \left\{ \ln \left[a_i / (T_{0i} \tan \beta)_i \right] + \ln R \right\} dA \quad (\text{IV.23})$$

¹¹ Notons que $[(a_i R) / (T_{0i} \tan \beta)_i] = (a_i R) / (T_{0i} \tan \beta)_i$

Si nous définissons la moyenne spatiale sur la surface considérée (A) de l'indice sol-topographique $\text{Ln}(a/T_0 \tan \beta)$, appelé aussi indice de Beven (Quinn, 1989), comme :

$$\gamma = 1/A \int_A \text{Ln} [a / (T_0 \tan \beta)]_i dA \quad (\text{IV.24})$$

Alors :

$$\mathcal{D} = -M \gamma - M \text{Ln} R \quad (\text{IV.25})$$

car R était considéré comme spatialement uniforme, rappelons-le.

En substituant l'expression de R (extraite de (IV.21)), on aura :

$$\mathcal{D} - D_i = -M \{ \gamma - \text{Ln} [a / (T_0 \tan \beta)]_i \} \quad (\text{IV.26})$$

Quelque soit la valeur du déficit, cette équation fournit, en chaque point i, l'écart local entre le déficit D_i et le déficit moyen, \mathcal{D} , comme différence entre la moyenne de l'indice de Beven, γ , et sa valeur locale sur i.

En particulier, connaissant la valeur du déficit moyen à chaque pas de temps et la distribution spatiale de l'indice de Beven, l'équation (IV.26) donne la distribution spatiale des déficits, et en particulier les points où le déficit local est nul. Cela déterminera les mailles où le sol devient saturé et qui seront considérées comme des zones sources (ZS).

De plus, ces zones sources auront une dynamique (création-disparition) contrôlée uniquement par le déficit moyen et par la distribution spatiale de l'indice. En effet, le modèle suppose que toutes les mailles du bassin ayant une même valeur de l'indice $\text{Ln}(a/T_0 \tan \beta)$, réagissent de la même façon, quel que soit leur emplacement dans le bassin. (De plus, a, $\tan \beta$, et T_0 étant fixes dans le temps, seul le déficit moyen varie temporellement).

Ce résultat, conséquence des hypothèses faites auparavant, permet au modèle de travailler sur la distribution statistique de l'indice sol-topographie, et en particulier sur la fonction de répartition. Cette fonction de répartition pourra être grossièrement représentée par un découpage (discrétisation) en quelques intervalles de même valeur de l'indice. De cette façon nous pourrions travailler sur un petit nombre de classes de mailles, définies par un de ces intervalles de valeur de l'indice, au lieu de travailler sur toutes les mailles. Cette réduction de la complexité permet aussi "d'oublier" l'image de la variabilité spatiale des caractéristiques du bassin, en se reportant à la seule fonction de répartition (ou des fréquences cumulées) de l'indice sur le bassin, calculée une fois pour toutes.

Il faut noter que l'indice sol-topographique peut même être réduit à un indice uniquement

topographique, proposé par Kirkby (1974) et donc appelé indice de Kirkby (Quinn, 1989), qui peut s'exprimer en séparant l'aspect topographique de l'aspect hydrodynamique par :

$$\text{Ln} (a / \text{Tan } \beta) \quad (\text{IV.27})$$

Dans ce cas, la moyenne sur le bassin sera :

$$\lambda = 1/A \int_A \text{Ln} (a / \text{Tan } \beta)_i \, dA \quad (\text{IV.28})$$

et l'équation (IV.26) peut se réécrire sous la forme :

$$\mathfrak{D} - D_i = - M [\lambda - \text{Ln} (a / \text{Tan } \beta)_i] + M \left[\text{Ln } T_{0i} - 1/A \int_A \text{Ln } T_{0i} \, dA \right] \quad (\text{IV.29})$$

Maintenant, si on ne dispose pas de mesures suffisantes de la conductivité hydraulique à saturation sur le bassin, nous pouvons accepter l'hypothèse supplémentaire que T_0 est homogène sur le bassin (grâce à (IV.17), $T_{0i} = K_{0i} M$). Cela réduit la variabilité spatiale de l'indice à la seule variabilité de la topographie. Dans ce cas :

$$\mathfrak{D} - D_i = - M [\lambda - \text{Ln} (a / \text{Tan } \beta)_i] \quad (\text{IV.30})$$

Néanmoins il faut remarquer qu'en pratique la variation du terme :

$$\left[\text{Ln } T_{0i} - 1/A \int_A \text{Ln } T_{0i} \, dA \right] \quad (\text{IV.31})$$

est au plus d'un ordre de grandeur (en log), tandis que la variation de

$$[\lambda - \text{Ln} (a / \text{Tan } \beta)_i] \quad (\text{IV.32})$$

peut atteindre 3 ordres de grandeur (Beven et al., 1988, p. 363). Cela permet d'assurer que le terme topographique contrôlera la dynamique des ZS, la contribution du terme de caractérisation du sol étant, en général, faible, voire négligeable.

Par contre ce terme, souvent mal connu, récupérera son rôle clé dans la modélisation de la production par excédent d'infiltration. Ce mécanisme de production sera, lui, contrôlé par la variabilité spatiale de K_0 , donc de T_0 et par celle des précipitations.

IV.2.4 - Gestion de la Zone Saturée et de la Zone non Saturée

Il faut souligner que la gestion de la Zone Saturée se fera d'une façon globale sur l'ensemble du bassin, à l'aide de l'évolution temporelle du déficit moyen (\mathcal{D}). Pour formuler cette évolution temporelle, il nous faut évaluer la vidange de la nappe sur le réseau de drainage. Ce terme nous donnera la composante subsuperficielle de l'hydrogramme de crue, Q_b (en supposant toujours que le flux latéral de la Zone Non Saturée est négligeable).

Considérons Q_b comme l'addition de tous les flux q_i des mailles qui débouchent sur le réseau de drainage du bassin (L). Alors, grâce à (IV.20)

$$Q_b = \sum_{i \in L} q_i = \sum_{i \in L} (T_0 \tan \beta)_i \exp(-D_i/M) \quad (\text{IV.33})$$

d'où grâce à (IV.26)

$$Q_b = \sum_{i \in L} (T_0 \tan \beta)_i \exp \left\{ -\mathcal{D}/M - \gamma + \text{Ln} \left[a / (T_0 \tan \beta)_i \right] \right\} \quad (\text{IV.34})$$

et donc

$$Q_b = \exp(-\mathcal{D}/M) \exp(-\gamma) \sum_{i \in L} a_i \quad (\text{IV.35})$$

mais par définition de a_i ,

$$\sum_{i \in L} a_i = A$$

qui est la surface du bassin. Alors

$$Q_b = A \exp(-\gamma) \exp(-\mathcal{D}/M) \quad (\text{IV.36})$$

d'où

$$Q_b = Q_0 \exp(-\mathcal{D}/M) \quad (\text{IV.37})$$

avec

$$Q_0 = A \exp(-\gamma) \quad (\text{IV.38})$$

Par ailleurs et complémentaiement, l'alimentation de la nappe par la zone non saturée (Q_v) se fera sur toutes les mailles ($i \in A$), et grâce à (IV.5)

$$Q_v = \sum_{i \in A} Q_{vi} = \sum_{i \in A} \alpha K_s(D_i) \quad (\text{IV.39})$$

et donc l'équation de bilan pour \mathcal{D} sera pour chaque pas de temps t

$$\mathcal{D}(t) = \mathcal{D}(t-1) + Q_b(t-1) - Q_v(t-1) \quad (\text{IV.40})$$

Dans TOPMODEL la gestion de la Zone Non Saturée (ZNS) se fera cependant de façon locale en tout point i , à l'aide du déficit D_i . En effet pour chaque pas de temps t il est possible de calculer $D_i(t)$ grâce à (IV.26), ou (IV.30).

En connaissant $D(t)$ d'après (IV.40), $D_i(t)$ contrôlera l'apparition locale d'une ZS (si $D_i < 0$), et donc la production de pluie efficace par excès de saturation $PES_i(t)$, égale au volume d'eau disponible sur la zone non saturée de la Zone Source.

D'ailleurs, sur chaque maille i la ZNS pourra avoir une évolution ou une histoire propre en gardant en mémoire le stock d'eau de la zone non saturée à chaque pas de temps ($SNS_i(t)$), bilan entre le volume que sort, $\alpha \cdot K_s(D_i)$ (à condition de que $SNS_i > \alpha K_s(D_i)$, car il ne peut y avoir vidange que si c'est possible), et celui qui rentre sous forme d'infiltration I_i .

$$SNS_i(t) = SNS_i(t-1) + I_i - \alpha K_s(D_i) \quad (IV.41)$$

Dans le cas particulier où

$$SNS_i(t) > D_i(t) \quad (IV.42)$$

ce stock d'eau comblera le déficit local et donnera lieu à l'apparition d'une nouvelle ZS à la maille i considérée, et donc à un nouveau volume de $PES_i(t) = SNS_i(t) - D_i(t)$.

Enfin, il faut noter que cette formulation, considérant à priori toutes les mailles du bassin, peut être réduite à un nombre bien plus petit de classes de mailles, regroupant dans chaque classe toutes les mailles dont l'indice topographique est dans un même intervalle de valeur.

En effet, si on considère les équations (IV.26), ou (IV.30), la valeur locale du déficit, $D_i(t)$, ne dépend plus que de la valeur locale de l'indice topographique (voire sol-topographique), sans s'occuper de la situation géographique précise de la maille considérée (tant qu'elles se trouvent dans une entité caractérisée par une même valeur de \mathcal{D} , γ et M).

Par conséquent nous pouvons découper le spectre des valeurs de l'indice topographique en un nombre de classes (d'intervalles) fonction de la complexité souhaitée (à la limite une seule classe : modélisation globale du bassin). Et pour chacune de ces classes la ZNS sera caractérisée par un $D_i(t)$ et un $SNS_i(t)$, calculés de la façon proposée auparavant. La $PES(t)$ totale sera donnée donc par l'addition des $PES_i(t)$ fournie par chaque classe (qui seront considérées désormais comme les unités de modélisation).

Notons que cette faculté d'introduire l'information topographique, mais en "oubliant" la dépendance de la position spatiale précise, est un des points le plus intéressant du modèle, car

elle permet d'ouvrir le chemin à l'introduction de l'information donnée par la topographie dans les modèles globaux.

IV.2.5 - Modélisation de l'infiltration

La version initiale de TOPMODEL (1979) proposait comme modèle d'infiltration un réservoir percé dont le niveau $(S(t))$ gère globalement sur tout le bassin le taux d'infiltrabilité du sol avec une loi du type Green et Ampt

$$I(t) = I_0 + b/S(t) \quad (\text{IV.43})$$

où I_0 était le flux de vidange (constant) et b était un paramètre de calage.

Beven et al. (1984) ont repris ce même modèle, en le simplifiant ($b=0$), car ils ont constaté dans leurs résultats que ce paramètre était inopérant. Parallèlement Beven (1984) a développé un modèle d'infiltration, fondé sur une approche de type Green et Ampt, un peu plus complexe. Ce modèle prend en compte le Temps de Submersion et est très voisin de celui que nous avons utilisé lors de la modélisation globale de la Pluie Efficace (Morel-Seytoux, 1988). La seule différence consiste dans ce que le modèle proposé par Beven est cohérent avec l'hypothèse faite sur $K_s(z)$ (il prend en compte un profil exponentiel avec z), par contre il ne prend pas en compte le changement de la teneur en eau après une phase de drainage.

Plus récemment, et toujours dans l'environnement de TOPMODEL, Sivapalan et al. (1987) ont proposé une modélisation de l'infiltration issue d'une loi de Philip modifiée, dans laquelle ils introduisent l'effet de la frange capillaire. Pourtant à notre connaissance ce développement théorique n'a jamais été appliqué.

Cette diversité des modèles d'infiltration suggère qu'aucun d'eux ne s'est montré suffisamment performant, ou sensible sur les résultats pour les bassins versants. On aurait donc tendance à croire que n'importe quel modèle peut être utilisé sans affecter l'essence de la modélisation faite par TOPMODEL.

Cela explique le faible enthousiasme que le mécanisme de production par excédent d'infiltration provoque parmi ses partisans. Quinn et al. (1989) disent :

"Bien qu'un modèle d'infiltration soit inclus dans TOPMODEL (celui de Beven, 1984), il n'a jamais été utilisé du fait des fortes valeurs de la conductivité hydraulique à saturation du sol. En fait TOPMODEL accepte qu'il y ait excédent d'infiltration localement, mais il est

sugeré que tout le volume de ruissellement produit par ce mécanisme suivra un cheminement en surface relativement court, jusqu'à atteindre un macropore, pipe ou drain. Par conséquent, il n'atteindra jamais le cours principal sous forme d'écoulement en lame d'eau à la surface, et cela parce que l'infiltrabilité moyenne sur une aire représentative est en réalité trop grande."

Même s'ils ont raison dans la plupart des cas, nous considérerons quand même que dans certaines circonstances (voir Dunne, 1983), beaucoup plus probables dans des régions méditerranéennes (précipitations intenses et sols particulièrement propices) que dans des régions humides à climat plutôt océanique, le mécanisme par excédent d'infiltration pourra jouer un rôle non négligeable. Par conséquent le maintien d'un modèle d'infiltration doit être imposé.

Cependant au vu de leur expérience, et de la nôtre dans les modélisations déjà entreprises, il nous semble plus adéquat d'utiliser un modèle d'infiltration relativement simple, car nous sommes à peu près certains que la prise en compte de toute la complexité des phénomènes d'infiltration ne joue pas un rôle prépondérant quand il s'agit de modéliser la production à l'échelle du bassin (voire même du versant).

Par contre la prise en compte du mécanisme d'excédent d'infiltration introduira le besoin de considérer plus finement la variabilité spatiale des propriétés du sol et de la pluie. Car elle aura un effet crucial sur la modélisation, bien au-delà des considérations propres à l'échelle de la colonne, quand ce mécanisme devient prépondérant.

Néanmoins nous nous contenterons pour l'instant d'un modèle simple fournissant $I(t)$ de manière globale, non spatialisée, sur le bassin considéré.

IV.2.6 - La zone racinaire et l'Evapotranspiration

Bien que dans la modélisation hydrologique des épisodes de crue (qui est notre but) le rôle de l'évapotranspiration et de la zone racinaire soit à peu près négligeable à cause des fortes intensités de pluie mises en jeu, l'utilisation plus générale de TOPMODEL requiert la prise en compte de ces phénomènes. En particulier parce qu'ils deviendront très importants dans les périodes d'inter crue et d'étiage.

La zone racinaire proposée par TOPMODEL sera gérée de façon indépendante (de même que la zone non saturée) pour chaque unité de modélisation (classe de mailles ayant une valeur de l'indice topographique comprise dans un même intervalle prédéfini). Cette zone racinaire consiste en un réservoir qui est rempli par le volume infiltré dans le sol pour la classe considérée (I_i). Le stock maximal est SRMAX (pris constant sur toutes les classes du bassin), et le stock minimal

est zéro.

Le remplissage du réservoir racinaire est la première opération à vérifier par le modèle après calcul de I_i . Seul le volume excédentaire peut intervenir dans la modélisation de la zone non saturée.

L'évapotranspiration agira sur le réservoir racinaire en le vidant dans la mesure du possible. Le taux d'évapotranspiration potentiel (E) utilisé est une variable qui doit être fournie au modèle par l'utilisateur (issue de la mesure, directe ou indirecte, sur le terrain) à chaque pas de temps.

Néanmoins, bien que la zone racinaire permette la mise en oeuvre de l'évapotranspiration, le rôle plus important du réservoir racinaire est celui de servir de seuil pour qu'un certain volume n'intervienne pas pour la production de PE (Quinn et al. 1989) (Il représente donc aussi l'interception).

Avec ce réservoir la zone non saturée est modélisée à l'aide de trois entités (voir figure IV.4). D'une part le réservoir racinaire (A) gère le phénomène d'évapotranspiration et constitue un seuil à dépasser (à remplir) avant que l'eau n'entre dans la zone non saturée active ou aire de drainage gravitaire (B). Cette aire, active du point de vue du mouvement de l'eau, permet de stocker un certain volume dans la zone non saturée (SNS_i) représentant le stockage des structures préférentielles pour la percolation, qui contribueront à l'alimentation de la nappe (Q_{vi}).

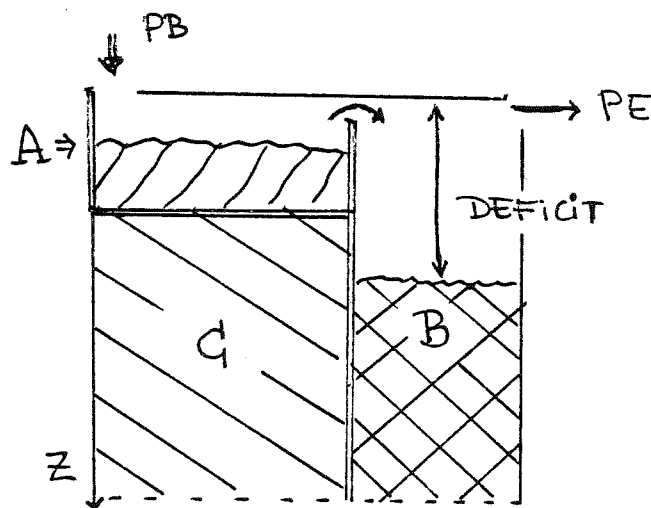


Fig. IV.4 : Schéma de la conceptualisation de la zone non saturée proposée par TOPMODEL.

La PB n'entre en jeu qu'après avoir rempli le réservoir Racinaire (A).

B est la partie active de la zone non saturée, qui peut se remplir et se vider.

C stocke l'eau permanente dans le sol.

Enfin la troisième sous-zone (C), non active du point de vue du mouvement de l'eau et qui permet de rejoindre le concept de la physique des sols de la capacité au champ (*field capacity*) (Quinn et al. 1989) complète avec les deux autres la conceptualisation de la zone non saturée.

IV.2.7 - Le Transfert ou Routage

Nous avons vu que le modèle fournit à chaque pas de temps un volume de PE par excédent d'infiltration (PEI, globale sur l'entité considérée), un volume de PE par excès de saturation (PES, résultat de l'addition sur toutes les classes des PES_i locaux) et un volume d'écoulement subsuperficiel (Q_b calculé aussi globalement sur l'entité considérée). Par conséquent nous disposons à chaque pas de temps du volume efficace pour l'écoulement, $PEI + PES + Q_b$.

En fait, TOPMODEL divise l'entité globale à traiter (le bassin sur lequel l'on veut simuler des débits) en sous-unités qui seront les vraies entités de modélisation (jusqu'à maintenant appelées ici bassins) mais où il peut ne pas y avoir de données de débit disponibles en continu. Dans cette optique le volume généré par la modélisation sur chaque entité devra être propagé jusqu'à l'exutoire principal (voir figure IV.5).

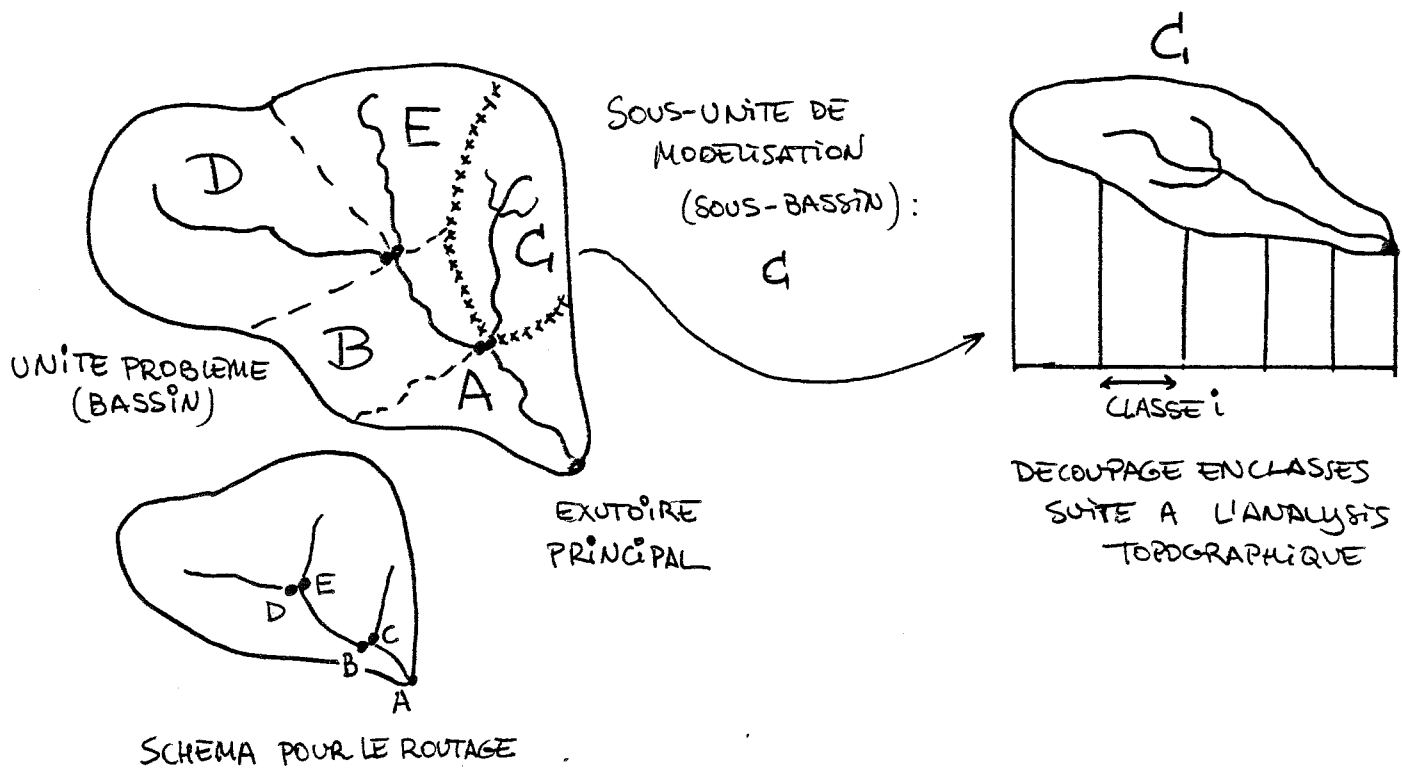


Fig. IV.5: Schéma de la division du bassin en sous-unités et de l'utilisation des classes de mêmes valeurs de l'indice topographique pour la modélisation avec TOPMODEL.

Pour cela, TOPMODEL adopte pour l'écoulement dans les cours principaux (reliant les exutoires des entités avec l'exutoire principal) une vitesse constante partout, et souvent prise égale à 1 m s^{-1} (se basant sur les travaux de Beven, 1979. Voir Quinn et al., 1989). Pour que cette simplification soit valable, il faudra avoir fait un découpage correct en sous-unités cohérentes.

La première version (Beven et Kirkby, 1979) proposait un découpage en sous-bassins à l'aide de la carte topographique respectant une certaine logique de versants. Tout dernièrement, Quinn (1989) propose de découper le bassin global en sous-bassins plus ou moins homogènes, qui à leur tour sont décomposés en bandes respectant un même temps de parcours (voire même distance à parcourir, du fait de l'hypothèse de vitesse constante) jusqu'à l'exutoire principal. Tout cela se fait à l'aide du modèle numérique de terrain déjà utilisé pour le calcul de l'indice topographique.

Il faut remarquer que, dans notre optique, cet aspect devient beaucoup moins important : d'une part parce que nous voulons rester dans la gamme des possibilités les plus simples, d'autre part parce que notre but est d'utiliser TOPMODEL pour alimenter avec des séries de PE (ou volumes efficaces pour l'écoulement), la Fonction de Transfert déjà identifiée par d'autres méthodes.

IV.2.8 - Le calcul des paramètres

IV.2.8.1 - *L'Indice Topographique*

Comme nous l'avons vu à la section IV.2.3, TOPMODEL utilise pour la modélisation la différence entre la valeur locale de l'indice sol-topographique et sa valeur moyenne sur l'entité de modélisation.

Cette différence peut se diviser d'une part en une contribution due à la variabilité spatiale des caractéristiques du sol (à l'aide de la conductivité hydraulique à saturation) et d'autre part à la contribution due à la variabilité spatiale de l'indice topographique.

Dans d'autres cas cette simplification ne suffira pas, et il faudra s'attaquer à la modélisation de la distribution spatiale de K_0 afin d'utiliser le modèle d'une façon plus adéquate. Néanmoins cela excède le degré de complexité de notre étude, et nous accepterons dans nos applications que K_0 soit constante sur l'entité (voire sous-bassin) en considérant donc que la variabilité spatiale des caractéristiques du sous-bassin peut être réduite dans un premier pas à la variabilité de la topographie.

Notons que, dans tous les cas, les deux contributions peuvent être séparées (voir équation IV.29) en deux termes qui peuvent être calculés indépendamment. Nous n'aborderons ici que le calcul du terme donné par la topographie (l'indice topographique). Le lecteur intéressé par l'utilisation de TOPMODEL prenant en compte la variabilité de la conductivité hydraulique à saturation peut s'adresser par exemple à Wood et al., 1988.

Par conséquent le problème se ramène à calculer la valeur de $\ln(a / \tan \beta)$ sur chaque maille (i) du modèle numérique de terrain (MNT). Rappelons d'abord la définition de ces termes:

- a_i : Surface drainée par unité de longueur par la maille i (dimension de longueur).
- $\tan \beta_i$: La pente topographique effective associée à la maille i.

Il y a plusieurs façons de calculer ces grandeurs, et quelle est la meilleure est encore un sujet à débattre. Néanmoins nous allons utiliser celle que Quinn et al. (1989) proposent.

Prenons une section du MNT (voir figure IV.6) où les mailles carrées ont été idéalisées comme des octogones. Il y a donc a priori 8 directions possibles pour l'écoulement. Nous pouvons associer à chaque direction une pente ($\tan \beta(j)$), obtenue comme la différence d'altitude entre les deux mailles concernées. De cette façon nous pouvons définir les N_i : directions vers l'aval (j), seules directions permises pour le cheminement de l'eau arrivant à la maille i (dans notre exemple 4 des 8 possibles).

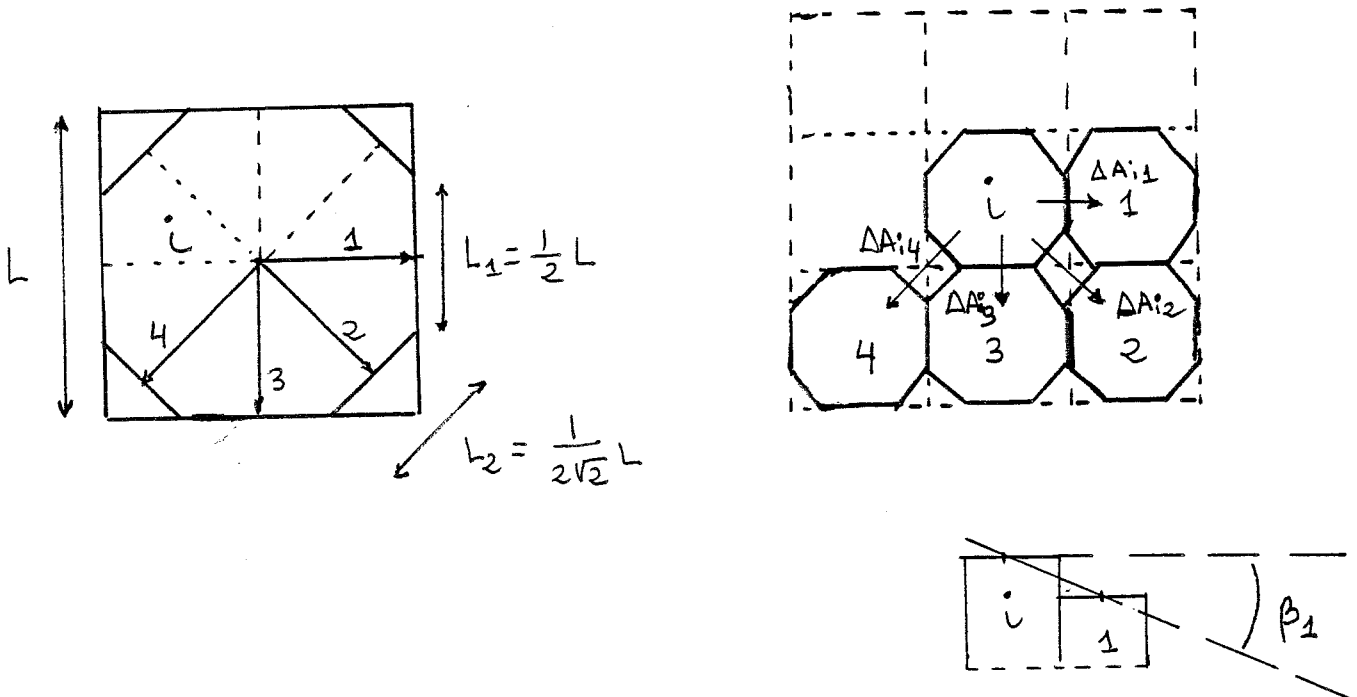


Fig. IV.6 : Schéma du calcul de l'indice topographique.

La symétrie octogonale définit aussi la longueur de l'interface entre les deux mailles, qui est:

$$L_1 = .5 L \text{ pour les directions perpendiculaires.}$$

$$L_2 = L / 2\sqrt{2} = .354 L \text{ pour les directions diagonales.}$$

où L est le pas de la maille.

Pour calculer la $(\text{Tan } \beta)_i$ représentative de la maille i , on convient de prendre une moyenne des pentes des directions vers l'aval ($\text{Tan } \beta(j)$) pondérées par les longueurs de l'interface de chaque direction considérée ($L(j)$).

$$(\text{Tan } \beta)_i = \frac{\sum_{j=1}^{N_i} \text{Tan } \beta(j) L(j)}{\sum_{j=1}^{N_i} L(j)} \quad (\text{IV.44})$$

Maintenant nous pouvons calculer comment la surface drainée par i , A_i (et donc le volume drainé), va se distribuer dans chacune des N_i directions à l'aval. Cette distribution se fera en termes d'une proportion de A_i dans chaque direction j (ΔA_{ij}) résultat de la pondération par la pente effective sur chaque direction ($\text{Tan } \beta(j) L(j)$), de telle façon que les plus grandes pentes deviendront les chemins préférentiels de l'eau, en conduisant une plus grande proportion de la surface drainée cumulée. Cette pente effective prend aussi en considération le poids de la longueur de l'interface considérée ($L(j)$).

Alors la proportion de A_i drainée par la direction j sera donnée par:

$$\Delta A_{ij} = A_i \text{Tan } \beta(j) L(j) / \sum_{j=1}^{N_i} \text{Tan } \beta(j) L(j) \quad (\text{IV.45})$$

Evidemment $\sum_{j=1}^{N_i} \Delta A_{ij} = A_i$ (surface totale drainée par la maille i).

Si nous définissons C_i comme:

$$C_i = A_i / \sum_{j=1}^{N_i} \text{Tan } \beta(j) L(j) \quad (\text{IV.46})$$

on aura

$$\Delta A_{ij} = C_i \text{Tan } \beta(j) L(j) \quad ; \quad j = 1, 2, \dots, N_i \quad (\text{IV.47})$$

expression qui permet de distribuer le flux arrivant à i entre les N_i directions à l'aval. Pour la maille i on a aussi, par définition de a_i :

$$a_i = A_i / \sum_{j=1}^{N_i} L(j) \quad (\text{IV.48})$$

et donc $(a / \tan \beta)_i$ s'écrit à l'aide de (IV.44) comme

$$(a / \tan \beta)_i = A_i / \sum_{j=1}^{N_i} \tan \beta(j) L(j) \quad (\text{IV.49})$$

qui est C_i selon (IV.46). Et donc l'indice topographique se calcule comme:

$$\ln (a / \tan \beta)_i = \ln(C_i) \quad (\text{IV.50})$$

Il nous faudra maintenant répéter récursivement le processus de calcul afin de définir pour chaque maille: A_i , $(\tan \beta)_i$ et finalement $\ln(C_i)$. Alors nous pourrons calculer λ comme :

$$\lambda = \frac{1}{NT} \sum_{j=1}^{NT} \ln(C_i) \quad (\text{IV.51})$$

où NT est le nombre total de mailles définissant l'entité considérée.

Enfin il est possible de définir une espèce de courbe de fréquences cumulées complémentaire (ou fonction de répartition complémentaire, F) qui fournit pour chaque valeur de l'indice $\ln(a / \tan \beta)$, le pourcentage de la surface du bassin ayant une valeur de l'indice plus grande que la valeur de référence donnée (voir figure IV.7).

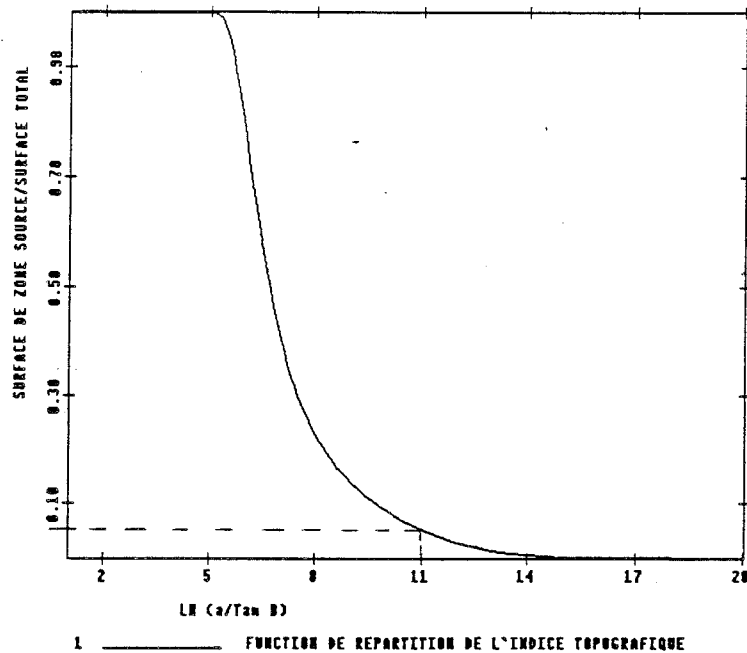


Fig. IV.7 : Fonction de répartition complémentaire de l'indice topographique du Gardon d'Anduze :
 $F[\ln(a / \tan \beta)_0] =$ pourcentage des mailles, telles que $\ln(a / \tan \beta)_i \geq \ln(a / \tan \beta)_0$.

C'est à l'aide de cette courbe que l'on calcule le pourcentage de la surface du bassin qui est devenue Zone Source pour une valeur donnée du déficit moyen \mathfrak{D} . En effet, la condition pour l'apparition d'une ZS, $D_i < 0$, peut se réécrire à l'aide de (IV.30) comme:

$$\text{Ln} \left(a / \text{Tan } \beta_i \right) > \mathfrak{D} / M + \lambda \quad (\text{IV.52})$$

Par conséquent, sur l'exemple de la figure (IV.7), une valeur de $\mathfrak{D} / M + \lambda = 11.$, donnera que le 5.2 % de la surface est devenue ZS, ($F(11) = 5.2$)

IV.2.8.2 - Le paramètre M

Le paramètre de décroissance exponentielle de la transmissivité avec la profondeur, M (en fait la profondeur du sol efficace hydrologiquement), peut être déduit (voir section IV.2.2) de l'étude de la récession des hydrogrammes quand seule la vidange de la nappe intervient. Il sera aussi très important de ne prendre en compte que des périodes où l'évapotranspiration peut être considérée comme négligeable (périodes d'hiver).

Dans ce cas l'expression (pour $Q(t)$) devient grâce à (IV.37) :

$$Q(t) = Q_b(t) = \exp \left\{ - \mathfrak{D}(t) / M \right\} \quad (\text{IV.53})$$

En supposant que la recharge de la nappe soit devenue négligeable ($Q_v(t) \approx 0$), alors

$$\frac{d\mathfrak{D}}{dt} = Q \quad (\text{IV.54})$$

et donc

$$\frac{d\mathfrak{D}}{dt} = \frac{d\mathfrak{D}}{dQ} \frac{dQ}{dt} = Q \Rightarrow \frac{dQ}{dt} = Q \frac{dQ}{d\mathfrak{D}} \quad (\text{IV.55})$$

Alors:

$$\frac{d}{d\mathfrak{D}} \left[Q_0 \exp \left(- \mathfrak{D}(t) / M \right) \right] = - 1 / M Q_0 \exp \left(- \mathfrak{D}(t) / M \right) = - Q / M \quad (\text{IV.56})$$

et par conséquent

$$\frac{dQ}{dt} = - Q^2 / M \Rightarrow - \frac{M}{Q^2} dQ = dt \quad (\text{IV.57})$$

En intégrant entre le début de la récession t_0 et un temps t

$$-M \int_{Q(t_0)}^{Q(t)} 1/Q^2 dQ = \int_{t_0}^t dt \quad (\text{IV.58})$$

soit :

$$M/Q(t) - M/Q(t_0) = t - t_0 \quad (\text{IV.59})$$

relation qui permet d'obtenir M à l'aide des courbes de récession.

Néanmoins il faut bien noter que, vu l'importance de ce paramètre, il sera plus convenable de le calibrer plus finement, mais dans la gamme de valeurs données par l'analyse préalable des décrues.

De même nous devons calibrer la transmissivité T_0 (ou bien K_0 grâce à la relation (IV.16)), et la valeur du stock maximal du réservoir racinaire SRMAX. De plus, l'introduction d'un modèle d'infiltration introduit un nombre additionnel de paramètres à optimiser.

Nous pourrions aussi penser à optimiser d'autres paramètres, soit ceux dont la valeur a été fixée dans la dernière version de TOPMODEL (la vitesse du routage, le gradient vertical α), soit d'autres complémentaires (introduction d'un réservoir d'interception...).

Hornberger et al. (1985) ont étudié les effets de l'optimisation sur 13 paramètres définis pour une version modifiée de TOPMODEL. Comme conclusion ils trouvent d'une part que la version simplifiée (à 4 paramètres) utilisée par eux est plus robuste et fournit de meilleurs résultats que la plus complexe. D'autre part, le critère d'optimisation donné par la minimisation de la "simple" addition des erreurs au carré (même critère que nous) s'avère le plus adéquat parmi les 8 critères proposés.

Enfin la dernière version disponible (Quinn et al., 1989) a réduit le nombre de paramètres à calibrer à 3 : M, T_0 et SRMAX (plus ceux du modèle d'infiltration considéré) qui sont optimisés à l'aide d'un algorithme du type Rosenbrock (le même que celui utilisé par Hornberger et al., 1985) avec pour critère la minimisation de l'addition des erreurs au carré, ce qui a l'air d'être plus que suffisante.

IV.2.9 - L'initialisation du modèle

TOPMODEL a été conçu pour travailler en continu. Cela lui permet d'être initialisé assez facilement. Si nous prenons une période de récession suffisamment éloignée des dernières pluies, nous pouvons considérer que le réservoir racinaire est vide, que la zone non saturée se

trouve à capacité au champ (et donc $SNS_i = 0, \forall i$), et que le débit à l'exutoire est le résultat de la seule vidange de la nappe, et donc d'après (IV.53) :

$$Q(t) = Q_0 \exp \left\{ - \mathcal{D}(t) / M \right\} \quad (\text{IV.60})$$

Par ailleurs nous connaissons M et nous pouvons calculer Q_0 à l'aide de l'information topographique et de T_0 d'après (IV.38), (IV.24) et (IV.28) par :

$$Q_0 = A \exp(-\gamma) = A T_0 \exp(-\lambda) \quad (\text{IV.61})$$

Comme on connaît A , T_0 et λ , le déficit initial, $\mathcal{D}(0)$, sera alors calculable grâce à (IV.60), par :

$$\mathcal{D}(0) = -M \ln [Q(0) / Q_0] \quad (\text{IV.62})$$

Dans le cas où l'on considère plusieurs sous-unités de modélisation (sous-bassins), TOPMODEL suppose que la contribution de chacune d'elles au débit initial, $Q(0)$, est la même (pondérés par leur surface respective). De cette façon l'équation (IV.61) peut être appliquée à chaque sous-unité.

Si on utilise un modèle d'infiltration, on a besoin de la valeur du paramètre prenant en compte des conditions hydriques initiales. Si le modèle est utilisé en continu, cela se réduit à prendre la valeur de la teneur en eau résiduelle (ou l'équivalent pour d'autres modèles d'infiltration), si le début a été bien choisi. Néanmoins, s'il est utilisé par événements, il faudra initialiser ce paramètre pour chaque épisode. Mais dans ce cas nous supposons que le paramètre en question est relié, d'une façon quelconque, à $\mathcal{D}(0)$ et aux pluies antérieures.

Nous sommes donc maintenant en mesure d'appliquer TOPMODEL. Cependant, par souci de clarté et au risque de devenir un peu répétitif, nous proposons, sous forme de recette, un petit exemple illustratif de la démarche à suivre.

IV.2.10 - Un exemple d'application

On dispose d'un bassin où nous voulons appliquer TOPMODEL afin d'en modéliser le comportement hydrologique.

D'abord il faut diviser le bassin en entités de modélisation (voire sous-bassins). Dans les exemples d'application publiés les découpages proposés diffèrent selon l'objectif de l'application : on peut soit considérer le bassin comme un tout, quand il s'agit de la modélisation des volumes

totaux (Beven et Wood, 1983), soit le découper en bandes (voir IV.2.7) à l'aide d'un MNT (Quinn et al., 1989), ou en sous-unités de taille très petite ($< 1 \text{ Km}^2$) à l'aide du réseau de drainage (Beven et al., 1984 ; Beven et Kirkby, 1979), quand il s'agit de la prévision des débits en continu. En tout cas, la modélisation s'effectue parallèlement sur chacune de ces entités considérées.

Prenons maintenant un sous-bassin idéal et voyons comme TOPMODEL travaille.

D'abord nous faisons l'hypothèse que T_0 est constante sur le sous-bassin. Cela réduit la variabilité spatiale de l'indice à celle de la seule topographie, et nous permet de dessiner la courbe de la fonction de repartition de l'indice topographique (similaire à celle de la figure IV.7). A l'aide de cette courbe on définit sur le sous-bassin un certain nombre de classes de valeur constante de l'indice, ce qui est équivalent à discrétiser la courbe en secteurs ayant un même comportement. La complexité souhaitée nous donne le nombre de classes à prendre: entre 1 (le sous-bassin comme un tout, et donc l'utilisation de la courbe brute pour la détermination du % de ZS) et le nombre total de mailles, NT (discrétisation maximale). En général, on prend une vingtaine de classes d'intervalle constant, mais nous n'en prenons que 4 dans l'exemple (voir figure IV.8).

Deuxièmement, l'analyse topographique fournit la moyenne spatiale de l'indice, λ , et avec la valeur estimée de M pour le sous-bassin (soit sur des mesures de débit, soit par optimisation) on peut calculer $\mathcal{D}(0)$ à l'aide de (IV.62).

Une fois l'initialisation faite, la modélisation se répète pour chaque pas de temps, t, en utilisant l'intensité de la Pluie Brute, PB(t), et le taux d'évapotranspiration potentiel, E(t), fournis pour chaque pas de temps sur le sous-bassin. La démarche est alors la suivante :

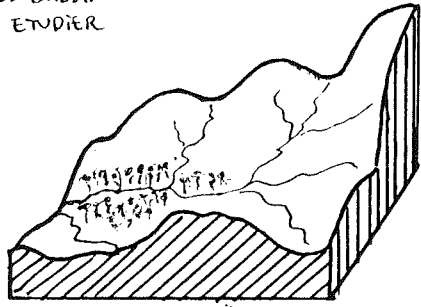
Le modèle d'infiltration considéré, à l'aide de D (t-1) et de PB(t), calculera d'abord l'infiltrabilité I(t) globalement sur le sous-bassin. Dans certains cas un volume de Pluie Efficace peut être généré par excédent d'infiltration :

$$PEI(t) = PB(t) - I(t) \quad (IV.63)$$

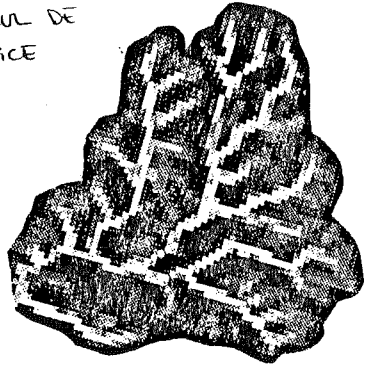
L'eau infiltrée, I(t), sert à remplir la zone racinaire dans la mesure du possible. A $t=0$ le stock racinaire de chaque classe est considéré nul, mais après, l'évolution différente de chaque classe, i , permettra une dynamique propre à chaque stock racinaire $SR_i(t)$.

Figure IV.8: Schema d'application du modèle avec un découpage du bassin en quatre classes de modélisation (voir page suivante).

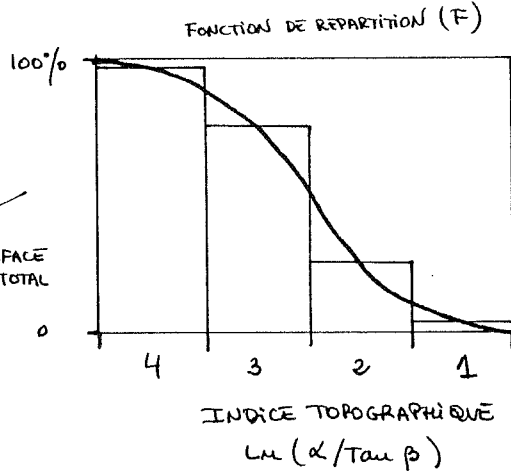
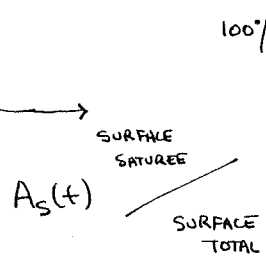
SOUS-BASSIN A ETUDIER



CALCUL DE L'INDICE

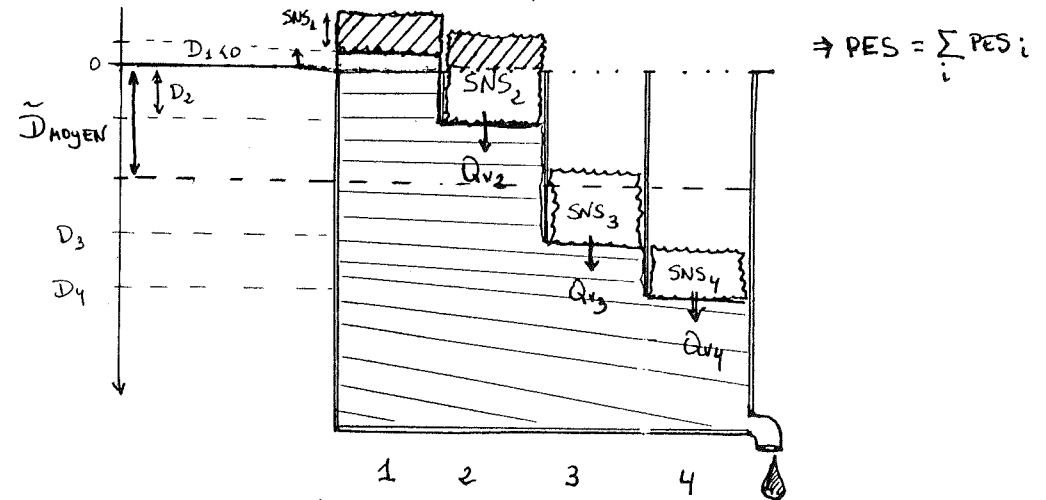
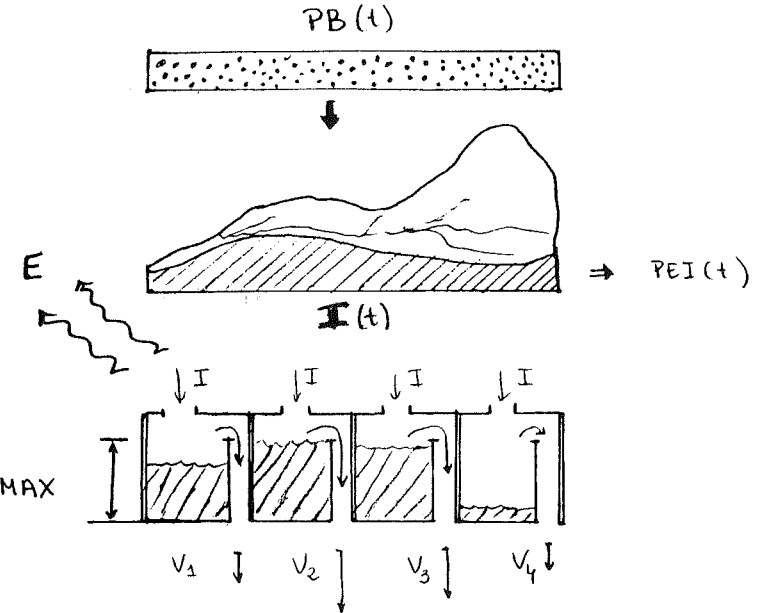


ANALYSE TOPOGRAPHIQUE



MODELISATION

DECOUPAGE DU SOUS-BASSIN EN 4 CLASSES DE VALEUR CONSTATE DE $L_m (\alpha / \tau \beta)$



$$Q_b = Q_0 \exp[-\tilde{D}/M]$$

$$\tilde{D}(t+1) = \tilde{D}(t) + Q_b(t) - \sum_{i=1}^4 Q_{vi}(t)$$

$$Q(t) = Q_b(t) + PEI(t) + \sum_{i=1}^4 PES_i(t)$$

Le volume excédentaire (s'il existe, une fois que $SR_i(t) = SRMAX$) :

$$V_i(t) = I(t) - [SRMAX - SR_i(t - 1)] \quad (IV.64)$$

rentre dans la zone non saturée, ZNS (Il faut noter que si $V_i(t) < 0 \Rightarrow V_i(t) = 0$, et $SR(t) = I(t) + SR(t-1)$)

A l'aide de (IV.30) on peut calculer un déficit $D_i(t)$ pour la ZNS de chaque classe. Cela permet de continuer de façon différente selon que $D_i(t)$ soit $<$, $=$ ou > 0 .

a) Si $D_i(t) < 0 \Rightarrow$ la classe considérée devient Zone Source (ZS). Dans ce cas de figure (classe 1 sur la figure IV.8) la démarche est:

1. Le volume mis en jeu donne lieu à la production de Pluie Efficace par excès de saturation, $PES_i(t) = V_i(t)$.
2. Le stock de la ZNS_i ($SNS_i(t)$) est mis à 0, car il n'y a pas ZNS_i.
3. L'alimentation de la nappe par la ZNS_i ($Q_{vi}(t)$) est 0.
4. La vidange de la zone racinaire s'effectue selon le taux $E(t)$.

b) Si $D_i(t) >$ ou $= 0 \Rightarrow$ Il faut gérer la ZNS_i

1. Il faut actualiser le stock de la ZNS_i :

$$SNS_i(t) = SNS_i(t-1) + V_i(t)$$

2. Si $SNS_i(t) >$ ou $= D_i(t)$ (classe 2 sur la figure IV.8) \Rightarrow $SNS_i(t)$ est utilisé pour saturer la classe i. Dans ce cas on se retrouve au cas a), il y a production par excès de saturation:

$$PES_i(t) = SNS_i(t) - D_i(t) \quad (IV.65)$$

et $SNS_i(t)$ prend la valeur de $D_i(t)$

3. Tant dans ce cas que si $SNS_i(t) < D_i(t)$ (classes 3 et 4 sur la figure IV.8), la ZNS_i alimente la nappe dans la mesure du possible, et donc:

$$Q_{vi}(t) \leq \alpha K_0 \exp \{- D_i(t) / M\} \quad (IV.66)$$

Et le stock final de la ZNS_i est donné par:

$$SNS_i(t) = SNS_i(t) - Q_{vi}(t) \quad (IV.67)$$

(Si $SNS_i(t) - Q_{vi}(t) \leq 0 \Rightarrow Q_{vi}(t) = SNS_i(t)$)

4. L'évapotranspiration $E(t)$ réduit le stock du réservoir racinaire à:

$$SR_i(t) = SR_i(t) - E(t) \quad (IV.68)$$

Une fois terminée la gestion de la ZNS_i, le modèle calculera la vidange de la nappe, ou composante subsuperficielle de l'hydrogramme de crue (Q_b(t)), donnée par (IV.37).¹²

$$Q_b(t) = Q_0 \exp(-D_i(t)/M) \quad (IV.69)$$

Enfin il reste à actualiser le déficit moyen pour le pas suivant (Il faut noter qu'il n'est pas nécessaire de mémoriser le déficit local D_i d'un pas de temps à l'autre, et que nous n'utilisons D_i(t) que par souci de clarté)

$$D(t+1) = D(t) + Q_b(t) - Q_v(t) \quad (IV.70)$$

où (pour nous N = 4, nombre de classes de modélisation)

$$Q_v(t) = \sum_{i=1}^4 Q_{vi}(t) \quad (IV.71)$$

et à calculer le volume global d'eau efficace pour l'écoulement Q(t):

$$Q(t) = PEI(t) + \sum_{i=1}^4 PES_i(t) + Q_b(t) \quad (IV.72)$$

Maintenant, il faudrait calculer le temps nécessaire au volume Q(t) pour arriver à l'exutoire principal, et faire l'addition pour chaque pas de temps des volumes de tous les sous-bassins. Mais cela dépasse le cadre de cet exemple, et par conséquent la modélisation au temps t est considérée comme terminée. Nous pourrions la poursuivre pour t = t+1.

IV.2.11 - Quelques remarques à priori

Lors de la calibration des paramètres du modèle quelques résultats publiés par ailleurs doivent attirer notre attention.

Tout d'abord la conductivité hydraulique à saturation en surface (K₀) tend vers des valeurs très grandes (217 m heure⁻¹ sur le bassin de Wye, d'après Quinn et al., 1989). Selon les auteurs cela vient de ce que l'optimisation automatique essaie de prendre en compte dans la

¹² Nous préférons éviter l'appellation de débit de base, *base flow*, en dehors de la période de récession nette, et réserver le terme d'écoulement subsuperficiel de crue, *subsurface stormflow*, à cette contribution comme Dunne (1978, p. 229) le conseille.

transmissivité l'existence près de la surface de macropores, et même de drains artificiels.

Pourtant, même si ceci est un cas un peu exceptionnel, il montre à notre avis que l'hypothèse de la décroissance exponentielle de $K_s(z)$ mène à un concept de conductivité hydraulique à saturation "effectif" qui, à nouveau, n'est plus le même que celui de la physique du sol. C'est-à-dire que la $T(z)$ (ou $K_s(z)$) proposée par le modèle perd sa signification traditionnelle pour devenir cette fois une fonction contrôlant la réponse hydrologique moyenne du sous-bassin, modélisée à l'aide du déficit \mathcal{D} . C'est seulement dans cette optique de modélisation de l'ensemble de l'entité considérée comme un tout, que peut se comprendre l'échec d'un concept propre à l'échelle de la colonne, et le besoin d'un nouveau concept équivalent, décrivant le comportement moyen du sous-bassin, cohérent avec l'échelle de la modélisation réalisée.

(En tout cas on comprend mieux les réticences vis-à-vis de la production par excédent d'infiltration !!!)

D'ailleurs le paramètre SRMAX tend vers une valeur plutôt plus petite que celle à laquelle on peut s'attendre d'après les études de terrain. Cela montre que le rôle de l'évapotranspiration est moins important que ce que l'on peut penser. Par ailleurs, Quinn (1989) propose que le rôle vraiment important de ce paramètre est plutôt celui de mettre de côté une partie du volume en début d'épisode, volume qui n'est pas traité dans la modélisation.

D'autres remarques peuvent être faites à propos de la division en classes lors de la modélisation de la ZNS. Le découpage proposé par TOPMODEL est assez simple, mais surtout, il est le résultat du choix d'affecter aux zones sources (ZS) un rôle moteur des processus hydrologiques. Dans notre perspective (bassins méditerranéens) cela est moins crucial, et si un choix doit être fait, il visera d'avantage à privilégier la variabilité spatiale des pluies.

Quant à cette dernière, TOPMODEL suppose, pour chaque temps t , une lame homogène. Bien que cette hypothèse permette de réduire la complexité de la modélisation, il conviendrait de se demander comment introduire, une lame d'eau non homogène. Il faut noter qu'un découpage en entités appropriées, ou une division en classes effectuée selon d'autres critères, pourrait nous permettre de considérer la variabilité spatiale de la pluie sans avoir besoin de trop modifier ce modèle.

Si on cherche à simplifier encore plus, il faut remarquer que l'utilisation directe de la courbe de la fonction de répartition permet d'éviter l'utilisation des classes. Dans ce cas, chaque sous-bassin est considéré comme un tout et, à chaque pas de temps, le pourcentage de surface de ZS peut nous suffire pour la modélisation.

IV.3 - QUELQUES IDEES POUR UNE APPLICATION SIMPLIFIEE DE TOPMODEL

Etant donné nos objectifs nous allons proposer quelques idées pour l'utilisation de TOPMODEL comme fonction de production fournissant des séries de Pluies Efficaces que la Fonction de Transfert déjà identifiée par la méthode DPFT transforme en débits à l'exutoire.

Bien évidemment, cela constituerait une utilisation un peu marginale du modèle, mais permettrait d'une part, de comparer les résultats obtenus avec ceux fournis par d'autres fonctions de production déjà utilisées, et, d'autre part, aiderait à mettre en évidence l'importance des différentes composantes mises en jeu.

Pour cela, nous pourrions envisager plusieurs applications simplifiées, mais de complexité croissante.

a) La première proposition consisterait à reprendre l'un des modèles globaux déjà existant et à le modifier afin de prendre en compte l'information topographique.

Ainsi, nous pourrions réutiliser le modèle Réservoir, qui s'est avéré le mieux adapté (voir chapitre III) et ajouter à la pluie Efficace calculée par excédent l'infiltration (PEI volume qui ne rentre pas dans le réservoir), un volume de pluie efficace par excès de saturation (PES), produit par la partie du bassin qui est devenue Zone Source (ZS). Le déficit du réservoir à chaque pas de temps donnerait, grâce à la fonction de répartition de l'indice topographique sur le bassin, l'extension de la ZS. La modélisation se compléterait par la vidange du réservoir (pilotée cette fois par l'expression exponentielle (IV.37)).

Cette idée, bien que très simple, a l'avantage d'utiliser la fonction de production globale qui a donné les meilleurs résultats, et d'y ajouter la dynamique des ZS sans accroître sensiblement la complexité du modèle : le bassin à modéliser serait considéré comme une seule entité globale, et le nombre de paramètres serait à peu près identique (4 au lieu de 3).

b) Lors de la modélisation globale, nous avons constaté que les modèles utilisés auparavant étaient plutôt adaptés à une gamme particulière d'épisodes (caractérisés par de fortes intensités de pluie), et qu'ils avaient du mal à reproduire tout le spectre des épisodes.

Une deuxième proposition consisterait alors à rechercher le modèle de composante par excédent d'infiltration le mieux adapté à un couplage avec une modélisation simplifiée de la composante par excès de saturation.

L'idée serait d'utiliser une version simplifiée de TOPMODEL qui ne prendrait pas en compte l'évapotranspiration (peu importante en temps de crue) et où le bassin serait à nouveau considéré comme un tout (ceci est équivalent à prendre une classe de modélisation unique). La courbe de répartition de l'indice topographique donnerait, comme en a), le pourcentage de la ZS pour chaque pas de temps.

Mais par ailleurs, nous utiliserions un modèle d'infiltration indépendant de la modélisation de la zone saturée qui pourrait être soit le réservoir, soit le modèle du type Temps de Submersion, déjà utilisé. Pour l'initialisation du modèle d'infiltration, il faudrait rechercher une relation du paramètre d'état initial avec le déficit de la zone non saturée. De plus, K_0 devrait être la même pour l'infiltration et pour la zone non saturée.

Cette modélisation aurait l'avantage que, même en maintenant un degré de complexité compatible avec nos objectifs, la prise en compte des deux mécanismes de production se ferait de façon assez complète.

3) Une dernière proposition serait de prendre en compte une division de la zone non saturée en classes (une vingtaine) de même valeur de l'indice topographique. Cela permettrait d'effectuer une modélisation plus proche du vrai TOPMODEL même si elle reste encore globale (un seul sous-bassin = le bassin).

Cette nouvelle source de complexité permettrait d'amorcer une réflexion sur le besoin de découper le bassin en sous-bassins, voire même de considérer une division permettant éventuellement l'inclusion de la variabilité des pluies, sous forme d'une lame d'eau propre à chaque sous-unité considérée.

Jusqu'ici la Pluie Efficace fournie par le modèle de production est l'addition des composantes PEI et PES. Il resterait à analyser le rôle du volume modélisé comme la composante subsuperficielle de crue (Q_b). On pourrait d'abord envisager de l'inclure dans la lame d'eau devant expliquer la PE identifiée par la DPFT. Cela peut paraître logique pendant la période de crue, mais devient faux pour les périodes d'inter-crue (car il n'y a pas de production de PE, mais la composante subsuperficielle n'est pas nulle). De plus la notion de FT, dans notre approche, ne permet pas ce type de manipulations, et nous devons l'éliminer (comme on le faisait avec le volume infiltré, ou le volume "perdu" dans la modélisation global).

Néanmoins, cette dernière composante pourrait très bien rouvrir le débat sur le problème du filtrage d'une composante du débit lors de l'application de la DPFT. Mais, maintenant, nous serions en mesure de donner l'évolution de cette composante pour chaque pas

de temps, avantage à ne pas négliger.

Enfin, d'autres solutions encore plus complexes, en particulier l'application directe de TOPMODEL, pourrait être envisagées (sur ce point, notons que des essais utilisant la version complète de TOPMODEL sont actuellement en cours dans notre équipe).

Cependant, dans le cadre de notre travail, nous nous sommes contentés du premier degré de complexité proposé (quelques réflexions dans le cadre du second ont néanmoins été menées) : utiliser un modèle global amélioré, en introduisant une composante de production par excès de saturation pilotée par la topographie, tout en conservant le caractère global et simple de la modélisation.

IV.3.1 - Proposition d'un modèle de type Réservoir amélioré : le modèle Réservoir Topographique

Nous allons proposer une nouvelle formulation du modèle Réservoir décrit à la section III.4.2. Ce nouveau réservoir est censé représenter le comportement global du bassin, en considérant deux composantes dans la production de Pluie Efficace : l'une produite par excédent d'infiltration, PEI (t), et l'autre par excès de saturation, PES(t).

Le réservoir est caractérisé par son déficit, $D(t)^{13}$ (voir figure IV.9), ce qui permet de calculer pour chaque pas de temps, t :

a) La portion de Pluie Brute (PB(t)) qui rentre dans le réservoir :

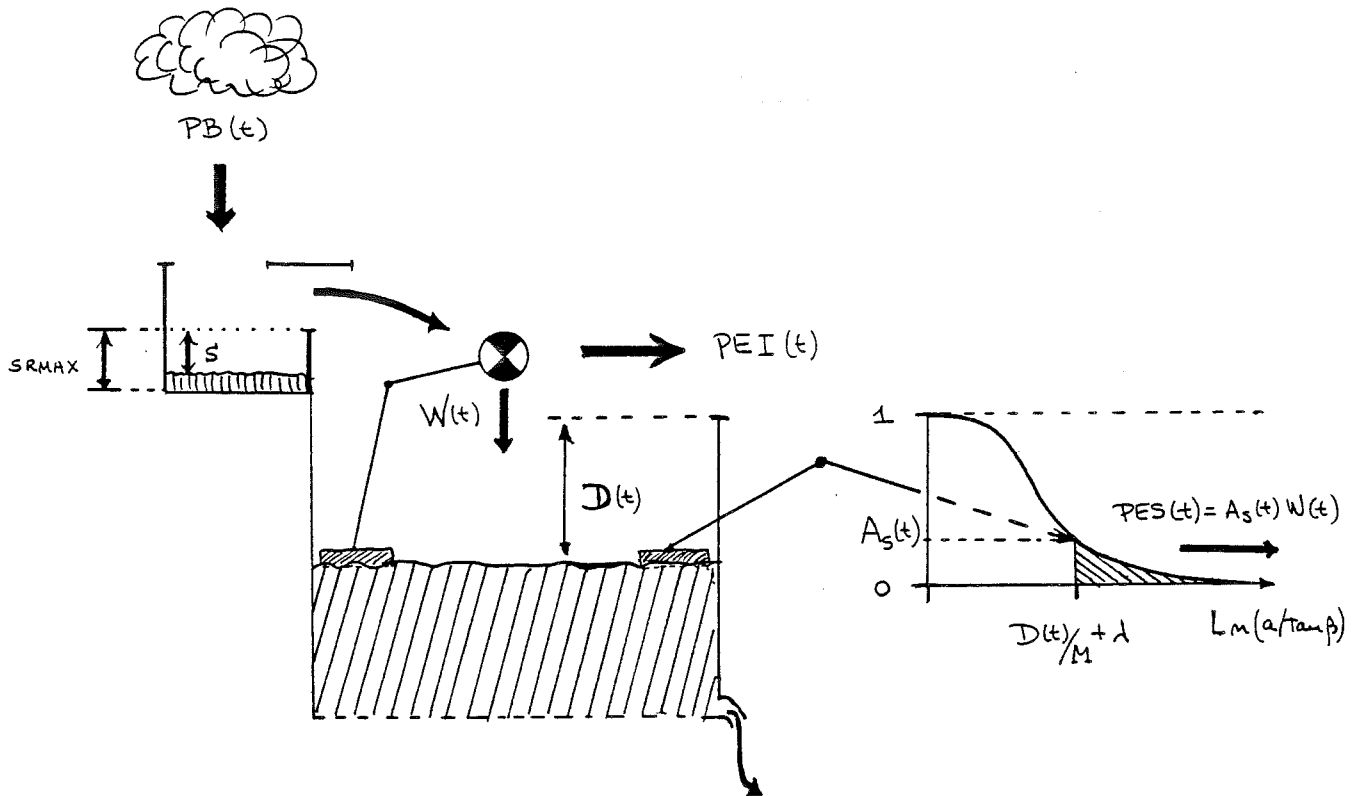
$$W(t) = D(t-1) \left\{ 1 - \exp \left[- \frac{\beta PB(t)}{D(t-1)} \right] \right\} \quad (IV.73)$$

(Notons que nous utilisons la même équation que dans l'ancien réservoir, voir équation (III.16), où μ est un paramètre à calibrer.

Le reste de la PB (excédant la capacité d'absorption du réservoir) devient la composante PEI de la Pluie Efficace :

$$PEI(t) = PB(t) - W(t) \quad (IV.74)$$

¹³ Signalons que $D(t)$ est ici le déficit moyen du bassin, noté \mathcal{D} auparavant.



$$PE(t) = PEI(t) + PES(t)$$

$$V(t) = Q_0 \exp[-D(t)/M]$$

Figure IV.19 : Schéma du modèle Réservoir-Topographique

b) De même, le déficit $D(t)$ sert à calculer le pourcentage de surface du bassin qui sera devenu Zone Source, $A_s(t)$. Pour cela, nous utiliserons la fonction de répartition complémentaire de l'indice topographique, F , calculée préalablement sur le bassin (voir section IV.2.8.1), et l'équation (IV.52). Alors

$$A_s(t) = F[D(t)/M + \lambda] \quad (\text{IV.75})$$

où λ est la moyenne de l'indice topographique, à calculer, et M un paramètre à calibrer, [L].

Par conséquent, la deuxième composante de la Pluie Efficace, PES, est :

$$PES(t) = W(t) \cdot A_s(t) \quad (\text{IV.76})$$

et la Pluie Efficace produite au pas t est donnée par :

$$PE(t) = PEI(t) + PES(t) = PB(t) - W(t) + W(t) A_s(t) \quad (IV.77)$$

Notons qu'une simple transformation algébrique permet de réécrire (IV.77) sous la forme :

$$PE(t) = PEI'(t) + PES'(t) = [PB(t) - W(t)] [1 - A_s(t)] + PB(t) A_s(t) \quad (IV.78)$$

qui est peut-être, plus intuitive car la $PEI'(t)$ est calculée comme le volume excédant l'infiltration, $(PB(t) - W(t))$, dans la partie non saturée, $(1 - A_s(t))$, et $PES'(t)$ est le volume de pluie tombant directement sur la zone source, $(A_s(t))$.

Néanmoins, même si cette deuxième expression est celle qui respecte le vrai rapport des volumes des deux composantes, en pratique nous utiliserons l'équation (IV.77) pour le calcul de $PE(t)$ car elle est plus cohérente avec la modélisation globale proposée (d'abord un processus d'infiltration global sur le bassin, ensuite une gestion de la zone non saturée).

C'est en fait un aspect purement formel, car la $PE(t)$ calculée est strictement équivalente, et pour comparer les volumes mis en jeu par les deux composantes, nous utiliserons la définition donnée par l'équation (IV.78).

c) La gestion du déficit $D(t)$ est donnée par

$$D(t) = D(t - 1) + V(t) - W(t) (1 - A_s) \quad (IV.79)$$

où la vidange du réservoir, $V(t)$, est de forme exponentielle (IV.37)

$$V(t) = Q_0 \exp [-D(t) / M] \quad (IV.80)$$

où Q_0 est un paramètre à calibrer.

Le problème de l'initialisation du déficit du réservoir, $D(0)$, est maintenant résolu en considérant que, à l'instant initial, en fin de récession précédant la crue, $V(0) = Q(0)$, soit :

$$D(0) = -M \operatorname{Ln} \left[\frac{Q(0)}{Q_0} \right] \quad (IV.81)$$

d) Enfin, la prise en compte de l'état hydrique initial du bassin se fait ici à l'aide d'un réservoir complémentaire (reprenant l'idée d'un réservoir d'interception). Son rôle consiste à éliminer un certain volume de pluie au début de l'épisode, donné par son déficit initial $S(0)$, qui n'intervient pas dans la production de ruissellement. En d'autres termes, la Pluie Brute ne peut

pas rentrer dans le réservoir principal (ni produire de la PE) tant que le réservoir d'interception ne sera pas rempli. A partir de cet instant, il n'est plus actif puisque l'évapotranspiration est supposée nulle en cours d'épisode. Le seul problème est, à nouveau, la initialisation de son déficit en début d'épisode. $S(0)$, qui constitue donc le nouveau paramètre initial à calibrer.

Néanmoins, notons que maintenant il a une signification beaucoup plus claire : c'est simplement le volume de pluie à éliminer avant de commencer la modélisation, et donc la production des PE (notons qu'auparavant, le déficit initial n'empêchait pas la production de PE dès le début de l'épisode, et de plus, il prenait en compte l'état initial du bassin (du réservoir principal)).

Nous pouvons donc envisager plus facilement de le relier à des variables aisément mesurables. Concrètement, dans une utilisation opérationnelle, le premier pas de PE non nulle, et donc à peu près le premier pas de DQ significativement différent de zéro, devra coïncider avec le remplissage du réservoir d'interception, et donc une valeur de $S = 0$.

Récapitulons : nous avons introduit trois différences par rapport à l'ancien modèle réservoir :

a) L'existence d'un réservoir d'interception éliminant de la modélisation un certain volume initial des pluies. Théoriquement cela doit faciliter la calibration du paramètre initial, du modèle, $S(0)$. De plus, il permet de s'affranchir d'une des déficiences de l'ancien modèle, qui ne pouvait pas éliminer complètement l'effet des pluies initiales non productives.

b) L'introduction d'une composante de production de la PE par excès de Saturation, pilotée par l'indice topographique suivant les équations proposées par TOPMODEL, mais compatible avec une modélisation globale du bassin versant.

c) Le déficit initial du réservoir principal, $D(0)$, est relié au débit initial du bassin, $Q(0)$, grâce à l'interprétation de la vidange exponentielle du réservoir proposée par TOPMODEL. Cependant, nous ne prendrons pas en compte cette vidange dans la modélisation de la Pluie Efficace, et donc dans l'hydrogramme de crue.

C'est, d'une part, en accord avec les hypothèses faites lors de l'utilisation de la DPFT, mais d'autre part, cela n'est pas cohérent avec le rôle de cette composante proposé par TOPMODEL. Une réflexion s'imposera au vu des résultats.

Enfin, soulignons que ce modèle donne une description très simplifiée : le bassin est considéré comme un tout, l'information topographique est utilisée de façon globale et seuls 4 paramètres doivent être calibrés (M , Q_0 , β et le paramètre initial $S(0)$).

IV.4 - APPLICATION AU GARDON D'ANDUZE

Comme nous l'avons déjà annoncé, nous n'appliquons ce modèle qu'au bassin du Gardon d'Anduze car nous ne disposons pas encore de données topographiques du Réal Collobrier. De plus, vus les résultats obtenus, nous considérons qu'il est encore nécessaire de critiquer les données disponibles avant toute autre modélisation sur ce bassin.

IV.4.1 - Les calculs préalables

Pour pouvoir utiliser ce modèle, nous devons d'abord traiter l'information topographique.

Pour ce faire, nous avons pu bénéficier de l'aimable collaboration du laboratoire d'hydrologie de l'ORSTOM qui dispose d'un modèle numérique de terrain (100 m x 100 m), et a bien voulu le traiter afin d'en déduire une grille de l'indice Topographique, sur un domaine contenant le Gardon d'Anduze (voir la procédure de calcul au § IV.2.8.1). Avec cette grille (voir figure IV.10), nous avons calculé la valeur moyenne de l'indice topographique, $\lambda = 7.24$ (voir équation IV.28), et la fonction de répartition complémentaire de l'indice pour le bassin (voir figure IV.7).

Par ailleurs, l'ordre de grandeur du paramètre M peut être estimé grâce à l'analyse des décrues d'hiver (voir § IV.2.8.2). Menée sur 5 décrues sélectionnées, les calculs ont montré que la valeur de M devait être comprise entre 5 et 10 mm. Néanmoins cet intervalle est purement indicatif, et ce paramètre a été calibré, en recherchant un optimum, pouvant sortir de ces bornes.

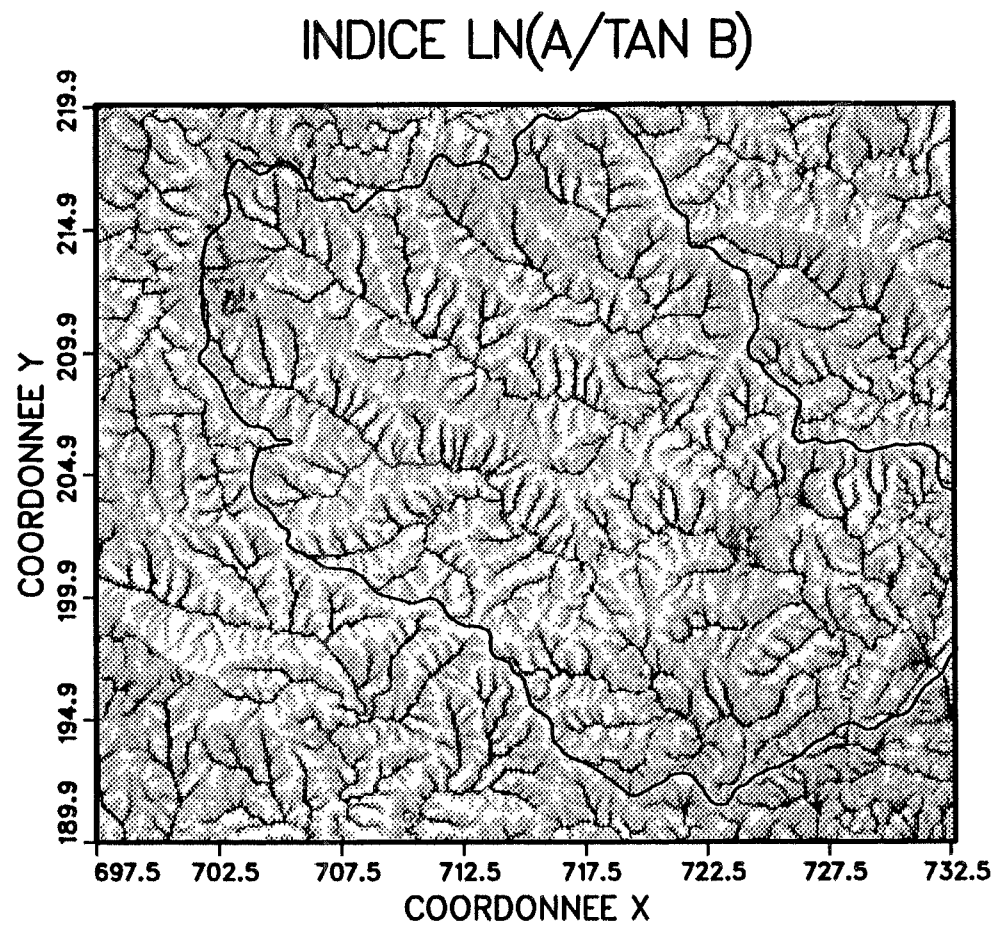
Enfin, signalons que nous allons utiliser le paramètre Q_0 , mais qu'il est théoriquement relié à la transmissivité T_0 (et donc à K_0) par :

$$Q_0 = A T_0 \exp(-\lambda) = A K_0 M \exp(-\lambda) \quad (\text{IV.82})$$

(voir IV.61 et IV.17), où par commodité, Q_0 est exprimé en volume par unité de surface de bassin (en $10^{-1} \text{ mm h}^{-1}$) afin d'être cohérent avec les unités de la pluie. Par conséquent, A sera pris égal à 1, [L^{-1}], car il inclut la constante de transformation des unités de volume (sinon A serait la surface drainée par unité de longueur, [L], et Q_0 serait mesuré en [$L^3 T^{-1}$]).



11.50 et plus.
 10.00 a 11.50
 9.50 a 10.00
 9.00 a 9.50
 8.00 a 9.00
 7.24 a 8.00
 6.50 a 7.24
 5.90 a 6.50
 5.90 et moins.



GARDON D'ANDUZE

Figure IV.10: Grille brute de l'indice topographique, $\text{Ln}(a/\tan b)$ utilisée pour le calcul de λ et de la fonction de répartition complémentaire de l'indice sur le Gardon d'Anduze. (contour du bassin dessiné sur la grille. Les coordonnées sont en Lambert III.

IV.3.2 - Résultats obtenus

Le jeu de 20 épisodes ayant déjà servi dans l'étude des modèles globaux a, de nouveau, été utilisé. La procédure retenue est aussi identique : minimisation de S^2 entre les PE calculées et les PE estimées par la DPFT.

Les résultats obtenus sont résumés, dans le tableau IV.1, les épisodes reconstitués sont présentés dans l'Annexe I et les valeurs des paramètres sont dans l'Annexe IV.

	TOPOGRAPHIQUE			RESERVOIR		
	PE	Q	DQ	PE	Q	DQ
S^2	78			89		
E	.73	.85	.60	.69	.84	.51
R^2	.73	.87	.60	.69	.86	.53
a	.99	1.01	.93			
b	0.4 (10^{-1} mm h $^{-1}$)	20.2 (m^3 s $^{-1}$)	0.6 (m^3 s $^{-1}$)	1.1 (10^{-1} mm h $^{-1}$)	26.0 (m^3 s $^{-1}$)	0.7 (m^3 s $^{-1}$)
ϵ	0.3 (10^{-1} mm h $^{-1}$)	21.2 (m^3 s $^{-1}$)	0.6 (m^3 s $^{-1}$)	0.6 (10^{-1} mm h $^{-1}$)	24.3 (m^3 s $^{-1}$)	0.6 (m^3 s $^{-1}$)

Tableau IV.1 : Résultats de la calibration des modèles sur le Gardon d'Anduze. Nous avons utilisé la fonction objectif S^2 (III.4), les coefficients d'Efficiency (E) et de détermination (R^2) ainsi que les coefficients a et b de la droite (III.6) et la moyenne de l'erreur ϵ donnée par l'équation (III.2).

Ces résultats montrent une nette amélioration grâce au nouveau modèle, que nous appellerons topographique, par opposition au Réservoir (le meilleur des modèles globaux). Tous les coefficients, sans exception, traduisent de meilleures performances, plus ou moins importantes, selon que l'on travaille sur les PE, les Q ou les DQ : l'amélioration est faible sur les Q (E passe de .84 à .85) mais devient très nette sur les DQ (E passe de .51 à .60 !).

Notons que dans la comparaison des coefficients, et, en particulier, des R^2 et des

Efficiences, le fait de gagner quelques points (4 dans le cas des PE) est assez significatif car ils font intervenir les carrés des erreurs et l'écart entre leurs valeurs minimales et maximales (sur l'ensemble des modèles) est faible.

Par ailleurs, le biais systématique (mesuré par le coefficient b et les erreurs moyennes, ϵ) a été réduit de façon considérable pour atteindre le minimum de sa valeur, sur l'ensemble des résultats.

On le note aussi sur les graphiques d'ensemble où, plus précisément les graphiques des résidus de modélisation ne présentent pas de tendance et sont caractérisés par une erreur moyenne plus faible que pour les modèles globaux.

Sur le graphique des ϵ_{PE} (voir figure IV.11.A), on note est l'existence d'une ligne d'accumulation sur la valeur $PE^* = 0$, qui provient de certains pas, en début de crue, où le réservoir d'interception n'a pas permis de produire de la PE (effet aussi reconnaissable sur le graphique des PE).

Le graphique des ϵ_Q (figure IV.11.B) est par contre assez parlant. Au premier coup d'oeil, nous avons l'impression d'une dispersion plus grande. Néanmoins, nous pouvons identifier l'influence de trois sous-ensembles de points qui expliquent la majeure partie de cette dispersion des résidus.

a) Tout d'abord, la ligne d'accumulation $Q^* = 0$ s'explique comme dans le cas des ϵ_{PE} . Ce sont des points donnés par des valeurs de $S(0)$ trop fortes (l'exemple le plus clair est l'épisode 7410, dont nous parlerons ci-dessous).

b) La décrue de l'épisode 7620 (voir figure IV.12.A) est surestimée (le modèle monte relativement bien, mais ne sait pas décroître si rapidement que dans l'épisode mesuré). Compte tenu de la grandeur des débits mis en jeu, elle a un poids assez fort dans les graphiques (tant des ϵ_Q que des Q).

c) L'épisode 8450 (figure IV.12.B), et plus particulièrement la décrue de son dernier pic, est, à nouveau, mal reconstitué et se détache dans le nuage de points (rappelons que sur cet épisode tous les modèles présentent une tendance à la sous-estimation du volume).

Mis à part ces trois sous-ensembles, le modèle se caractérise par des résidus sans tendance (c'est à dire repartis aléatoirement) et par des erreurs moyennes plus petites que pour les autres modèles. Cette disparition de la tendance observée auparavant montre que nous avons

réussi à introduire relativement bien dans le modèle une sorte de sensibilité à la variabilité spatiale de la production de la PE.

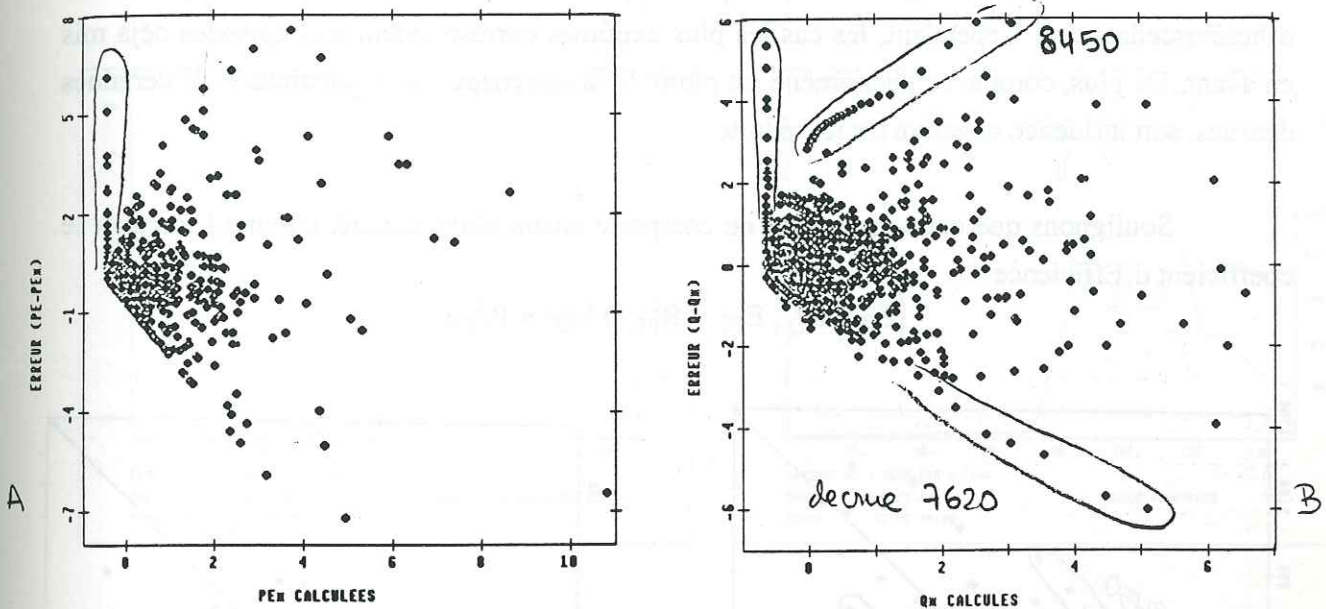


Figure IV.11 : Graphiques d'ensemble du modèle topographique.

A : comparaison des ϵ_{PE} $(PE - PE^*)/PE^*$ calculées ;

B : comparaison des ϵ_Q $(Q - Q^*)/Q^*$ calculés.

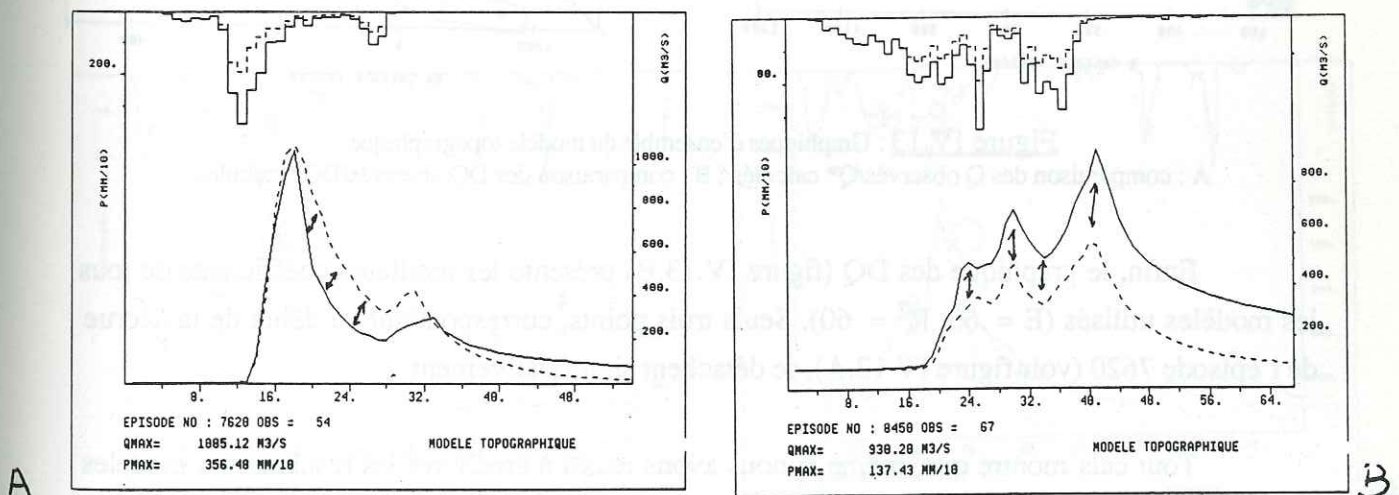


Figure IV.12 : Episodes du jeu du Gardon d'Anduze reconstitués par le modèle topographique.

A : Episode 7620 ; B : Episode 8450.

Sur le graphique des Q (voir figure IV.13.A), nous retrouvons ces trois mêmes sous-ensembles. Notons que, dans ce cas, le problème lié à l'absence de réponse du modèle au début de certaines crues est relativisé, vu l'ordre de grandeur des Q affectés.

En revanche, le nuage a un aspect plus dispersé et l'on pourrait craindre des problèmes d'hétéroscédasticité. Cependant, les cas les plus extrêmes correspondent aux épisodes déjà mis en avant. De plus, comme ce phénomène est plutôt lié à une mauvaise reconstitution de certaines décrues, son influence négative est ici réduite.

Soulignons que cette dispersion ne comporte aucun biais associé, comme l'indiquent le coefficient d'Efficienne

$$(E_Q \cong R_Q^2, E_{PE} = R_{PE}^2 \text{ et } E_{DQ} = R_{DQ}^2).$$

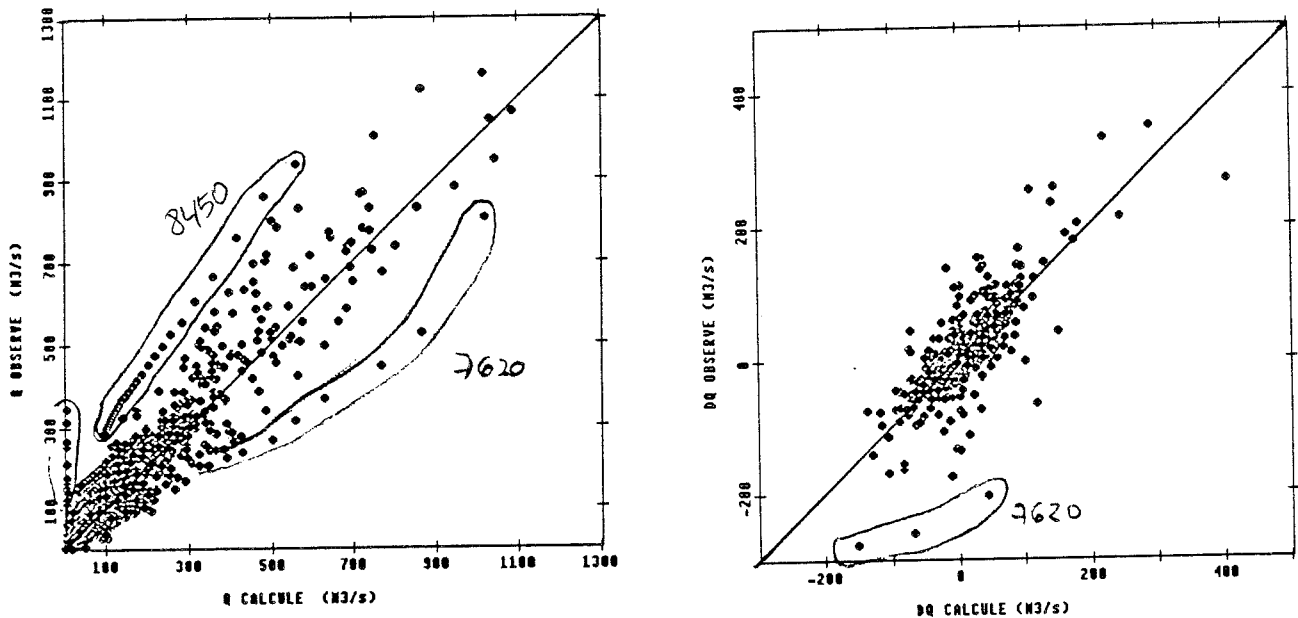


Figure IV.13 : Graphiques d'ensemble du modèle topographique.

A : comparaison des Q observés/Q* calculés ; B : comparaison des DQ observés/DQ* calculés.

Enfin, le graphique des DQ (figure IV.13.B) présente les meilleurs coefficients de tous les modèles utilisés ($E = .60$, $R^2 = .60$). Seuls trois points, correspondant au début de la décrue de l'épisode 7620 (voir figure IV.12.A), se détachent significativement.

Tout cela montre que, même si nous avons réussi à améliorer les résultats des modèles globaux, le nouveau modèle n'en a pas "bouleversé" les performances, comme le montrent certains défauts notables.

Enfin, nous obtenons des épisodes où la nouvelle modélisation est nettement meilleure.

C'est le cas, par exemple, de l'épisode 7930 (voir figure IV.14) où seul le troisième pic échappe à la modélisation (il n'est d'ailleurs pas bien reproduit par aucun des modèles). Notons que cette défaillance, ainsi que la sous-estimation de la décrue était déjà un peu présente sur la reconstitution fournie par la DPFT (voir Annexe I).

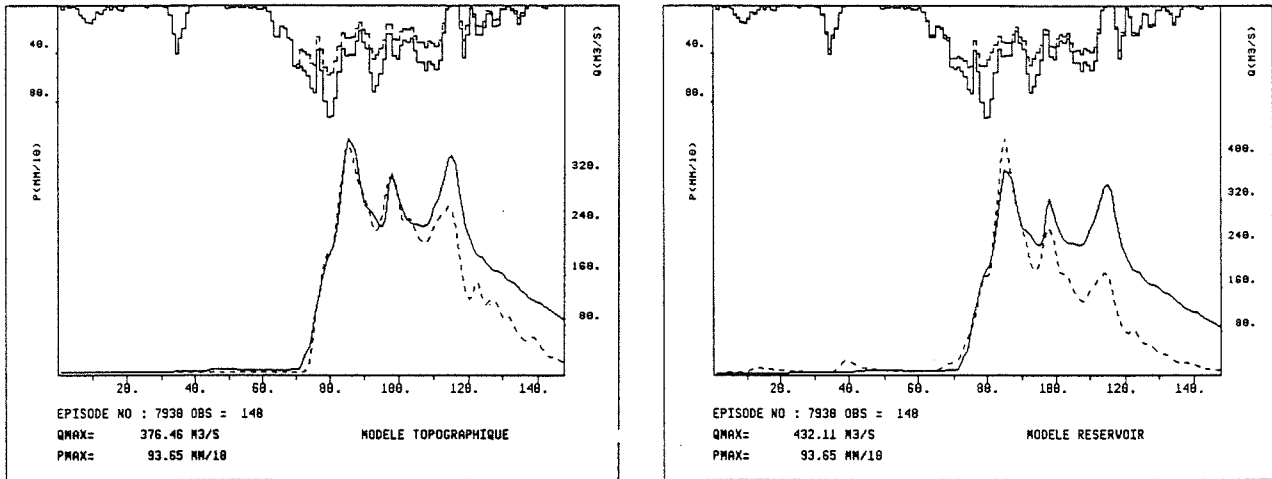


Figure IV.14: Episode 7930 du jeu du Gardon d'Anduze.

A : Reconstitution fournie par le modèle topographique ; B : Reconstitution du modèle Réservoir.

Il y a d'autres cas de nette amélioration : comme l'épisode 7520 (voir Annexe I) où la reconstitution fournie retrouve l'allure du pic observé (en pointe ascendante), que les modèles globaux avaient du mal à reproduire (pic plutôt en pointe descendante).

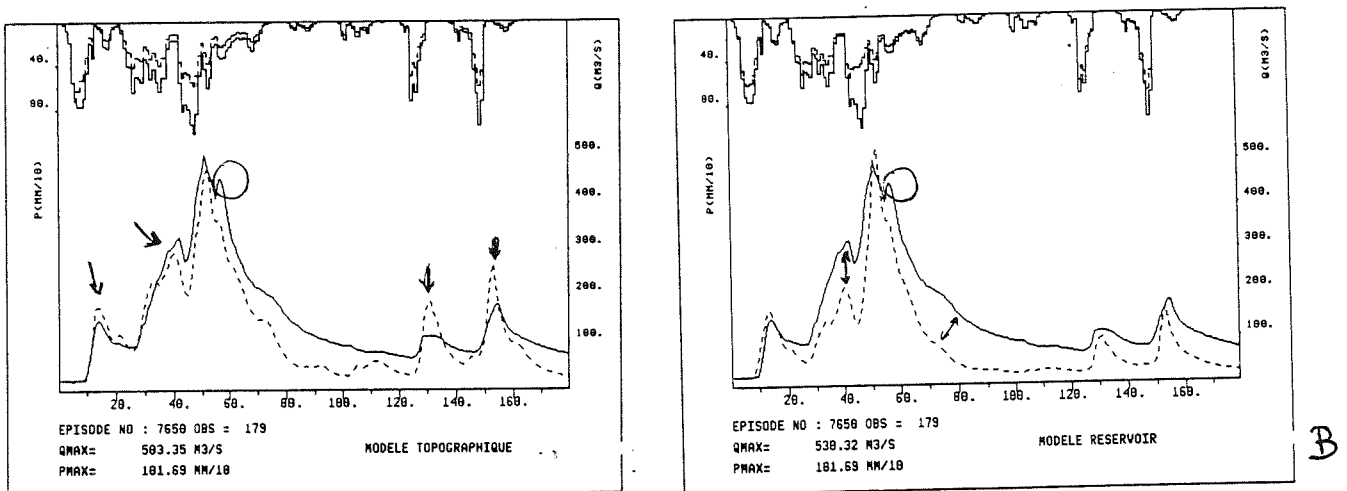


Figure IV.15: Episode 7650 du jeu du Gardon.

A : Reconstitution du modèle topographique ; B : Reconstitution du modèle Réservoir.

Un exemple assez intéressant est l'épisode 7650 (voir figure IV.15). La reconstitution de la montée est excellente. En revanche la décrue souffre de certains défauts : D'abord le petit pic, à la suite du pic sous initial n'est pas reconstitué (mais ce problème est commun à tous les modèles). Mais le plus remarquable est la réponse trop forte du modèle aux reprises de pluie, et d'une décrue trop déficitaire en volume.

Ces deux caractéristiques se retrouvent de façon plus nette sur les épisodes 7420 et 7640 (voir figure IV.16). En effet, dans ces deux cas, des paquets de pluies faisant suite à l'averse principale occasionnent des reprises trop fortes.

A notre avis, cela est dû à la modélisation du réservoir d'interception, qui ne peut pas se vider quand la pluie s'arrête en cours d'épisode. Alors, après quelques heures de $PB = 0$, s'il recommence à pleuvoir, le modèle n'élimine aucun volume et répond trop brusquement, car la dynamique du déficit du réservoir principal, D , ne suffit pas à amortir l'effet des nouvelles pluies.

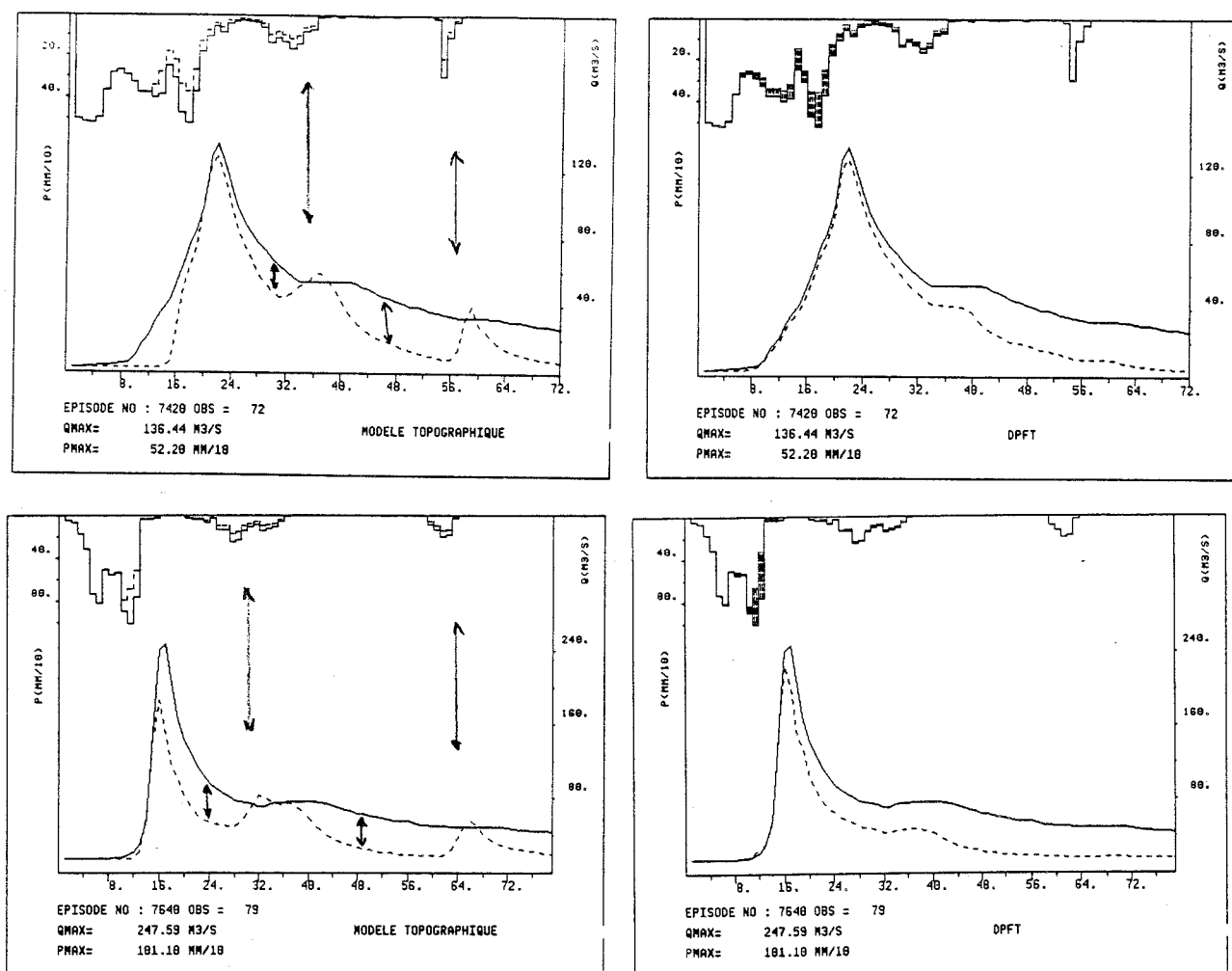


Figure IV.16 : Episodes du jeu du Gardon d'Anduze 7420 (1) et 7640 (2).

A : Reconstitution fournie par le modèle topographique ; B : Estimation fournie par la DPFT.

Remarquons que seule l'existence d'un réservoir d'interception est capable de permettre la modélisation des PB non productives (donnant des PE = 0) car, par construction, une fois rempli ce réservoir, et pour toute valeur de D, il y a toujours de la production tant de PEI que de PES.

Il faudrait donc améliorer l'utilisation de ce réservoir d'interception, notamment les aspects de vidange éventuelle et de son initialisation.

Par ailleurs, sur ces deux épisodes, on constate que la décrue, sauf existence de fortes PB (cas de l'épisode 7620, voir figure IV.12.A), perd rapidement trop de volume.

C'est en contradiction avec l'esprit de TOPMODEL, qui se propose de bien modéliser l'hydrogramme, même en temps d'intercruie. Mais nous devons rappeler que nous avons appliqué une version très simplifiée, et plus particulièrement, nous n'avons pas pris en compte la contribution de la vidange du réservoir principal dans l'hydrogramme de crue.

Cela implique que la seule PE, telle que nous l'avons modélisée, ne suffit pas pour expliquer la totalité du volume mis en jeu, surtout en décrue. En effet, cette modélisation montre que le rôle de la composante subsuperficielle ne peut pas être négligée, et que la production de ruissellement ne peut tout expliquer à elle seule.

Cependant, les Pluies Efficaces identifiées par la DPFT réussissent à bien reconstituer ces épisodes... Nous y reviendrons dans les conclusions.

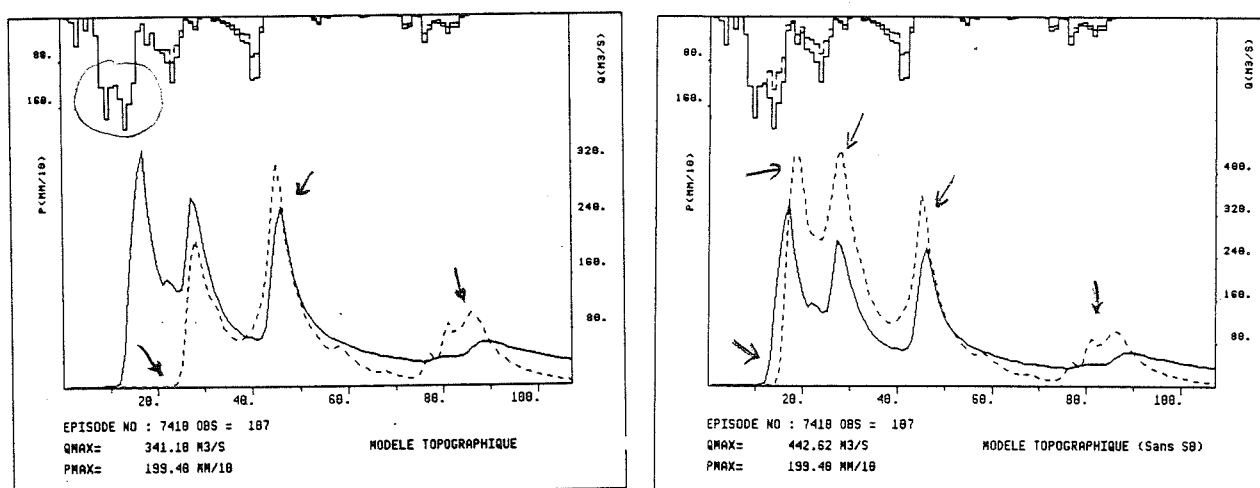


Figure IV.17: Episode du Gardon 7410 reconstitué par le modèle topographique.

A : Paramètre $S(0) = 107$ mm ; B : $S(0) = 50.7$ mm.

Un autre cas intéressant est l'épisode 7410 (voir figure IV.17). Mise à part une reprise trop brusque, le fait vraiment marquant est la non reconstitution du premier pic de crue. C'est l'effet direct d'une estimation de $S(0)$ trop grande. En effet, un simple changement de sa valeur permet de nuancer cette défaillance (voir figure IV.17.B).

Cependant, l'optimisation conduit à ces résultats car, même si on "rate" le premier pic, l'épisode est, dans son ensemble, mieux reconstitué. En particulier, notons que ce modèle, contrairement aux modèles globaux explique bien le dernier pic.

Nous pourrions alors, nous poser le problème de la légitimité de l'introduction d'un réservoir d'interception de ce type. Néanmoins, comme nous l'avons déjà dit, la modélisation de la composante PES exige un réservoir d'interception. Sinon, il serait impossible d'expliquer l'existence des PB non productives. Il faudra donc essayer d'en tirer le meilleur parti.

Au sujet de son initialisation, nous avons voulu voir ce que l'on obtiendrait si on utilisait le volume des PB non efficaces en début d'épisode comme mesure de $S(0)$. Pour cela, nous avons cumulé les PB depuis le début de l'épisode, jusqu'au premier pas de DQ significativement non nul, où en théorie $S(0)$ devrait devenir nul aussi).

Les résultats sont présentés dans le tableau IV.1 et dans l'Annexe I (modèle topographique sans $S(0)$).

Cet essai nous a montré que l'initialisation n'est pas aussi facile qu'on pourrait le croire: les valeurs optimisées ont pris en compte une partie des erreurs de modélisation (des erreurs propres au modèle mais aussi des erreurs de mesure des données). En particulier, il faudrait envisager, pour essayer d'expliquer ces valeurs optimisées, d'utiliser d'autres variables, comme le débit initial mais aussi le temps écoulé depuis les dernières précipitations... Mais, à nouveau, nous avons laissé ce problème de côté dans nos travaux.

De même, nous avons réalisé d'autres essais, malheureusement non systématiques, en éliminant le réservoir d'interception et en initialisant directement le déficit du réservoir $D(0)$. Dans tous les cas les résultats ont été relativement moins bons que ceux du modèle proposé (même s'ils étaient meilleurs que ceux des modèles globaux).

Tout cela conduit à reconnaître qu'en fait nous avons appliqué un modèle un peu trop simplifié et que d'autres modélisations un peu plus élaborées, partant des idées proposées par TOPMODEL pourraient être envisagées.

Néanmoins, le gain obtenu est déjà incontestable. De plus, le coût en est relativement faible : 1 seul paramètre supplémentaire, et un traitement préalable de l'information topographique assez simple. Mais, cela suffit pour introduire une plus grande liberté dans la modélisation, grâce à l'utilisation de la courbe de répartition de l'indice topographique. Notons qu'elle introduit une relation de la production avec le déficit du réservoir (D) fortement non linéaire (voir figure IV.7), à un coût très faible.

C'est peut-être l'un des grands succès de cette version simplifiée des idées de TOPMODEL : on traite de façon simple mais "rentable" l'information topographique.

Pour les autres paramètres, signalons tout d'abord que la valeur obtenue pour M (qui s'est révélée très stable) est en excellent accord avec la théorie : $M = 7.4$ mm est exactement la moyenne de la fourchette issue de l'analyse des décrues. Pourtant, nous n'avons rien imposé sur la plage de valeurs possibles, ni introduit d'information préalable dans le processus de calibration (on pouvait difficilement faire mieux !).

Quant à la valeur de Q_0 , (100 mm h^{-1}) elle nous permet de calculer K_0 , grâce à l'équation (IV.82) :

$$K_0 = \frac{Q_0}{AM} \exp \lambda \quad (\text{IV.83})$$

ce qui donne $K_0 = 1880 \text{ mm h}^{-1}$, c'est à dire près de 2 m h^{-1} (!). (Rappelons que $A = 1 \text{ mm h}^{-1}$, voir § IV.4.1)

Cette valeur est en accord avec les résultats usuels obtenus par TOPMODEL (Quinn, 1989) mais est néanmoins trop forte pour être acceptée comme une valeur physique plausible de la conductivité à saturation en surface ($z = 0$). En fait, ce résultat est la conséquence de l'hypothèse d'une expression exponentielle pour la vidange du réservoir, et donc pour Q_0 , (les essais que nous avons effectués en initialisant le déficit sans faire référence au débit initial nous conduisent à des valeurs de Q_0 de l'ordre de 30 mm, et donc à des K_0 de l'ordre de 50 mm h^{-1} , valeur tout à fait acceptable sur notre bassin).

Par conséquent, nous proposons de considérer que la K_0 utilisée dans cette description (et plus généralement dans TOPMODEL) n'est pas vraiment une mesure de la conductivité à saturation en surface, au sens de la physique du sol. Elle est plutôt un paramètre effectif, propre à l'échelle du bassin, capable de bien représenter son comportement, et plus particulièrement de bien décrire la vidange (la décrue en fait) du bassin versant en termes d'un nouveau concept de transmissivité effective de la zone saturée du bassin, pris dans son ensemble.

Et cela, à notre avis, n'est pas un échec, mais un succès. On a en effet réussi à formaliser un nouveau concept capable de bien rendre compte du comportement global du bassin, tout en restant interprétable au sens de la description physique des phénomènes mis en jeu.

Néanmoins, l'interprétation de cette notion de transmissivité effective du bassin ne peut plus être faite ponctuellement, car, à cette échelle, elle perd sa vigueur et son sens. Nous devons plutôt l'associer à la description hydrologique à des échelles plus vastes, où les processus locaux ont été intégrés dans un processus répondant à d'autres lois que celles des processus ponctuels.

Cela, à notre avis, n'est pas en contradiction avec les lois et les concepts de la physique du sol, mais est la conclusion logique de la nécessité, que nous avons mise en évidence auparavant, de changer de description quand nous changeons l'échelle du problème.

On peut le comparer au besoin de substituer les équations de la mécanique quantique à celles de la mécanique classique quand on change l'échelle du problème (sans pour cela remettre en cause ni les unes ni les autres, car il va de soi qu'avec les lois microscopiques nous pourrions aussi expliquer les effets macroscopiques. Mais ça serait si complexe que personne ne le fait en pratique).

Revenons à la valeur de K_0 . Elle implique qu'il est difficile de combler le déficit du réservoir, D . Par conséquent, même en cours de crue, nous restons loin du déficit nul, (le D minimal enregistré sur nos essais du Gardon est de 17 mm), même si, localement, nous pouvons obtenir des zones sources, comme la courbe de répartition de l'indice le suggère

Dans notre cas, la surface de zone source, (A_s), sur le bassin varie entre 1 et 10 % de la surface totale, exactement de l'ordre de grandeur de la variation proposée par d'autres auteurs (par exemple sur le bassin du Ringelbach, Ambroise, 1986), mais contrairement à eux, cela ne met en jeu, dans notre cas, qu'une petite partie du volume de PE produit.

Tout cela confirme notre expérience : le Gardon n'est pas un terrain facilement saturable, et la composante par excédent d'infiltration, PEI (et donc la variabilité spatiale de la pluie), joue un rôle prépondérant sur notre bassin (en général le rapport des volumes des deux composantes (PES'/PEI') ne dépasse guère 15 %, et il est plutôt inférieur à 5 % en moyenne sur la phase de crue).

La ZS se réduit donc aux abords des torrents et au réseau de drainage. C'est seulement dans le cas de crues exceptionnelles que la carte des ZS présente des extensions relativement

importantes, mais très localisées, susceptibles d'être mises en jeu. En fait, la valeur maximale de $d'A_s$ enregistrée est de 13 % de la surface totale, c'est-à-dire une valeur de l'indice topographique d'à peu près 9.5.

Mais l'importance de la composante PES, gérée par l'évolution de la ZS, n'est pas liée uniquement à la partie de volume de PE qu'elle produit. Elle permet surtout de nuancer et de caractériser la dynamique de la production des PE à certains pas de temps, ce qui permet d'améliorer la reconstitutions des épisodes.

Enfin, le paramètre μ ($= .74$) caractérise une "avidité" d'absorption du réservoir plus faible que pour le modèle global, et donc une capacité de produire de la PEI plus grande. Ceci, qui paraît en contradiction avec l'existence d'une deuxième composante de la Production, est quand même logique, car le volume initial éliminé par le réservoir d'interception ne jouera pas dans la production de la PE (contrairement au cas du réservoir global), et donc le reste du volume de la PB doit pouvoir être plus efficace.

Cependant, il faut reconnaître que l'équation utilisée pour le calcul de la lame excédant l'infiltration (PEI) peut ne pas être la plus adéquate. Nous avons juste repris l'expression utilisée par le modèle Réservoir parce qu'il a été le modèle global, le plus satisfaisant et parce que cette équation permet de reproduire l'effet d'accroissement de I avec l'accroissement de la PB, mis en relief par les modèles globaux.

D'autres modèles de PEI pourraient être envisagés afin de rechercher le plus adapté à un couplage avec la production de PES. En particulier, la notion de Temps de Submersion pourrait se substituer partiellement au rôle du réservoir d'interception....

Sur ce dernier point nous avons réalisé quelques essais, non systématiques, qui n'ont pas réussi à améliorer les résultats obtenus par le modèle présenté (concrètement nous avons utilisé le modèle global de Temps de Submersion décrit auparavant, comme module de production de PEI, mais sans obtenir des résultats dignes d'être présentés).

Néanmoins, l'amélioration des idées proposées ici afin d'établir un modèle simple de production adapté aux besoins opérationnels, notamment celles concernant le développement de relations pour l'initialisation du paramètre des conditions initiales du bassin, reste une des lignes pour continuer la recherche.

IV.5 - CONCLUSIONS

Suite à notre constatation de que la seule séquence de PB n'est pas information suffisante pour bien modéliser la relation pluie-débit, nous avons exploré l'introduction de l'information topographique d'une façon simplifiée.

Cet essai a été conçu comme un premier tour d'horizon visant à mesurer l'intérêt de ce chemin, plutôt que comme une étude systématique épuisant les possibilités de cette voie.

Ainsi nous avons voulu donner d'abord un point de repère théorique, en reprenant en détail les idées disséminées dans la littérature pouvant nous aider à une meilleure compréhension du rôle hydrologique de la topographie. De même, nous avons proposé un modèle simplifié, introduisant l'information topographique de façon globale, afin de donner un premier éclairage, limité certes, mais permettant de mieux formuler la suite.

La première conclusion est le succès relatif obtenu par l'utilisation simplifiée des idées proposées par TOPMODEL :

- 1) les résultats généraux ont été améliorés,
- 2) la tendance dans les résidus a été éliminée,
- 3) le modèle offre la possibilité d'interpréter les résultats de façon intéressante,
- 4) la modélisation est simple et on peut envisager de l'utiliser de façon opérationnelle (si le problème d'initialisation de $S(0)$ est résolu).

Néanmoins, nous avons identifié un certain nombre de déficiences dont la résolution permettrait d'améliorer encore les performances du modèle proposé (plus précisément l'éventuelle vidange et l'initialisation du réservoir d'interception).

Tout cela nous permet de suggérer que l'application complète de TOPMODEL doit être poursuivie, puisque les idées proposées se sont déjà avérées assez utiles. De même cela permettrait de tester si une application plus détaillée conduirait à améliorer de façon substantielle la modélisation, ou si une version simplifiée suffit déjà pour tirer le gros des avantages à un coût sensiblement plus faible.

Par ailleurs, l'interprétation du rapport des volumes mis en jeu par les deux composantes de la PE nous permet de conclure que les processus liés au mécanisme d'excédent d'infiltration dans la production de PE ont un plus grand poids sur le Gardon que ceux liés à la dynamique des zones sources (résultat, à notre avis, extrapolable à d'autres bassins

méditerranéens).

Cela ne remet pas en cause l'importance de l'introduction de la composante PES, pilotée par ces zones sources (qui permet de nuancer de façon non négligeable la séquence des PE). Cela montre plutôt que ce qui est le prépondérant dans ces régions est la prise en compte de la variabilité spatiale de la pluie (qui, à notre avis, joue un rôle plus important, en général, que la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques du sol, dans une description à l'échelle du bassin).

Cette constatation nous conduit à la dernière partie de ce travail : une réflexion sur la possibilité de prendre en compte, toujours de façon simple, la variabilité spatiale de la pluie.

Mais avant de franchir ce pas, reprenons deux résultats issus de notre étude :

a) Si nous acceptons que la Pluie Efficace par excès de saturation (PES) se produise dans les Zones Sources du bassin, nous sommes en train d'accepter qu'elle soit spatialement localisée.

Dans ce cas, même si notre modélisation l'a "oublié" pour parler d'une lame de PES générée "sur le bassin", utiliser ce volume pour expliquer une partie de la PE identifiée par la DPFT pourrait paraître trop prétentieux...

Les résultats sont bien sûr assez bons. Mais, si nous voulons aller au delà de la simple reproduction d'une collection de nombres, il faut reconnaître qu'il y a là un problème. Il est incohérent d'accepter qu'une partie du volume efficace soit seulement produit près des cours des rivières, pour ensuite le traiter comme une lame homogène, uniformément répartie sur le bassin.

Il faut donc reconnaître que, dans notre modélisation, une hypothèse de travail supplémentaire est faite. Bien que le mécanisme de production de la PES soit localisé dans l'espace ¹⁴, notre modélisation globale ne le prend pas en compte. De plus, elle formule une description où la réponse globale du bassin est en fait le mélange, ou l'addition d'au moins deux comportements, se mêlant en proportions variables pendant un même épisode.

En fait, cela n'est que le résultat du choix de conserver une description globale. Il faut en accepter les limitations. Par conséquent, si nous voulons aller plus loin dans cette voie, il faut plutôt remettre en cause l'ensemble de l'approche, et pas seulement les hypothèses faites pour introduire de façon simplifiée le rôle de la topographie.

¹⁴ Notons qu'une argumentation similaire pourrait être aussi menée pour le mécanisme d'excédent d'infiltration.

b) Un deuxième aspect nous paraît aussi remarquable. Nous avons accepté au vu de nos résultats que la production de ruissellement, par les deux mécanismes proposés, ne puisse pas à elle-seule expliquer la totalité des hydrogrammes, et que le rôle de la composante subsuperficielle ne puisse pas être négligée dans l'hydrogramme de crue. En revanche, les PE identifiées par la DPFT permettent de bien expliquer ces mêmes hydrogrammes.

Nous suggérons donc que, en fait, la DPFT intègre dans les PE identifiées non seulement le volume produit par les mécanismes de ruissellement, mais aussi une partie du volume produit par d'autres mécanismes qui n'ont rien à voir avec la production de PEI ou PES.

Cette affirmation a des conséquences non négligeables.

D'autre part, nous ne pouvons plus considérer les PE identifiées par la DPFT comme la réponse "superficielle" du bassin, et il faut accepter que, dans cette modélisation de la réponse rapide, une partie de la réponse subsuperficielle du bassin soit incluse (conclusion qui s'accorde avec les résultats expérimentales présentées en revue par Dunne, 1978).

Par ailleurs, ceci affecte surtout les décrues et les pics secondaires, ce qui nous permet d'expliquer l'existence de faibles PB qui deviennent complètement productives en fin d'épisode (elles ne peuvent pas être considérées comme l'indice d'une saturation totale du bassin, à cause du comportement en cas de reprise des précipitations, voir figure III.41.B et discussion dans III.9).

Il ne s'agit pas d'un volume produit par des mécanismes associés directement à l'intensité de la PB, mais plutôt une conséquence de la prise en compte partielle d'une composante subsuperficielle, qui apparaît en fin d'épisode. Cela peut expliquer les volumes de PE, que les mécanismes de production de PE superficielle sont incapables de reproduire (l'excès de saturation ne peut expliquer qu'en partie ces volumes, qui ne peuvent néanmoins pas être expliqués par le mécanisme d'excédent d'infiltration).

D'autre part, si nous devons admettre que la DPFT n'est pas capable de séparer les volumes de Pluie Efficace produits par les différentes composantes, nous sommes en fait en train d'accepter la non invariance, et donc l'inexistence, du concept de Fonction de Transfert.

En effet, la prise en compte, même partielle, des mécanismes de production subsuperficielles, et l'identification d'une FT unique qui mélange les différentes composantes sans que nous puissions les distinguer, implique que la FT identifiée dépendra de la délimitation des épisodes. En d'autres termes, un même échantillon d'épisodes permettra d'identifier des FT

différentes en fonction du critère choisi pour définir ces épisodes (en fonction donc de la dimension temporelle des épisodes).

Cela n'est pas du tout surprenant. En fait, les utilisateurs de la DPFT comme méthode de prévision de crues l'ont toujours compris : ils se cantonnent strictement aux forts pics de crue.

Nous l'avons aussi évoqué quand nous avons parlé des limitations de la méthode (voir § II.4), mais, maintenant, la conclusion n'affecte plus seulement la méthode, mais aussi à la notion d'une FT invariante.

Il va de soi que la FT identifiée ne peut plus être la même selon que l'on incorpore en proportions différentes des composantes subsuperficielles (qui ne doivent pas être assimilées à des composantes "lentes"). Plus particulièrement, les crues monopics joueront dans cette incorporation un rôle bien différent de celui joué par des crues multiples, qui provoquent un mélange des composantes en proportions différentes, même si on ne conserve que les pics.

Enfin, nous avons parlé de la délimitation des épisodes tout au long du chapitre II. Nous avons alors remarqué la mauvaise influence des épisodes trop longs sur la stabilité de la méthode. Maintenant, nous suggérons que cette instabilité ne vient peut-être pas seulement des problèmes numériques évoqués auparavant, mais aussi du fait que des épisodes de longueur sensiblement plus grande mettent en jeu un rapport différent entre les composantes et donc introduiront des instabilités dans l'identification de la description moyenne des hydrogrammes.

Mais rassurons-nous. La méthode, en tant que méthode de prévision de crues, n'est pas remise en cause. C'est plutôt notre propos de vouloir aller trop loin (à expliquer les phénomènes mis en jeu) qui trouve ici sa fin.

En d'autres termes, si l'objectif est de mieux comprendre les phénomènes, il nous faut d'autres moyens. Si, par contre, une description simple capable de nous aider à résoudre nos problèmes de gestion nous suffit, nous pouvons affirmer que nous avons bien avancé.

Et cela est tout simplement un choix à faire, une fois constatée la profondeur de notre précipice...

IV.6 - REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ambroise, B. : 1986, Rôle hydrologique des surfaces saturées en eau dans le bassin de Rigenlbach à Soultzeren (Hautes Vosges). *Colloque sur l'environnement*. Université de Strasbourg. Strasbourg. France.
- Betson, R.P.: 1964, What is watershed runoff? *J. Geophys. Res.*, **69**: 1541-1551.
- Beven, K.J., 1979 : On the generalised kinematic routing method. *Water Resour. Res.* **15** (5) : 1238-1242.
- Beven, K. : 1982 a, On subsurface stormflow: an analysis of reponse times. *Hydrol. Sci. J.*, **27**(4): 505-521.
- Beven, K. : 1982 b, On subsurface stormflow: Predictions with simple kinematic theory for saturated and unsaturated flows. *Water Resour. Res.*, **18**(6): 1627-1633.
- Beven, K.: 1983, Surface water hydrology - runoff generation and basin structure. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **21**: 721-730.
- Beven, K.: 1984, Infiltration into a class of vertically non-uniform soils. *Hydrological Sciences J.*, **29**(4): 425-434.
- Beven, K.: 1987, Towards a new paradigm in hydrology. *Water for the future: Hydrology in Perspective*, IAHS, Publ., **164**: 393-403.
- Beven, K.: 1989, Changing ideas in hydrology -The case of physically based models. *J. Hydrol.*, **105**:157-172.
- Beven, K. et Germann,P.F.: 1982, Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.*, **19**(5): 1311-1325.
- Beven, K. et Kirkby, M.J.: 1979, A physically-based variable-contributing area model of basin hidrology. *Hydrol. Sci. Bull.*, **24**: 27-53.
- Beven, K. et Wood, E.F.: 1983, Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas. *J. Hydrol.*, **65**: 139-158.
- Beven, K., Kirkby, M.J., Schoffield, N. et Tagg, A.: 1984, Testing a physically-based flood forecasting model TOPMODEL for three UK catchments. *J. Hydrol.* **69**: 119-143.
- Beven, K., Wood, E.F. et Sivapalan, M.: 1988, On hydrological heterogeneity-catchment morphology and catchment response. *J. Hydrol.*, **100**: 353-375.
- Burch, G.J., Bath, R.K., Moore, I.D. et O'Loughlin, E.M.: 1987, Comparative hydrological behaviour of forested and cleared catchements in southeastern Australia. *J. Hydrol.*, **90**: 19-42.
- Cosandey, C.: 1984, Recherches sur les bilans de l'eau dans l'ouest du massif armoricain. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université de Paris IV (France), 515 pp.
- Cosandey, C.: 1986, De l'origine de l'écoulement rapide de crues dans un petit bassin-versant forestier breton. *Z.Geomorph. N.F. Berlin -Stuttgart. Suppl- Bd*, **60**: 177-186.

- Cappus, P.: 1960, B.V. expérimental d' Alrance: Etudes des lois de l'écoulement. Application au calcul et à la prévision des débits. *La Houille Blanche*, n°A Juillet-Aôut: 493-520.
- Dunne, T.: 1978, Field studies of hillslope flow processes. In: M.J. Kirkby (Editor), *Hillslope Hydrology*. Wiley, Chichester (UK), pp. 227-293.
- Dunne, T. et Black, R.D.: 1970a, An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resour. Res.*, **6**:478-490.
- Dunne, T. et Black, R.D.: 1970b, Partial-area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resour. Res.*, **6**:1296-1311.
- Freeze, R.A. : 1980, A stochastic conceptual analysis of rainfall runoff processes on a hillslope. *Water Resour. Res.*, **16**: 391-408.
- Hewlett, J.D.: 1961, Soil moisture as a source of base flow from steep mountain watersheds. *Res. Pap. S.E.* **132**. U.S. Forest Service, Southeastern Forest Experiment Station, Asheville, N.C. (USA), 11 pp.
- Hewlett, J.D.: 1974, Comments on letters relating to "Role of subsurface flow in generating surface runoff. 2. Upstream source area" by R. Allen Freeze, *Water Resour. Res.*, **21**: 1841-1850.
- Hewlett, J.D. et Hibbert, A.R. : 1967, Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: W.E. Sopper and H.W. Lull (Editors), *Forest Hydrology*. Pergamon , Oxford (UK), pp. 275-290.
- Hornberger, G.M., Beven, K., Cosby, B.J. et Sappington, D.E.: 1985, Shenandoah Watershed Study: Calibration of a topography-base, variable contributing area hydrological model to a small forested catchment. *Water Resour. Res.*, **21**: 1841-1850.
- Horton, R.E.: 1933, The role of infiltration in the hydrologic cycle. *EOS Trans.*, AGU, **14**: 446-460.
- Kirkby, M.J. : 1988, Hillslope runoff processes and models, *J. Hydrol.*, **100**: 315-339.
- Kölla, E.: 1987, Estimating flood peaks from small rural catchments in Switzerland. *J. Hydrol.* **95** : 203-225
- Loague, K.M. et Freeze, R.A.: 1985, A comparaison of rainfall-runoff modelling techniques on small upland cathments. *Water Resour. Res.*, **21**: 229-248.
- Morel-Seytoux, H.J. : 1988a, Recipe for simple but physically based modeling of the infiltration and local runoff processes. In H.J. Morel-Seytoux et al. (Eds.), *Proc. 8th Annual Hydrological Days*, Hydrology days publications, Fort Collins, Co. (USA), pp. 226-247.
- Moore, I.D., Mackay, S.M., Wallbrink, G.J., Burch, G.J. et O'Loughlin, E.M.: 1986, Hydrologic characteristics and modelling of a small forested catchment in southeastern New South Wales. Prelogging condition. *J. Hydrol.*, **83**: 307-335.
- Musgrave, G.W. et Holtan, H.N.: 1964, Infiltration. In: Ven Te Chow (Editors), *Handbook of Applied Hydrology*. McGraw-Hill, New York, N.Y.

- O'Loughlin, E.M.: 1981, Saturation regions in catchments and their relations to soil and topographic properties. *J.Hydrol*, **53**: 229-246.
- O'Loughlin, E.M.: 1986, Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resour. Res.*, **22**: 794-804.
- Quinn, P.: 1989, Quelques idées pratiques pour l'application de TOPMODEL. *Communication personnelle*. Grenoble (France), Septembre 1989.
- Quinn, P., Beven, K.; Morris, D. et Moore, R.: 1989, The use of digital terrain data in modelling the response of hillslopes and headwaters. Communication submitted to the *British Hydrological Society Symposium*.
- Rubin, J. et Steinhardt, R.: 1963, Soil water relations during infiltration, 1. Theory. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **27**: 246-251.
- Satterlund, D.R.: 1987, Comments on "Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis" by E.M. O'Loughlin. *Water Resour. Res.*, **23**(8): 1708-1709.
- Sivapalan, M., Beven, K.J. et Wood, E.F.: 1987. On hydrological similarity: II. A scaled model of storm runoff production. *Water Resour. Res.*, **23**: 2266-2278.
- Tennessee Valley Authority,: 1964, Bradshaw Creek-Elk River: A pilot study in area-stream factor correlation. *Res. Pap.*, **4**, Office of Tributary Area Develop, Knoxville, Tenn. (USA), 64 pp.
- United States Forest Service,: 1961, Watershed management: Some ideas about runoff base flow. 1961 *Annual Report*, Southeastern Forest Service Experiment Station, Asheville, N.C. (USA), pp. 61-64.
- Whipkey, R.Z.: 1965, Subsurface stormflow from forested slopes. *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.*, **10** (2): 74- 85.
- Wood E. F., Sivapalan, M., Beven K. et Band, L. : 1988, Effects of spatial variability and scale with hydrologic modeling. *J. Hydrol*, **102** : 29-47.

V - INTRODUCTION DE LA VARIABILITE SPATIALE DE LA PLUIE

*“Non qui parum cupit
sed qui plus habet
saturatet est”.*

(d'après une phrase de Sénèque)

V.1 - POSITION DU PROBLEME

Nous avons conclu, à l'issue de nos essais sur les modèles globaux (voir section III.9), que la séquence temporelle de la PB moyenne sur le bassin était incapable, à elle seule, d'expliquer toute la complexité des processus de production de Pluie Efficace (PE). Plus concrètement nous avons montré que l'aspect le plus important qui n'a pas été pris en compte dans nos modélisations était la variabilité spatiale des processus, et tout particulièrement la variabilité spatiale de la pluie.

Notre objectif est donc d'introduire dans nos modèles de production une nouvelle information, complémentaire de celle fournie par la lame moyenne de la PB, prenant en compte, si possible, une mesure de la variabilité spatiale de la pluie.

Mais qu'est-ce que cela signifie ?

Jusqu'à maintenant, un pas de temps t a été caractérisé dans notre modélisation par une mesure moyenne de la pluie excitant le bassin, la $PB(t)$, et par un état hydrologique moyen du bassin (donné par le déficit $D(t)$ dans le cas du Réservoir). Ces deux variables ont été supposées pouvoir caractériser les phénomènes à l'échelle du bassin. Néanmoins, il est certain qu'en fait ni le champ de pluie, ni le bassin ne peuvent être réduits à une seule variable moyenne sur la surface considérée (voir figure V.1)

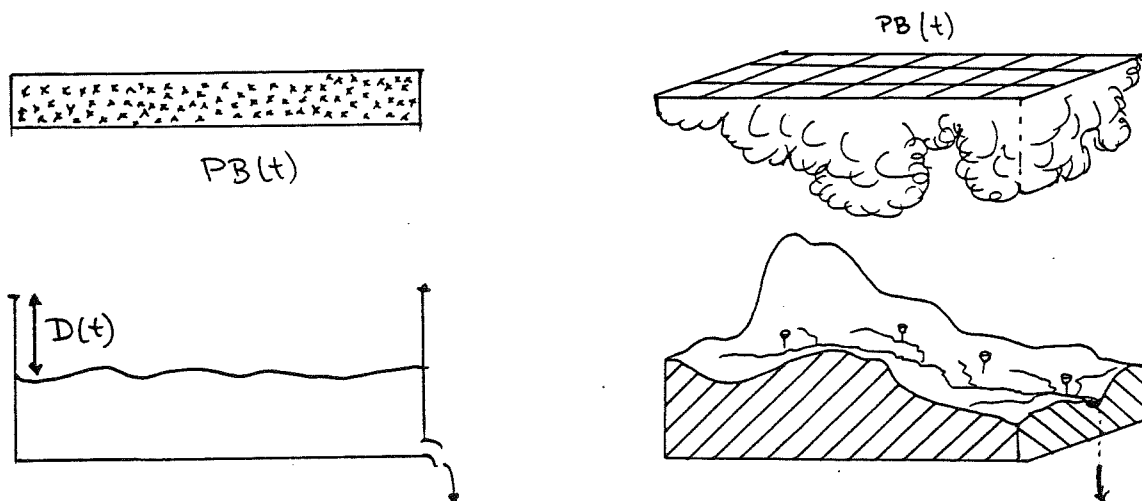


Figure V.1 :

A: Vision schématique proposée par les modèles globaux. La pluie est perçue comme une lame homogène, $PB(t)$, et le bassin est décrit par une mesure de l'état hydrologique moyen, $D(t)$.

B: En fait, tant le bassin que la pluie sont spatialement variables, et la description globale n'en est qu'une grande simplification.

Dans le chapitre IV nous nous sommes donné un moyen pour inclure dans la modélisation globale une mesure de la configuration spatiale de la topographie du bassin. Cette information, prise en compte à l'aide de la fonction de répartition de l'indice topographique sur le bassin (la pluie étant toujours considérée comme homogène), a permis d'améliorer notre description mais sans renoncer à la vision globale du problème, requise par nos objectifs opérationnels.

Nous allons maintenant reformuler le problème de façon à considérer une mesure de la variabilité spatiale de la pluie, pouvant aider à améliorer notre perception des phénomènes, mais en restant encore compatible avec une modélisation globale du bassin.

A titre d'exemple la figure V.2 montre deux champs de pluie horaire de deux épisodes du jeu du Gardon. Tous les deux sont caractérisés par une même valeur de la pluie moyenne PB ($PB(t_1) = PB(t_2) = 19 \text{ mm h}^{-1}$). Cependant leurs distributions spatiales sont très différentes.

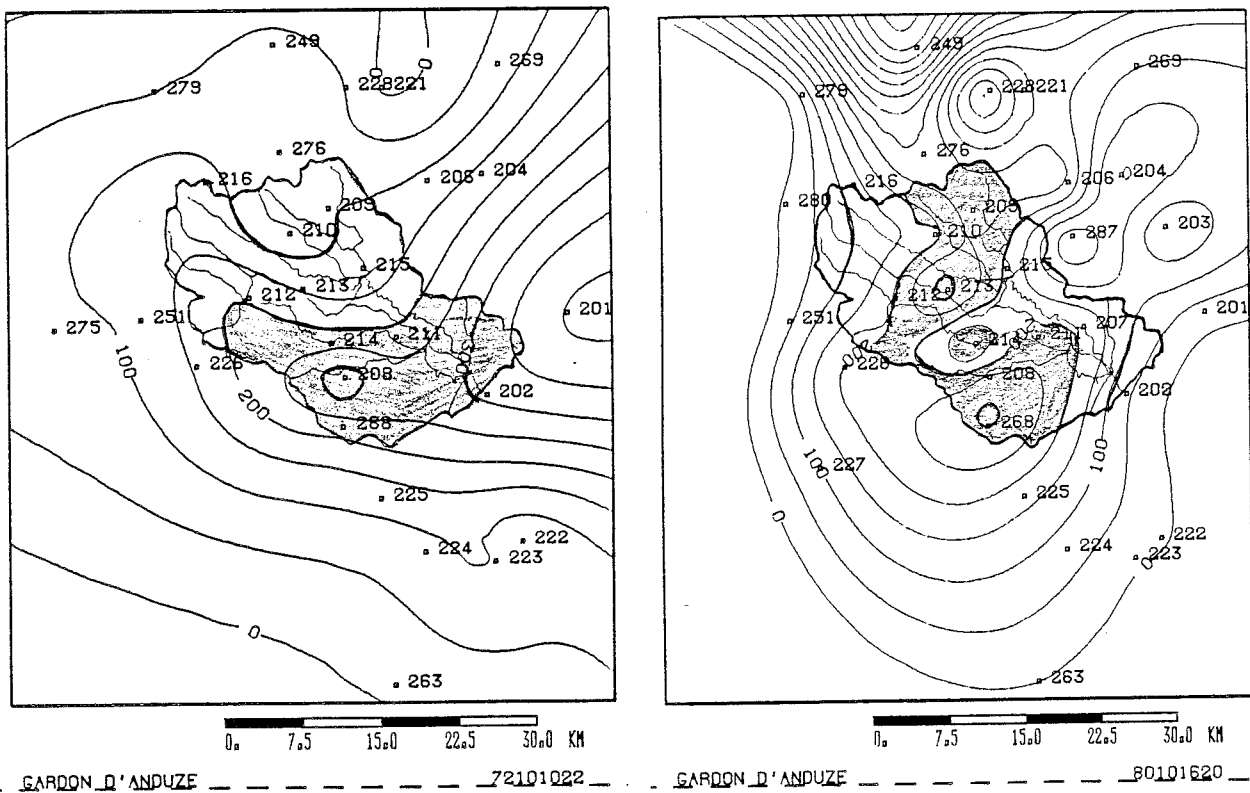


Figure V.2: Images des champs de pluie enregistrés sur le Gardon d'Anduze.

A : $t_1 = 10/10/1972$ à 22 h, épisode 7210, $Pb(t_1) = 19.0 \text{ mm h}^{-1}$;

B : $t_2 = 16/10/1980$ à 20 h, épisode 8040, $Pb(t_2) = 19.2 \text{ mm h}^{-1}$.

Or, il va de soi que cela doit influencer de façon non négligeable l'efficacité de la lame de

pluie tombée sur le bassin (PB(t)). Nous nous proposons, dans cette partie de notre travail d'en mesurer les effets

Mais, avant de nous y plonger, il est important de rapeller comment la PB(t) a été calculée.

V.2 - LE CALCUL DE LA PB(t)

En partant des données de pluie (36 stations pluviographiques couvrant la région du bassin versant du Gardon d'Anduze), nous avons calculé le champ de pluie $P(r, t)$ à chaque temps t et aux points, r , du domaine D contenant le bassin (r , est le vecteur position, de coordonnées (x, y)).

Nous avons en fait interpolé les 36 valeurs mesurés aux pluviographes ($P^*(r_j, t)$, avec r_j la position des pluviographes, et $j = 1, \dots, 36$), pour obtenir $P(r, t)$ et pouvoir ensuite calculer la moyenne spatiale, PB(t), sur le domaine D considéré comme :

$$PB(t) = \frac{1}{D} \int_D P(r, t) dr \quad (V.1)$$

Pour obtenir $P(r, t)$ nous avons utilisé la méthode spline de type "plaque mince" (Duchon, 1976). Elle consiste à calculer la surface interpolée ($P(r, t)$) comme la fonction qui représenterait la forme prise par une plaque mince astreinte à passer par les N points de mesure expérimentaux (dans notre cas $N = 36$).

Cette surface est calculée comme la fonction P minimisant l'intégrale.

$$I(P) = \iint_{R^2} \left[\left(\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} \right)^2 + \left(\frac{\partial^2 P}{\partial y^2} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial^2 P}{\partial x \partial y} \right)^2 \right] dx dy \quad (V.2)$$

qui est, en première approximation, l'énergie de flexion d'une plaque mince, dont la forme est donnée par la fonction $P(r, t)$, passant par les N points expérimentaux $P(r_j, t) = P^*(r_j, t)$ (Dubrule, 1981, pp 89-92).

Cette méthode, décrite en détail par Lehucher (1986), est en fait un cas particulier de Krigeage (Obled, 1986), où on impose la fonction de covariance (Dubrule, 1981).

Dans notre cas (l'interpolation du champ de pluie sur un réseau dense de pluviographes) cette méthode suffit largement pour estimer de façon convenable le champ de pluie, $P(r, t)$, et tout particulièrement sa valeur moyenne sur le bassin au pas t , $PB(t)$, (Creutin, 1979 ; Lebel, 1984 ; Lehucher, 1986).

Concrètement, nous obtenons pour chaque pas de temps t la valeur du champ de pluie à chaque point, i , du domaine considéré, $P(i, t)$ (en fait sur chaque maille, i , de la grille considérée).

Alors $PB(t)$ est la moyenne des M mailles considérées comme appartenant au bassin:

$$PB(t) = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M P(i, t) \quad (V.3)$$

équation qui est l'expression discrétisée de (V.1).

Nous disposons donc de la cartographie du champ de pluie soit sous forme d'isolignes, soit sous forme de "pavés" de pluie sur les mailles représentant le bassin versant. Pour ces mailles une taille de 2 km x 2 km a été choisie, compte tenu de la précision de la mesure de pluie (Lebel, 1984 ; Obled, 1988, 1989).

Notons enfin que seul le cas du Gardon d'Anduze a été étudié, car nous n'avons pas disposé d'un jeu de données de pluie suffisant pour une étude parallèle sur le Réal Collobrier.

V.3 - IDEES POUR LA PRISE EN COMPTE DE LA VARIABILITE SPATIALE DE LA PLUIE

L'influence de la variabilité spatiale du champ de pluie sur les modèles pluie-débit a été reconnue depuis longtemps:

"Personne ne discutera que la distribution spatiale de la pluie ait un effet direct sur le volume des crues... Même dans le cas où le volume total de la précipitation est bien estimé par le réseau de mesure, et même si la structure temporelle de l'averse est bien enregistrée, l'application de modèles pluie-débit n'incluant pas une description appropriée de la structure spatiale de la pluie conduira à des erreurs inacceptables" (Wilson et al. 1979, pp 327-328).

Néanmoins, comme Corradini et Singh (1985, p. 28) le reconnaissent :

"L'information quantitative de l'importance de la variabilité spatiale de la pluie efficace sur les modèles pluie-débit est une lacune dans la littérature hydrologique".

Toutefois, certaines études ont montré l'importance cruciale de la prise en compte de la structure spatiale de la pluie afin d'améliorer la capacité des modèles pluie-débit (c'est le cas du travail de Schilling et Fuchs, 1986, commenté au § III.9).

D'ailleurs, certains auteurs ont proposé des expressions théoriques pour la variabilité spatiale des noyaux de pluie. C'est le cas de Freeze (1980), qui utilise un modèle théorique de déplacement de l'averse sur un versant idéal pour simuler la génération des débits.

De leur côté, Milly et Eagleson (1988) utilisent un modèle de production de Pluie Efficace à deux composantes. D'une part, le mécanisme d'excédent d'infiltration est pris en compte à l'aide d'une équation dérivée de celle de Philip (1957), mais en incluant une expression pour le temps de submersion. D'autre part, la production par excès de saturation est prise en compte grâce à un pourcentage de surface considérée comme Zone Source, constant dans le temps pour un épisode donné (!).

Cette description de la production est couplée avec une structure spatiale théorique de l'averse relativement simple (l'intensité de la pluie diminue avec l'inverse de la distance au centre du noyau pluvieux à la puissance 4) afin d'analyser les implications de la variabilité spatiale de la pluie sur la production du ruissellement.

Néanmoins, leur description théorique, assez complexe, est utilisée sous l'hypothèse que l'intensité de la pluie est temporellement constante (!).

"Nous sommes principalement intéressés par la variabilité spatiale de la pluie, et par conséquent nous croyons justifiée l'adoption d'une intensité de pluie constante dans le temps" (Milly et Eagleson, 1988, pp. 621).

Ceci, qui dans notre cas est tout à fait inadmissible, est en fait la reconnaissance de la difficulté inhérente à ce type d'études:

D'une part parce que la "simple" estimation du champ spatio-temporel de la pluie n'est pas un problème facile, car sa structure fine, mise en relief par les études réalisées à l'aide des radars météorologiques et de pluviographes de très haute précision, comporte des phénomènes difficiles à quantifier comme les intermittences (Creutin et Barancourt, 1988) ou le chaos (Rodriguez-Iturbe et al., 1989).

D'autre part, parce que nous ne disposons pas actuellement du corps théorique capable de relier les caractéristiques mesurables de la structure du champ de pluie avec la production du

ruissellement à l'échelle du bassin.

Et tout cela sans compter avec la difficulté supplémentaire de pouvoir disposer en même temps de toutes les données nécessaires sur un même bassin afin de pouvoir mener à bien ce type d'études. A titre d'exemple, notons que les campagnes expérimentales de mesures radar de l'expérience Cevennes 1986-89, menée par notre Groupe, ont eu le succès de pouvoir collecter 6 épisodes pluvieux dont deux seulement complets, ce qui est insuffisant pour pouvoir recalibrer un modèle pluie-débit...

Dans ce cadre nous avons quand même voulu essayer de tirer des informations supplémentaires des mesures de pluie disponibles afin d'améliorer notre modélisation globale de la relation pluie-débit.

Ceci peut paraître paradoxale, mais est fondé sur l'hypothèse que la façon dont la lame de pluie est répartie spatialement sur le bassin, a une influence sur la transformation pluie-débit d'ordre supérieur à celle de la variabilité de la fonction de production, ou à celle du routage (ou transfert) de la Pluie Efficace à l'exutoire, comme Schilling et Fuchs le suggèrent (1986, pp. 121).

Pour le vérifier deux voies ont été explorées:

- D'une part, nous avons testé si la prise en compte du "passé pluvieux" différent des points du bassin pouvait influencer à elle-seule sur la production de la Pluie Efficace. L'idée proposée consiste donc à utiliser une même structure de modèle de production sur chacune des mailles du bassin discrétisé, mais de considérer une entrée pluie différente pour chaque maille. Ainsi, la variabilité spatiale de la pluie interviendra puisque à chaque pavé du bassin lui correspondra une chronologie de PB différente selon sa position dans le bassin.

Ce schéma a été utilisé pour reconstituer les débits à l'aide de la Pluie Efficace calculée, (obtenue par addition des Pluies Efficaces fournies par toutes les mailles du bassin), et de la Fonction de Transfert identifiée par la DPFT. De cette façon la Pluie Efficace est donc générée de manière distribuée, mais le transfert reste global.

- D'autre part nous avons utilisé différents indices de concentration de la pluie, mesurant globalement sur le bassin le degré de concentration de la lame de pluie tombée. En d'autres termes, ces indices mesurent le degré de représentativité de la valeur moyenne de la pluie par rapport au champ de pluie vraiment mesuré.

Ces indices nous ont permis de nuancer (voire de corriger) la lame de Pluie Efficace calculée par un modèle global, à priori "aveugle" à toute information différente de la lame moyenne de pluie, $PB(t)$.

V.4 - UN PREMIER ESSAI : LE MODELE DES RESERVOIRS MULTIPLES

Prenons la grille du bassin discrétisé, comme on l'a vu au § V.2, en mailles de 2 km x 2 km. Nous proposons maintenant que la lame de Pluie Efficace moyenne sur le bassin, $PE(t)$, soit calculée comme :

$$PE(t) = \sum_{i=1}^M PE_i(t) \quad (V.4)$$

où $PE_i(t)$ est la Pluie Efficace produite par la maille i du bassin au temps t . (M = nombre total de mailles).

Bien que le transfert soit encore considéré de façon globale sur le bassin, cela implique que, la production du volume efficace, compte tenu de la variabilité spatiale de la pluie, sera spatialisée pour être mieux décrite.

Cependant, nous nous limiterons à utiliser pour chaque "sous-bassin" (dans notre cas, pour chaque pavé de 4 km²), le même modèle de production, caractérisé par les mêmes paramètres. Nous supposerons en fait que les caractéristiques du bassin sont spatialement homogènes, et que seule la variabilité spatiale de la pluie fera la différence entre ce modèle, et le modèle global.

Comme fonction de production, nous avons de nouveau adopté celle qui nous a donné les meilleurs résultats sur le bassin pris dans son ensemble : le Réservoir (donné par la figure III.2 et les équations III.16-III.18).

Notre nouveau modèle, que nous appellerons le Réservoir-Multiple, est alors constitué de 137 réservoirs ($M = 137$ mailles) de mêmes caractéristiques (mêmes paramètres α et β) mais dont l'histoire pluvieuse différente fait changer spatialement l'état de remplissage, et donc le déficit $D_i(t)$.

Pour chaque maille, i , le déficit, $D(t)$, et la lame Pluie Brute, $PB_i(t)$, calculée à l'aide de l'interpolation spline ($PB_i(t) = P(i, t)$), permettent de calculer $PE_i(t)$ (équations III.16-III.18). La $PE(t)$, moyenne sur le bassin (V.4), permet de reconstituer, à l'aide de la FT préalablement

identifiée, les débits des épisodes.

Notons qu'en début d'épisode le déficit initial est supposé identique pour tous les réservoirs ($D_i(0) = D(0), \forall i$), et que dans la modélisation il n'y a aucune interaction entre les différents réservoirs.

Par conséquent, la série de Pluie Brute, utilisée comme entrée de chaque réservoir, est la seule différence existant entre eux. Nous pouvons donc tester l'influence de la prise en compte de la variabilité spatiale de la pluie, seule différence avec le modèle Réservoir qui utilise la lame moyenne de pluie brute sur le bassin.

V.4.1 - Résultats obtenus sur le Gardon d'Anduze

Comme dans les cas précédents, nous avons optimisé les paramètres (3 dans ce cas : α , β et $D(0)$) visant à minimiser la fonction objectif S^2 , donnée par (III.4), et définie entre les PE* calculées par le modèle, (V.4), et les PE estimées par la DPFT.

Notons que, dans ce cas, seuls 16 épisodes ont pu être utilisés car nous ne disposons pas, pour quatre épisodes, de certaines données nécessaires au calcul des champs spatiaux de pluie.

Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau V.1 (en même temps que ceux du modèle à indice de concentration, et ceux obtenus par le modèle Réservoir global) et les épisodes reconstitués sont dans l'Annexe I.

Les coefficients de qualité montrent que l'amélioration obtenue sur les Efficiences et les R^2 est faible. En revanche, les paramètres mesurant l'erreur moyenne et donc le biais, (b et ϵ) sont un peu moins bons.

Néanmoins, il faut noter que la comparaison des coefficients n'est pas tout à fait significative car ils sont calculés sur un nombre d'épisodes différent (20 épisodes pour le Réservoir, contre 16 épisodes pour les modèles prenant en compte la variabilité spatiale de la pluie). Par conséquent, une certaine amélioration des coefficients peut être due au simple fait que le nombre de points considérés est plus faible (on passe de 1300 à 1000 points).

La comparaison des épisodes reconstitués (voir Annexe I) ne fait apparaître aucune différence significative : tous les épisodes possèdent les mêmes erreurs symptomatiques et la même allure générale. Parfois des différences sur la valeurs de $D(0)$ peuvent changer un peu les

reconstitutions, mais en général il n'y a pas de différence importante. Par conséquent, il apparaît que cette façon d'introduire la variabilité spatiale de la pluie n'a aucune influence sur les résultats obtenus, que sont plutôt caractérisés par la structure du modèle de production choisi.

	INDICE DE CONCENTRATION			RESERVOIR MULTIPLE			RESERVOIR		
	PE	Q	DQ	PE	Q	DQ	PE	Q	DQ
S ²	98			108			89		
E	.73	.85	.58	.70	.84	.53	.69	.84	.51
R ²	.73	.87	.59	.70	.87	.55	.69	.86	.53
a	.98	1.00	.92	.93	.98	.85	.93	.98	.83
b	0.7 (10 ⁻¹ mm h ⁻¹)	24.3 (m ³ s ⁻¹)	0.7 (m ³ s ⁻¹)	1.3 (10 ⁻¹ mm h ⁻¹)	29.8 (m ³ s ⁻¹)	0.8 (m ³ s ⁻¹)	1.1 (10 ⁻¹ mm h ⁻¹)	26.0 (m ³ s ⁻¹)	0.7 (m ³ s ⁻¹)
ε	0.5 (10 ⁻¹ mm h ⁻¹)	24.1 (m ³ s ⁻¹)	0.7 (m ³ s ⁻¹)	0.8 (10 ⁻¹ mm h ⁻¹)	27.1 (m ³ s ⁻¹)	0.7 (m ³ s ⁻¹)	0.6 (10 ⁻¹ mm h ⁻¹)	24.3 (m ³ s ⁻¹)	0.6 (m ³ s ⁻¹)

Tableau V.1 : Coefficients de qualité des résultats obtenus sur le jeu du Gardon d'Anduze. Nous avons utilisé la fonction objectif S², et les coefficients d'Efficiency (E) et de détermination (R²), voir § III.1.4.9, a et b de la droite (III.6) et la moyenne de l'erreur (ε) donnée par (III.2).

Cette conclusion est confortée par les graphiques d'ensemble : on ne peut pas apprécier de différence significative avec ceux du Réservoir.

A titre d'exemple nous présentons les graphiques de comparaison des Q (voir figure V.3.1) et des DQ (voir figure V.3.2) tant du modèle Réservoir-Multiple que du modèle Réservoir. Il n'y a aucune différence remarquable, sauf sur les graphiques des erreurs où l'erreur moyenne est un peu plus grande dans le cas du Réservoir-Multiple, mais sans aucune tendance avec les valeurs calculées.

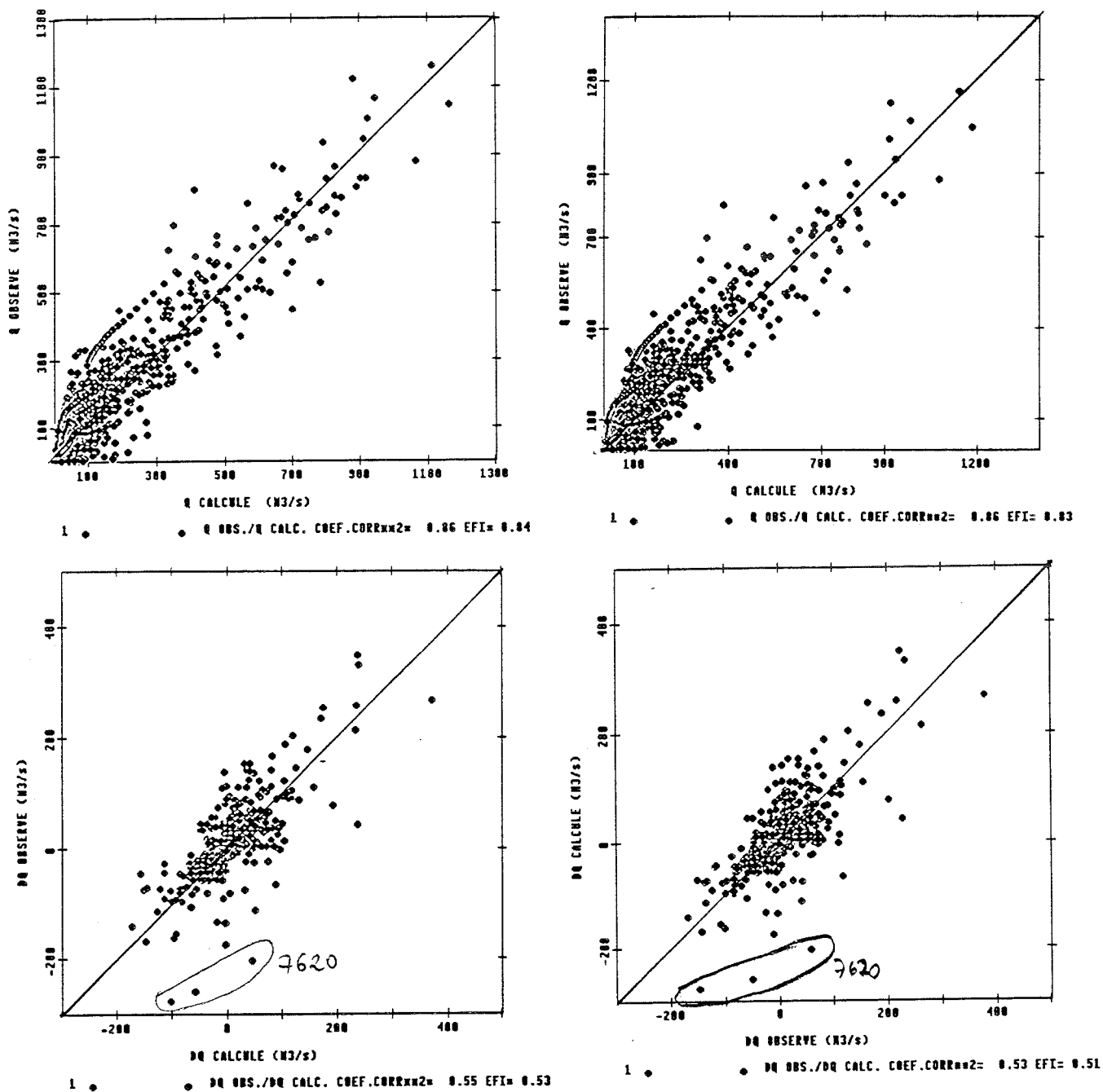


Figure V.3: Comparaison des graphiques d'ensemble du modèle Réservoir-Multiple (A) et Réservoir (B).
1) Q observés/Q* calculés ; 2) DQ observés/DQ* calculés.

En conclusion, le nouveau modèle n'offre aucun avantage significatif supplémentaire, mais il requiert un volume de calculs bien plus important (il faut prendre M réservoirs, mais aussi M variables pluie).

Cet échec pourrait nous conduire à conclure que la variabilité spatiale n'est pas aussi informative qu'on le supposait. Nous pensons plutôt que c'est la façon dont elle est prise en

compte qui doit être remise en cause.

En effet, nous avons pris 137 "sous-bassins" (mailles), mais nous ne leur permetons aucune interaction mutuelle. De plus toutes les caractéristiques des réservoirs sont identiques (y compris l'initialisation). Par ailleurs, la PE produite ne sera pas traitée différemment qu'elle apparaisse soit aux abords de l'exutoire, soit à l'amont du bassin...

La complexité n'est pas donc bien dosée : trop de réservoirs mais un schéma trop simpliste.

Il faut enfin souligner que ces résultats nous soulagent :

- D'une part, une nette amélioration aurait nécessité de considérer un routage particulier pour chaque $PE_i(t)$, et nous aurait conduit à renoncer aux avantages de l'approche globale.

- D'autre part, cela montre que la simple juxtaposition d'unités élémentaires, répétant le même schéma conceptuel, ne réussit pas à améliorer la modélisation du système (le bassin global). Et donc la résolution de notre problème global, ne se fera pas uniquement par la seule distribution spatiale des problèmes, mais elle requiert une reformulation des concepts afin d'aboutir à une description propre à l'entité considérée.

En fait, l'interaction entre les parcelles est au moins aussi importante que les processus propres à chaque parcelle, et si on ne la prend pas en compte, ni la variabilité spatiale de la pluie, ni toute autre information supplémentaire ne nous permettra d'améliorer significativement nos résultats...

A titre d'illustration proposons une image :

Prenons une feuille de papier buvard et amusons-nous à éclabousser des gouttes d'encre au dessus. Nous pouvons noter avec soin chacun des impacts, l'emplacement exact et le diamètre de la goutte jetée. Si maintenant nous prétendons décrire le dessin obtenu à l'aide des mesures précédentes, nous découvrirons qu'il s'agit de quelque chose plus qu'une simple juxtaposition de tâches. En effet, le papier aura absorbé et étendu l'encre mouchetée, et par conséquent les contours des impacts se seront estompés pour nous donner des silhouettes très difficiles à expliquer par notre méthode.

Tout simplement nous avons oublié que le milieu récepteur a des propriétés d'ensemble, et que nous ne le pouvons pas réduire à une simple juxtaposition de points, touchés ou non,

sans connexion. En revanche il sera peut être plus intéressant de décrire plus globalement la distribution du volume d'encre que la distribution spatiale précise. Ainsi nous pourrions, peut être, mieux nous faire une idée de l'apparence finale du dessin.

C'est, en gros, l'idée que nous allons essayer : définir des indices globaux de concentration de la pluie.

V.5 - UTILISATION DES INDICES GLOBAUX DE CONCENTRATION DE LA PLUIE

Notre propos est de trouver le moyen d'introduire l'effet de la variabilité spatiale de la pluie, dans un cadre aussi simple que possible, et qu'il soit compatible avec la modélisation globale du bassin versant.

Pour cela, nous modéliserons la pluie efficace à l'aide d'un modèle global utilisant une bonne mesure de la Pluie Brute moyenne (PB(t), schéma qui, comme nous l'avons vu, réussit à expliquer plus de 60 % de la variance de la PE). Nous considérerons par ailleurs que la variabilité spatiale de la pluie n'a alors qu'un effet de second ordre. En d'autres termes, la mesure du degré d'éloignement de cette description moyenne par rapport à la structure spatiale de la pluie réellement tombée doit pouvoir "nuancer" l'effectivité de la PB donnée par le modèle de Production global..

Pour cela, nous calculerons, sur l'ensemble du bassin, des indices de concentration.

Nous retrouverons ici les idées précurseuses des études avancées par Obled et Rodriguez (1988). Concrètement ils proposent les notions de pluie seuil et de surface mouillée seuil, notions que nous allons reformuler. Néanmoins, ils ne parviennent pas à conclure ni à proposer une modélisation prenant en compte les effets qu'ils mettent en relief. D'une part, parce qu'à l'époque les recherches sur ce sujet venaient de commencer. D'autre part, parce qu'ils n'ont pas réussi à différencier les mécanismes de production, de l'effet de la variabilité spatiale de la pluie.

En particulier, ils ont essayé de tirer de l'utilisation de ces indices de concentration de l'intensité de la pluie une pseudo-loi de type Hortonienne pour l'infiltrabilité, sans se rendre compte que :

"Une hypothèse fondamentale faite généralement par les méthodes conventionnelles de modélisation de l'infiltrabilité effective¹⁵ est qu'elle est indépendante de l'intensité de la pluie".

(Clark, 1980, p. 91).

En effet, comme nous l'avons vu au chapitre III, les modèles d'infiltration "traditionnels" ne relient pas la décroissance exponentielle de l'infiltrabilité effective (I) à l'intensité de la PB, bien que nous ayons montré que, dans une description globale, ces rapports existent (conclusion proposée aussi par Hawkins, 1982).

En fait :

¹⁵ En fait il utilise loss rate (taux de pertes), mais dans notre contexte nous préférons utiliser la notion d'infiltrabilité effective, largement utilisée dans le chapitre III.

“L'utilisation de modèles conventionnels d'infiltrabilité effective requiert que le volume efficace soit généré sur l'ensemble du bassin” (Clark, 1980, p. 92).

Cela s'explique car ces modèles proviennent de l'extension de concepts liés aux travaux à l'échelle de la parcelle (ou de la colonne), où cette prémisses est toujours satisfaite.

Par conséquent les essais proposés par Obled et Rodriguez (1988) ne pouvaient pas aboutir, tout simplement parce que, après avoir identifié le rôle des indices de concentration, ils avaient essayé de les utiliser dans une perspective “Hortonienne”, et donc “aveugle” à la variabilité spatiale de l'intensité de la pluie.

Néanmoins, ces indices de concentration offrent une perspective que nous considérons comme très intéressante.

Mais que représentent-ils ?

Nous avons déjà vu que grâce à nos données de pluie, nous pouvons approcher sur chaque maille du bassin discrétisé la pluie tombée, $P(i, t)$ (i représentant la maille considérée). Cela permet d'analyser le champ spatial de la pluie mesurée (P) qui est schématiquement représenté sur la figure V.4.

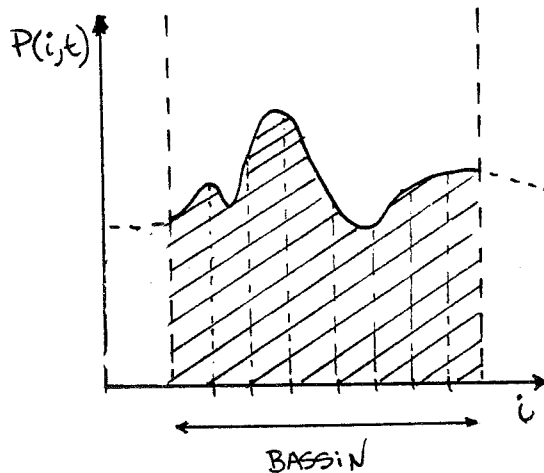


Figure V.4 : Schéma de la variabilité spatiale de la Pluie (P) sur un bassin unidimensionnel.

Si nous définissons maintenant un seuil π , nous pourrions calculer la surface du bassin mouillée par une pluie $P > \pi$, $S(\pi)$, et le volume de pluie excédant le seuil fixé, $V(\pi)$, qui est donné par

$$V(\pi) = \sum_{j \in S(\pi)} P(j, t) - \pi \quad (\text{V.5})$$

et est calculé sur les mailles du bassin qui forment la surface $S(\pi)$ (voir figure V.5).

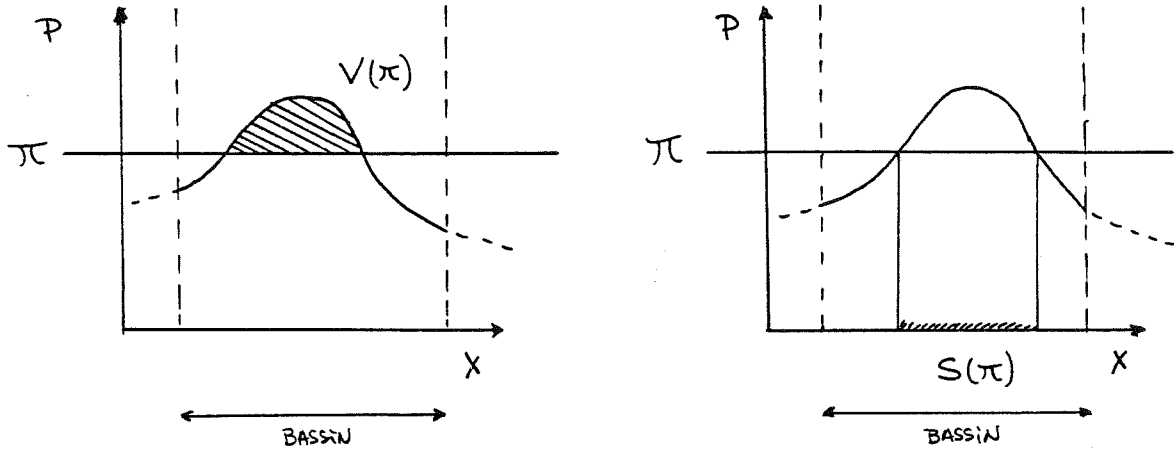


Figure V.5 : Schéma du calcul des indices de concentration de la pluie $V(\pi)$, (A), et $S(\pi)$, (B).

En fait, ces deux indices sont nos deux premiers indices globaux de concentration, car ils donnent une information globale de la concentration de la pluie sur le bassin (on perd la localisation exacte de la pluie sur le bassin).

Notre objectif étant de mesurer le degré d'éloignement d'une lame moyenne de pluie de valeur $PB(t)$ de la pluie réellement mesurée, nous considérerons désormais que le seuil à traiter est unique et de valeur égale à la lame moyenne de pluie. En d'autres termes on prend $\pi(t) = PB(t)$ (voir figure V.6).

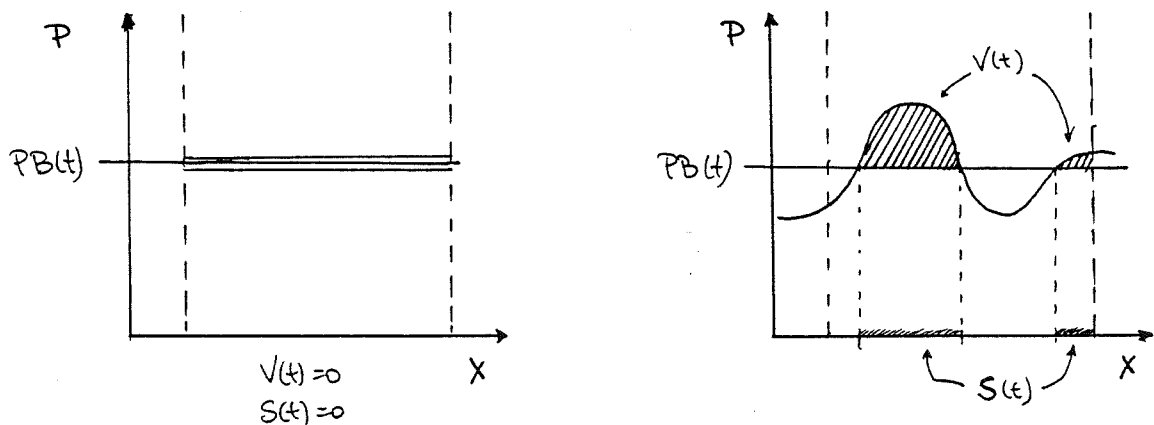


Figure V.6 : La valeur des indices de concentration fournit une mesure du manque de représentativité de la valeur moyenne $PB(t)$.

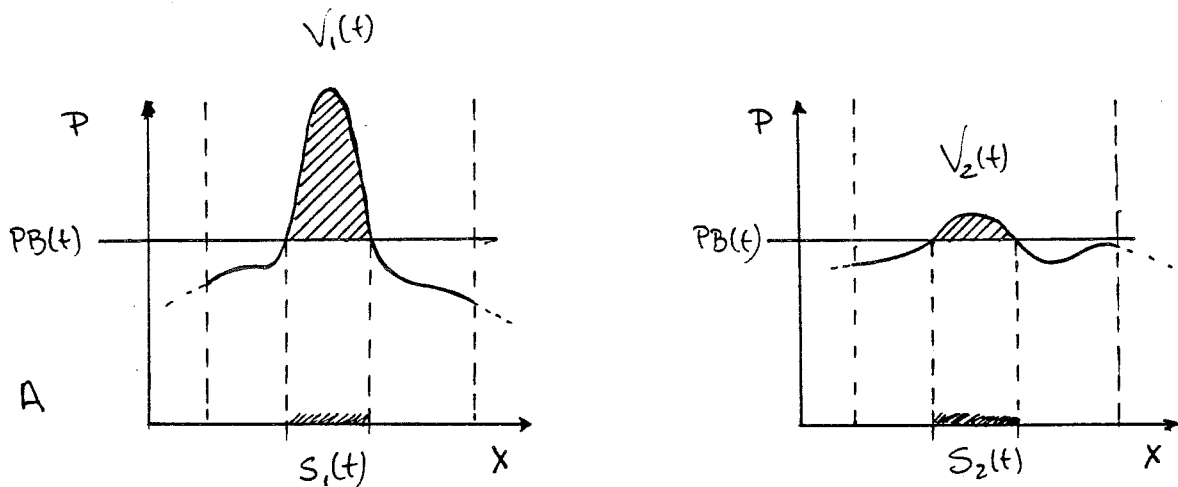
Ayant fixé le seuil, les indices perdent, par souci de simplicité, la référence explicite au

seuil utilisé pour le calcul, et par conséquent

$$\begin{aligned} V[PB(t)] &= V \\ S[PB(t)] &= S \end{aligned}$$

Néanmoins aucun de ces deux indices ne suffit pour bien mesurer (univoquement) la configuration spatiale de la pluie. En effet, un même volume V peut être produit par deux configurations spatiales fort différentes. Il en va de même pour l'indice S (voir figure V.7).

$$S_1(t) = S_2(t) ; V_1(t) \neq V_2(t)$$



$$V_1(t) = V_2(t) ; S_1(t) \neq S_2(t)$$

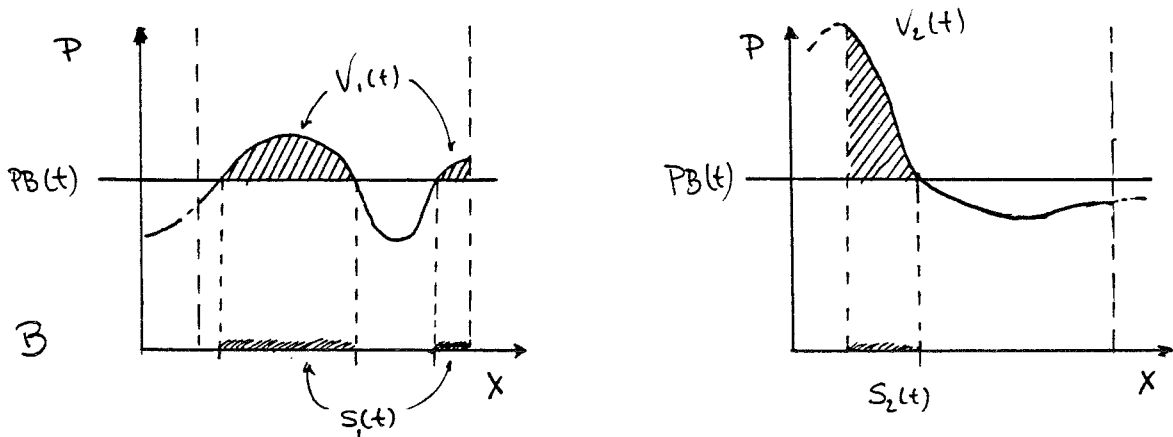


Figure V.7 : Un seul indice (V ou S) ne peut pas bien déterminer à lui seul la configuration spatiale de la pluie.

A : 2 configurations avec la même valeur de S et des différents V ;

B : 2 configurations avec le même V et S différent.

Par conséquent nous devons utiliser à la fois la mesure de V et celle de S pour définir de nouveaux indices pouvant mieux décrire la configuration spatiale de la pluie, comme par exemple:

$\frac{V}{S}$ = intensité moyenne équivalente de la pluie au dessus du seuil.

$\frac{S}{S_T}$ = Pourcentage de la surface mouillée par une pluie supérieure au seuil.
(S_T = surface totale du bassin)

$\frac{V}{S_T}$ = lame moyenne d'eau sur le bassin équivalent au volume V .

ou même d'autres un peu plus complexes comme

$$\frac{V}{S_T} \left[1 - \frac{S}{S_T} \right]$$

De même, nous pouvons utiliser d'autres termes, comme le volume de pluie totale tombée sur la surface S (V_S , voir figure V.8).

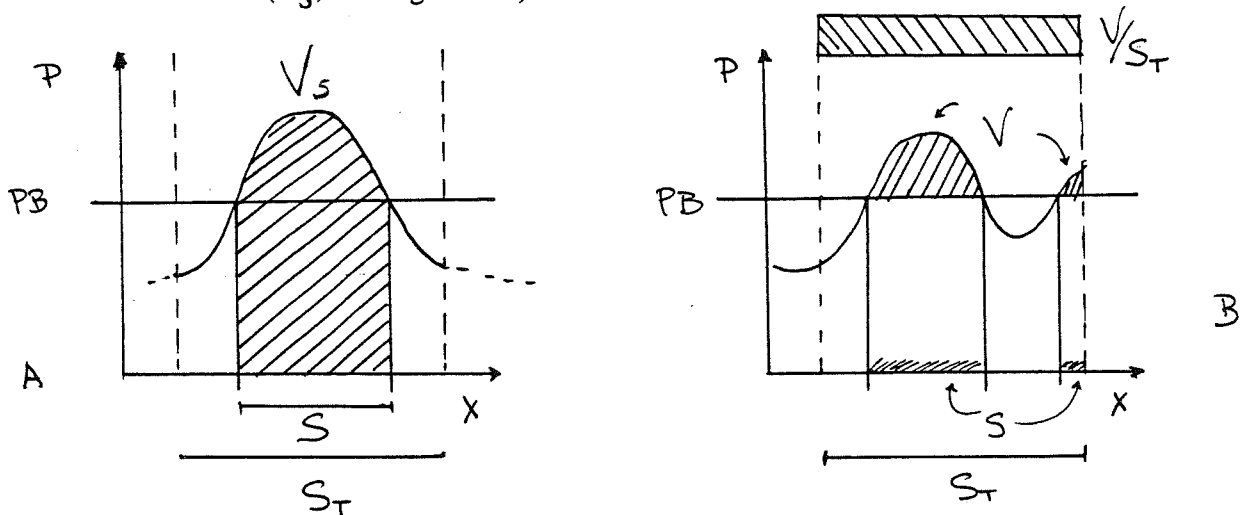


Figure V.8 : définition d'autres indices.

A : V_S ou volume de pluie total tombé sur S ;

B : V/S_T , lame d'eau sur le bassin équivalent à V .

En fait il est possible d'utiliser de multiples combinaisons. Nous en cherchons une capable de bien nous informer de la différente effectivité du volume de pluie donné par $P_B(t)$ selon qu'il traduise une configuration spatiale ou une autre.

Pour cela nous avons entrepris une recherche exploratoire, non systématique car on ne connaissait pas a priori quelle relation pouvait exister entre ces indices et l'effectivité présumée de la $P_B(t)$.

Nous avons effectué cette recherche en plusieurs étapes.

V.5.1 - Explication des résidus des modèles globaux

Tout d'abord, nous avons pensé que la structure des résidus de modélisation des modèles globaux pouvait partiellement s'expliquer par le fait que ces modèles supposent la lame de pluie homogène, alors qu'elle ne l'est pas.

Nous avons donc essayé d'établir une relation entre les résidus, $\epsilon(t)$, des trois modèles globaux utilisés au chapitre III et les Indices de Concentration de la Pluie (génériquement notés comme ICP).

De cette façon la Pluie Efficace estimée par la DPFT, $PE(t)$, ne sera plus:

$$PE(t) = PEM(t) + \epsilon(t) \quad (V.6)$$

où $PEM(t)$ représente la Pluie Efficace fournie par un modèle global générique, mais

$$PE(t) = PEM(t) + F [ICP (t)] + \xi(t) \quad (V.7)$$

où F serait une fonction, supposée linéaire par simplicité, des indices de concentration, $ICP(t)$, et $\xi(t)$ le nouveau résidu.

Cette équation implique que

$$\epsilon(t) = F [ICP(t)] + \xi(t) \quad (V.8)$$

et le problème consiste à trouver une $F [ICP(t)]$ qui prenne en compte l'essentiel de la variance de $\epsilon(t)$.

Cependant les essais menés dans cette direction se sont montrés infructueux (voir Wendling, 1989), et $\xi(t)$ a toujours conservé l'ordre de grandeur du résidu initial $\epsilon(t)$. En fait, cela montre que les modèles globaux, tout en considérant théoriquement une lame de pluie homogène, ont su incorporer dans le processus d'optimisation de leurs paramètres une partie de l'information concernant la variabilité spatiale de la pluie.

Par conséquent, même s'ils sont partiellement biaisés, car ils ne peuvent pas bien prendre en compte cette variabilité, les paramètres optimisés ont été choisis pour réduire au mieux l'effet de ce biais, et leurs résidus ne peuvent pas être interprétés facilement.

Nous avons donc abandonné cette voie, fondée sur deux optimisations successives (d'abord le modèle moyen, puis le modèle des résidus).

V.5.2 - Les indices comme coefficients additifs

En fait, pour pouvoir réutiliser l'équation (V.7) il ne nous faut pas seulement chercher à calibrer les paramètres de F, mais bien tous les paramètres, ceux du modèle global inclus. Ainsi nous sommes sûr que, dans le processus d'optimisation simultanée de tous les paramètres, la variabilité spatiale de la pluie est vraiment prise en compte par les indices de concentration proposés.

Reformulons donc notre problème.

Quand nous avons calculé la moyenne de la pluie tombée sur le bassin (PB) nous avons considéré que chaque maille avait un même poids, donné par sa surface. Cependant nous pourrions proposer que les mailles ayant été mouillées par des intensités supérieures à la moyenne auraient dû avoir un poids différent.

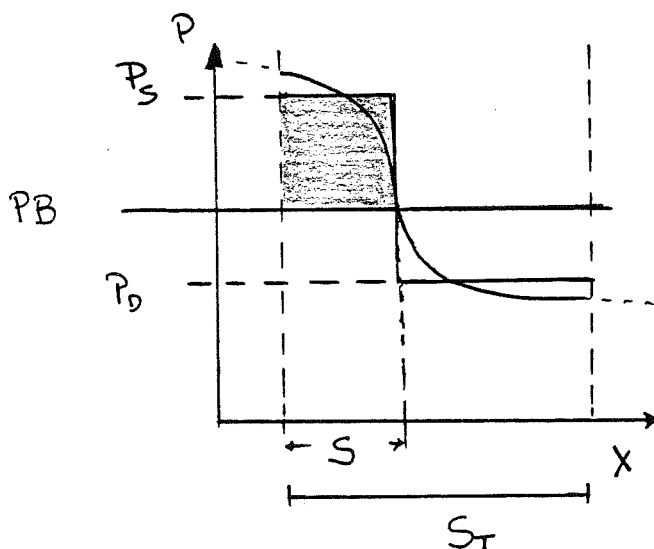


Figure V.9 : Schéma simplifié de la pluie sur le bassin. S : surface mouillée par des intensités de pluie supérieures à PB ; P_s : intensité moyenne de pluie sur S ; P_d : intensité moyenne sur la surface mouillée par des pluies inférieures à PB ; S_T : surface totale du bassin.

Alors (voir figure V.9) la nouvelle moyenne PB' peut s'écrire comme (dans le cas simplifié de deux zones)

$$PB' = P_s \left(\frac{S}{S_T} + \gamma \right) + P_d \left(1 - \frac{S}{S_T} \right) = PB + \gamma P_s \quad (V.9)$$

où P_s est l'intensité moyenne de la pluie sur la surface S et P_d l'intensité moyenne de la pluie tombant sur le reste du bassin (surface où l'intensité de pluie est inférieure à la valeur moyenne globale PB).

Cette idée implique que l'on fournisse au modèle de production une lame de pluie moyenne sur le bassin différente ($PB' \neq PB$) selon les valeurs de γ et de P_s , ce qui constitue une approche trop lourde. Néanmoins nous pouvons en faire une autre lecture, qui nous permettra de mieux intégrer cet effet dans le schéma d'optimisation des paramètres, mais d'une façon plus simple.

Au lieu d'utiliser PB' comme nouvelle lame moyenne, acceptons que le modèle global sache bien transformer le volume donné par la vraie moyenne globale sur le bassin, PB , et considérons donc que la composante γP_s soit en fait le terme F [ICP] de l'équation (V.9).

La $PE(t)$ peut alors être calculée par :

$$PE(t) = PEM(t) + \gamma P_s + \xi(t) \quad (V.10)$$

où $PEM(t)$ est la Pluie Efficace calculée par le modèle global en considérant que la $PB(t)$ est une bonne mesure de la pluie tombée sur le bassin.

Nous avons donc trouvé ce que nous cherchions. La Pluie Efficace calculée $PE^*(t)$ est maintenant la somme d'une composante donnée par l'application d'un modèle global sur la moyenne de la pluie mesurée (PB), et d'un terme correctif donné par un indice de concentration, dans ce cas l'intensité P_s (et donc l'indice V_S/S).

F se ramène dans ce cas au coefficient γ mesurant l'effectivité de l'indice considéré.

Nous avons entrepris l'exploration des performances des différents indices, et pas seulement de V_S/S , sous ce schéma général d'utilisation. Mais compte tenu du faible gain obtenu, nous avons décidé d'explorer une troisième voie qui a enfin permis d'obtenir des meilleurs résultats.

Notons néanmoins que l'indice le plus significatif, tant dans cette étape que dans la première, a été :

$$ICP = \frac{V}{S_T} \left[1 - \frac{S}{S_T} \right] \quad (V.11)$$

qui est en fait le volume V ramené à la lame moyenne sur le bassin, multiplié par un coefficient de surface, compris entre 0 et 1, qui module son importance:

-si S est petite, $S \rightarrow 0$, le volume V très concentré et $ICP \rightarrow V/S_T$

-si S est grande, $S \rightarrow S_T$, alors V très étalé sur le bassin, et le poids supplémentaire donné par $ICP \rightarrow 0$.

V.5.3 - Les indices comme coefficients multiplicatifs

Le nouveau schéma proposé consiste à substituer à l'expression additive :

$$PE^*(t) = PEM(t) + F [ICP(t)] \quad (V.12)$$

où $PE^*(t)$ est la Pluie Efficace calculée par l'ensemble de la modélisation (modèle global + indices), une expression de type multiplicatif:

$$PE^*(t) = PEM(t) * F [ICP(t)] \quad (V.13)$$

En fait, ce schéma revient à considérer que la Pluie Efficace calculée par le modèle global est une bonne mesure de la PE produite quand la pluie tombée est bien expliquée par la variable $PB(t)$ ($F [ICP(t)]$ sera alors 1), l'indice ayant un rôle correctif en cas contraire.

Notre problème consiste à déduire une expression pour $F [ICP(t)]$, qui permette d'avoir un schéma générique pour l'exploration des performances des indices proposés.

Pour cela, on suppose que la PEM estimée par le modèle global est une bonne mesure de la PE produite sur la zone du bassin où les intensités ne dépassent pas le seuil donné par $PB(t)$. Mais si on considère que sur le reste du bassin (la surface S), la Pluie Efficace calculée par le modèle a une différence effective compte tenu que la vraie pluie mesurée a été minimisée dans le calcul de PEM et qu'en fait, ce sont les fortes intensités qui ont un rôle prépondérant.

De cette façon :

$$PE^* = PEM \left[1 - \frac{S}{S_T} \right] + PEM \frac{S}{S_T} \cdot \gamma \quad (V.14)$$

(expression où toutes les variables dépendent du pas de temps t , bien que, par simplicité, nous ne l'explicitons pas).

Par exemple, nous pouvons prendre comme coefficient d'effectivité, γ , le rapport entre

l'intensité moyenne de pluie vraiment tombée sur S (P_s) et la valeur utilisée par le modèle global (PB):

$$\gamma = \frac{P_s}{PB} \quad (V.15)$$

Ainsi quand $P_s \rightarrow PB$, $\gamma \rightarrow 1$ et $PE^*(t) \rightarrow PEM(t)$, car en fait la PB sera bien représentative.

En revanche, si P_s est très différent de PB (la pluie sera alors très concentrée), le coefficient d'effectivité, γ , essayera de compenser la mauvaise estimation de l'intensité moyenne sur S.

Une simple manipulation algébrique permet de passer de (V.14) et (V.15) à

$$PE^* = PEM \left[1 + \frac{S}{S_T} \left(\frac{P_s}{PB} - 1 \right) \right] \quad (V.16)$$

Etant donné que

$$P_s = \frac{V}{S} + PB \quad (V.17)$$

nous pouvons réécrire (V.16) comme

$$PE^* = PEM \left[1 + \frac{V}{S} \frac{1}{PB} \left(\frac{S}{S_T} \right) \right] \quad (V.18)$$

Si nous généralisons maintenant cette expression à l'aide de deux paramètres, à calibrer, δ_1 et δ_2 nous obtenons

$$PE^* = PEM \left[\delta_1 + \delta_2 \frac{1}{PB} \frac{V}{S} \left(\frac{S}{S_T} \right) \right] \quad (V.19)$$

où, maintenant, à une formulation classique de l'indice ICP, s'est ajouté le terme $1/PB$, qui en fait rend l'indice adimensionnel.

Ces raisonnements généraux permettent de formuler une expression générique des indices, ICP, sous forme de schéma multiplicatif, qui peut s'écrire :

$$PE^*(t) = PEM(t) \left[\delta_1 + \delta_2 \frac{ICP(t)}{PB(t)} \right] \quad (V.20)$$

Nous avons donc exploré les performances des différents indices de concentration proposés en utilisant ce nouveau schéma. Celui qui a donné les meilleurs résultats a été sélectionné pour être utilisé dans un nouveau modèle de production, donné par l'équation (V.20).

Enfin, notons que les hypothèses faites pour déduire les différentes expressions proposées sont simplement illustratives. Le fait d'explorer l'effet de différentes sortes d'indices ICP (t) dans une expression générale très simple, élimine le poids des hypothèses théoriques utilisées pour justifier la forme de cette expression générale.

En fait, il faudra plutôt analyser la signification de l'indice retenu à la suite des essais.

V.6 - APPLICATION DU MODELE A INDICE DE CONCENTRATION DE LA PLUIE AU GARDON D'ANDUZE

L'indice de concentration qui s'est avéré le plus performant dans les essais réalisés a été

$$ICP(t) = \frac{V_S(t)}{S(t)} \left[1 - \frac{S(t)}{S_T} \right] \quad (V.21)$$

indice très similaire au meilleur retenu dans les deux autres voies explorées (voir équation (V.11)).

A l'aide de (V.21), l'équation (V.20) se réécrit sous la forme :

$$PE^*(t) = PEM(t) \left[\delta_1 + \delta_2 \frac{V_S(t)}{S(t)PB(t)} \left(1 - \frac{S(t)}{S_T} \right) \right] \quad (V.22)$$

qui est l'expression finalement utilisée par notre nouveau modèle. Pour calculer PEM(t), nous avons repris le modèle global qui nous avait fourni les meilleurs résultats : le Réservoir (schématisé par la figure III.2, et donné par les équations III.16-III.18).

Ainsi, le modèle à Indice de Concentration aura 5 paramètres à calibrer : les paramètres α et β du Réservoir (pour calculer PEM(t)), les paramètres δ_1 et δ_2 mesurant l'influence de l'indice de concentration, et le paramètre d'état initial de l'épisode D(0).

Le processus de calibration a été le même, bien sûr, que dans le cas des modèles précédents.

V.6.1 - Résultats obtenus

Comme nous avons déjà dit, nous n'avons pu appliquer ce modèle qu'au bassin du Gardon, sur un jeu de 16 épisodes.

Les coefficients de qualité obtenus sont présentés dans le Tableau V.1 et les reconstitutions des 16 épisodes sont dans l'Annexe I.

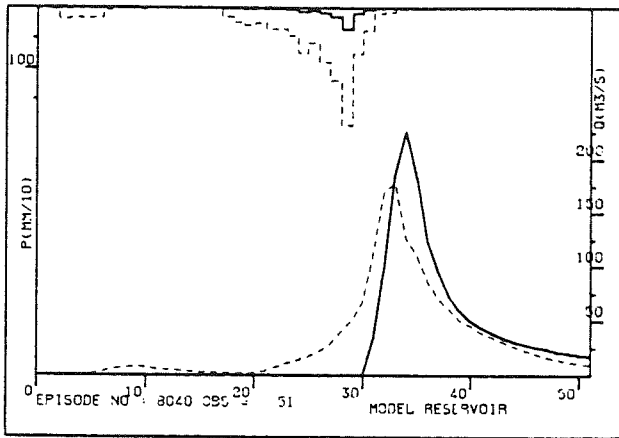
En regardant le Tableau V.1, nous pouvons réaliser que, cette fois, l'introduction de la variabilité spatiale de la pluie nous a permis d'améliorer la qualité des résultats par rapport au Réservoir, mais aussi par rapport au Réservoir-Multiple. L'amélioration, très nette sur les DQ, est aussi significative sur les PE. En revanche sur les Q les coefficients E et R^2 restent inchangés. Par contre, les coefficients mesurant le biais de l'erreur (b et ϵ) traduisent aussi une meilleure qualité des résultats.

Néanmoins, ces indices mesurant la qualité des modèles sur l'ensemble des pas de temps ne sont pas suffisants. La comparaison des reconstitutions des épisodes nous montre que l'amélioration de la dynamique, due à l'introduction des indices de concentration, devient surtout très nette quand on compare les pics des épisodes, le plus important en prévision de crues (voir figure V.10, et Annexe D).

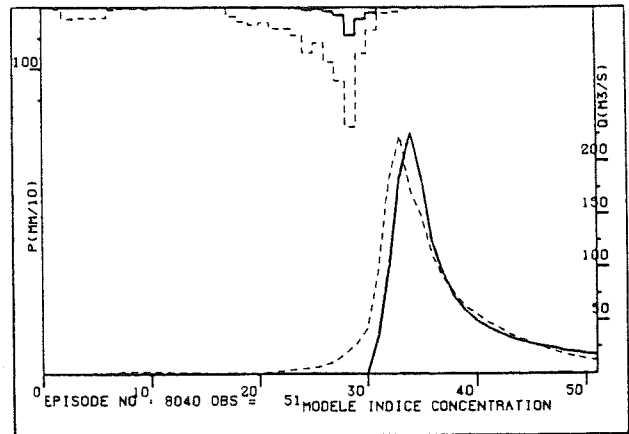
Cela nous permet d'affirmer que l'utilisation des indices globaux de concentration de la pluie nous a permis d'introduire de façon significative, bien que simplifiée, l'information sur la variabilité spatiale de la pluie. Cependant, nous devons reconnaître que la démarche suivie n'a pas été exhaustive, et nous ne pouvons donc pas affirmer que l'indice proposé soit vraiment le plus adéquat. Il est seulement le meilleur parmi ceux que nous avons utilisés.

D'ailleurs, nous pouvons nous apercevoir que, en moyenne, les reconstitutions fournies par le modèle à Indice de Concentration ressemblent beaucoup à celles du modèle Topographique. En effet, en dehors des épisodes où le déficit initial ($D(0)$ ou $S(0)$) fait la différence (cas par exemple des épisodes 7210, 7410, ou 8030), les reconstitutions ont une allure similaire, surtout si on les compare avec celles des modèles globaux.

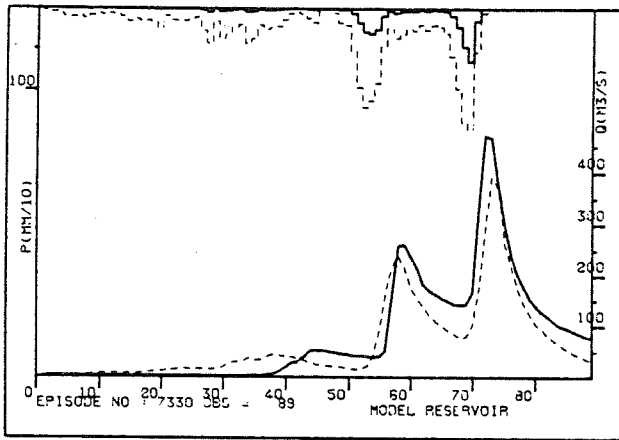
Les coefficients de qualité : E et R^2 sont aussi équivalents entre les deux modèles quand on les calcule sur PE et sur Q. Cependant, le modèle Topographique obtient une meilleure qualité relative quand on les calcule en termes de DQ. Néanmoins, les coefficients ne sont pas tout à fait comparables à cause du nombre différent d'épisodes (et de points) utilisés.



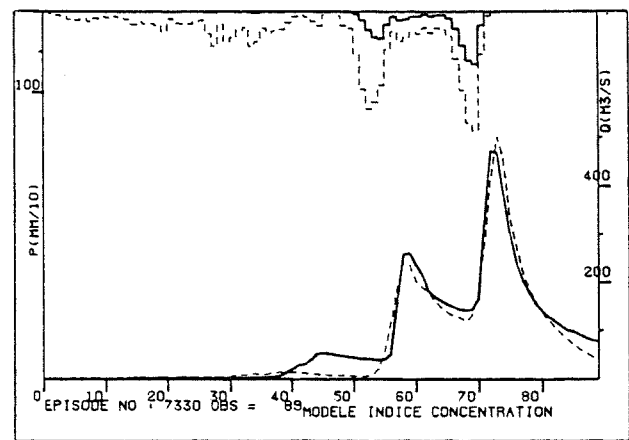
A₁



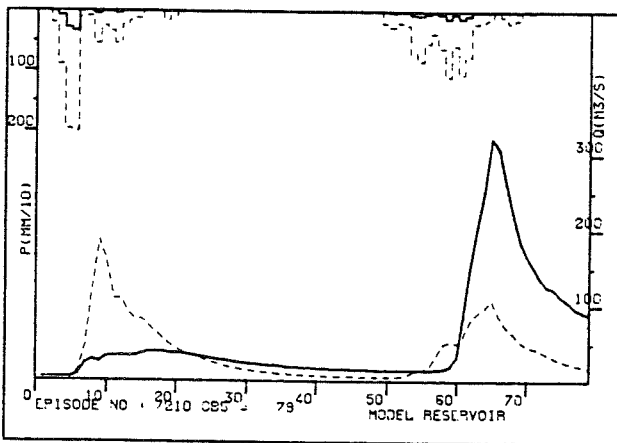
B₁



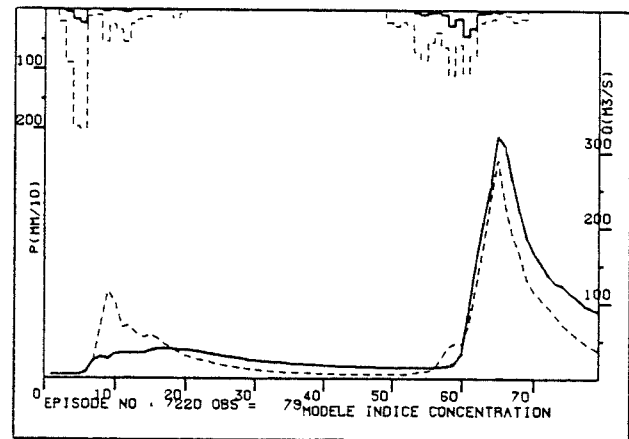
A₂



B₂



A₃



B₃

Figure V.10 : Reconstitution des épisodes du Gardon 8040 (1), 7330 (2).et 7210 (3)

A : Modèle Réservoir ;

B :Modèle Indice de Concentration.

Quant aux graphiques d'ensemble, les deux modèles se montrent à nouveau sensiblement équivalents. La seule différence est la disparition de la ligne d'accumulation $Q^* = 0$ (ou $PE^* = 0$) et le graphique de Q paraît moins dispersé (voir figure V.11.A). Mais, en fait, cela ne se traduit pas sur les coefficients de qualité et peut être dû à la réduction du nombre de points considérés.

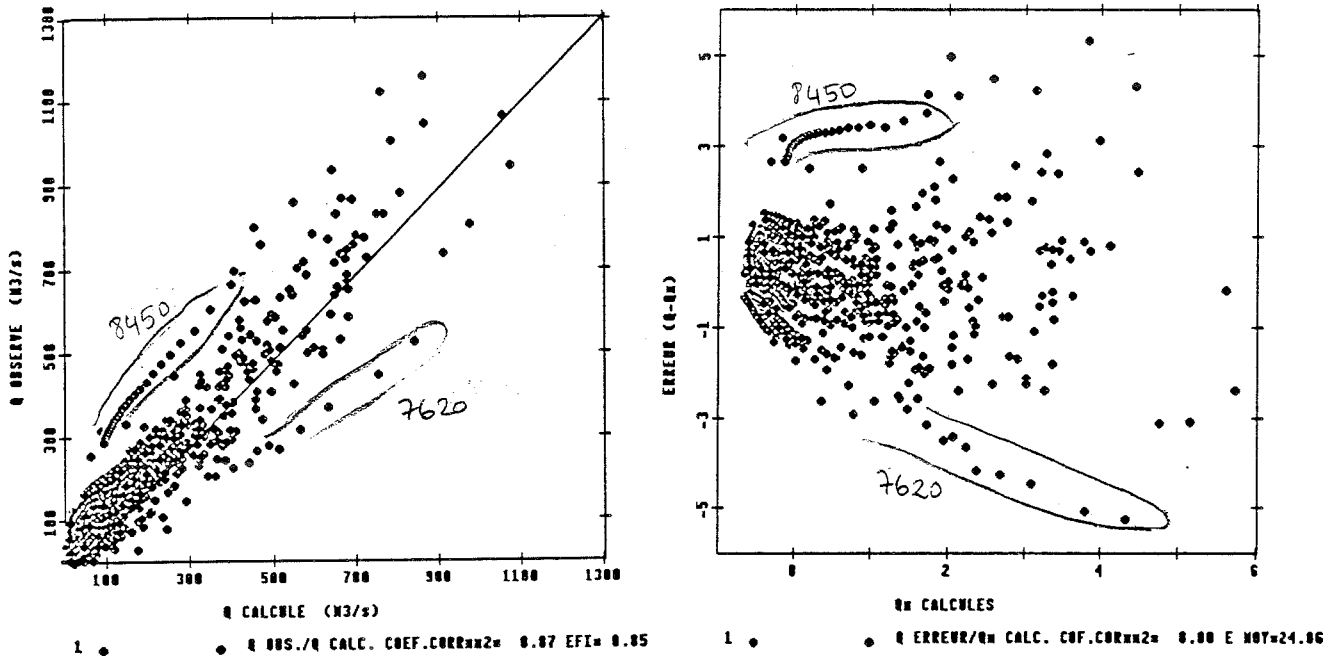


Figure V.11 : Comparaison des graphiques d'ensemble du modèle Indice de Concentration.

A: Q observés / Q^* calculés ; B: $\varepsilon_Q(Q-Q^*)/Q^*$ calculés. (Notons que le graphique des ε_Q a été centré et réduit).

Dans ce cas aussi, la tendance de l'erreur (voir par exemple les ε_Q à la figure V.11.B) a disparu, et nous avons donc réussi à améliorer la description moyenne à l'aide de l'introduction simplifiée de la variabilité spatiale de la pluie.

Il nous reste néanmoins à évaluer la signification de l'indice et des valeurs des paramètres optimisés.

En utilisant les valeurs optimisées de δ_1 et δ_2 (voir Annexe III) et l'expression de l'indice, l'équation (V.22) peut s'écrire :

$$PE^*(t) = PEM(t) \left[.56 - .09 \frac{V_S(t)}{S_T} \frac{1}{PB(t)} \left(\frac{S_T - S(t)}{S(t)} \right) \right] \quad (V.23)$$

Le première chose remarquable est que plus le rapport $ICP(t)/PB(t)$ est grand, plus la Pluie Efficace calculée $PE^*(t)$ est petite.

Cela paraît en franche contradiction avec nos idées initiales sur les indices de concentration, car nous avons toujours pensé qu'une intensité plus grande, et donc une plus grande concentration de la pluie sur un secteur du bassin aurait une efficacité supérieure à une lame équivalente, étalée sur le bassin. Mais rappelons que ici l'ICP est utilisé comme facteur correctif de la PE fournie par un modèle global, et que l'interprétation détaillée du rôle de l'indice n'est pas facile.

Cependant une chose est bien claire : la valeur maximale de $PE^*(t)$, pour une même $PEM(t)$, sera atteinte quand l'indice sera nul. C'est-à-dire quand $V_S = 0$ ou $S = S_T$. En d'autres termes, la valeur maximale est obtenue quand la pluie mesurée est bien représentée par la valeur de la $PB(t)$ et quand il n'y a pas de région S (et donc pas V_S) où la pluie est plus intense que la valeur de $PB(t)$.

Par conséquent, une configuration avec des intensités fortes concentrées sur de petites régions du bassin (et qui comporte donc des surfaces assez importantes mouillées par des intensités inférieures à la PB) est, dans ce cadre, moins effective que la configuration où la PB est vraiment une mesure adéquate de la pluie mise en jeu sur le bassin.

A ce niveau une réinterprétation, non seulement de l'indice, mais surtout de tout le coefficient d'effectivité :

$$F [ICP(t)] = \left[\delta_1 + \delta_2 \frac{ICP(t)}{PB(t)} \right] \quad (V.24)$$

s'impose. Nous proposons, au vu des résultats obtenus, que ce terme s'interprète comme une mesure du pourcentage de **surface productive** du bassin.

En d'autres termes, la $PEM(t)$ fournie par le modèle de production global est corrigée avec un facteur qui peut être interprété comme la surface du bassin qui est en fait productive au taux donné par $PEM(t)$. Cette **surface productive**, dans notre cas, oscille entre 56 % et 0 % du bassin, en fonction de la valeur du rapport entre l'indice et la $PB(t)$:

- Quand la $PB(t)$ est une bonne mesure du champ de pluie, le modèle fournira une $PE^*(t)$ équivalente à la production fournie par le modèle global, mais sur une **surface productive** de 60 % (en fait il y a 40 % du bassin qui n'est jamais productif).

- Quand la configuration spatiale fait augmenter la concentration de la pluie (et donc réduit la surface mouillée par des intensités comparables à $PB(t)$), le modèle réduira en conséquence le pourcentage de la zone productive et donc l'effectivité de la PE calculée de façon

globale.

Cela est aussi proposé par Clark (1980, p. 91) :

D'abord "Il peut être facilement montré que si le volume efficace n'est pas généré sur tout le bassin, une dépendance fonctionnelle doit exister entre la valeur moyenne de l'intensité de pluie sur le bassin et le taux des pertes calculé d'une façon conventionnelle" (avec un modèle global de production).

En d'autres termes, il y doit avoir une relation entre l'intensité moyenne de la PB et le taux de pertes calculé par un modèle global, "aveugle" à la répartition spatiale du volume de pluie. C'est-à-dire, l'efficacité de la production d'un modèle global est liée à la PB, comme nous l'avons vu au chapitre III.

Et plus précisément : *"Le degré de la relation sera directement lié à la proportion de la surface du bassin ne contribuant pas au processus de la production"* (p.91)

Donc, le terme correctif de l'efficacité de la Pluie Efficace calculé par un modèle global doit prendre en compte la surface productive du bassin.

Et c'est cela que nous avons mesuré avec l'introduction de l'indice :

-Quand la valeur de l'indice devient grande, soit parce que V_S est grand par rapport à PB (pluie très concentrée, et donc surface productive petite), soit parce que $S_T - S$ (surface non productive, ou faiblement productive) est grande par rapport à S (surface "plus" productive), la surface productive devient petite et la vraie efficacité de la Pluie Efficace calculée par le modèle global décroît.

-En revanche, quand la surface mouillée par le champ de pluie de façon efficace (surface où l'intensité est \geq PB) est maximale ($S = S_T$, et l'indice devient nul), le modèle global devient le plus efficace possible, et le taux PEM calculé par le modèle est représentatif du comportement de la totalité de la surface potentiellement productive du bassin, dans notre cas 60 % de la surface totale.

Cela pourrait paraître peu pour expliquer les pluies, et les débits observés. Mais si on analyse les valeurs des paramètres du réservoir global utilisé dans le modèle, on se rend compte qu'il a été optimisé pour donner des valeurs des Pluies Efficaces (PEM(t)) plus fortes que les autres modèles du même type.

En effet ici $\alpha = .982$ et $\mu = .982$, ce qui veut dire que le réservoir est caractérisé par une vidange très lente par rapport aux autres modèles utilisant la même structure de réservoir (le coefficient de vidange, $(1 - \alpha)$, est donc de 2 % du stock à chaque pas de temps, par rapport à 10 % dans le cas du Réservoir-Multiple ou 13 % pour le cas du Réservoir), et par une "avidité" de remplissage équivalente aux autres modèles (μ du même ordre que pour β des autres).

Cela peut donc compenser le volume négligé en prenant en compte une **surface productive** maximale de 60 % du bassin. Cette valeur, pour la surface productive maximale, doit prendre en compte le fait que, en moyenne, sur les réalisations, la pluie ne mouille presque jamais la totalité de la surface du bassin, mais qu'elle adopte une forme de frange occupant entre la moitié et les deux tiers du bassin.

Bien que quelques exemples ne constituent pas une preuve, nous présentons (voir figure V.12) quatre images où cela se vérifie.

Par conséquent, le couplage de ces deux éléments : un réservoir plus productif (que les autres) et une modélisation de la **surface productive** associée plus ou moins à la variabilité spatiale de la pluie (à la surface des fortes intensités de pluie), nous permet de proposer un modèle qui prend en compte, de façon simple mais performante, la configuration spatiale de la pluie mesurée.

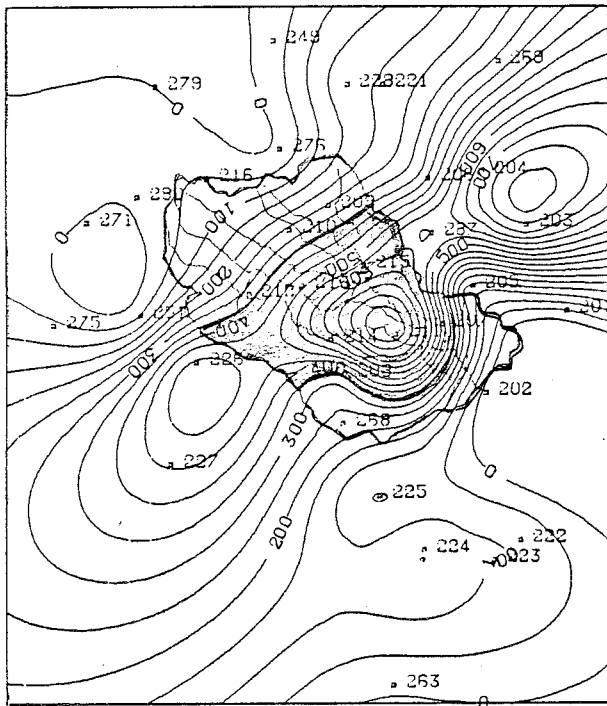
Enfin, nous voulons remarquer un dernier effet pris en compte par le modèle.

Comme la $PE^*(t)$ doit toujours être positive, il y aura une limite pour la valeur de l'indice, car pour des valeurs de $ICP(t)/PB(t)$ supérieures à 6.2, le facteur d'efficacité $F[ICP(t)]$ deviendra négatif, et donc la $PE^*(t)$ sera nulle quelle que soit la valeur de l'indice au-delà de ce seuil.

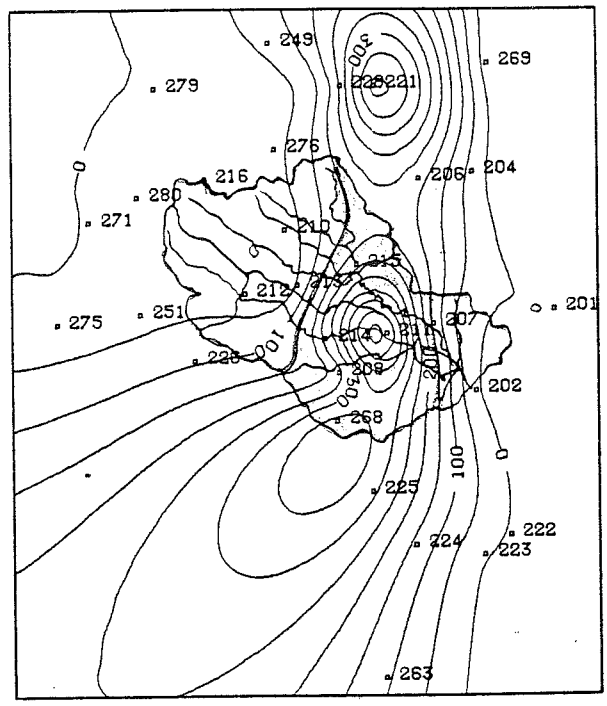
Qu'est-ce que cela représente ?

Si nous analysons l'expression de ce terme d'effectivité, nous pouvons souligner qu'il y a un cas singulier quand la PB est trop petite ($PB \rightarrow 0$). En effet, pour des moyennes globales sur le bassin presque nulles, on peut trouver des configurations où la pluie sera très concentrée sur une petite surface localisée du bassin. Cette situation (relativement fréquente) comportera une valeur de IPC/PB très grande par rapport aux valeurs moyennes quand la pluie est forte (en général IPC/PB oscille entre 0.5 et 1.5 en cours d'averse).

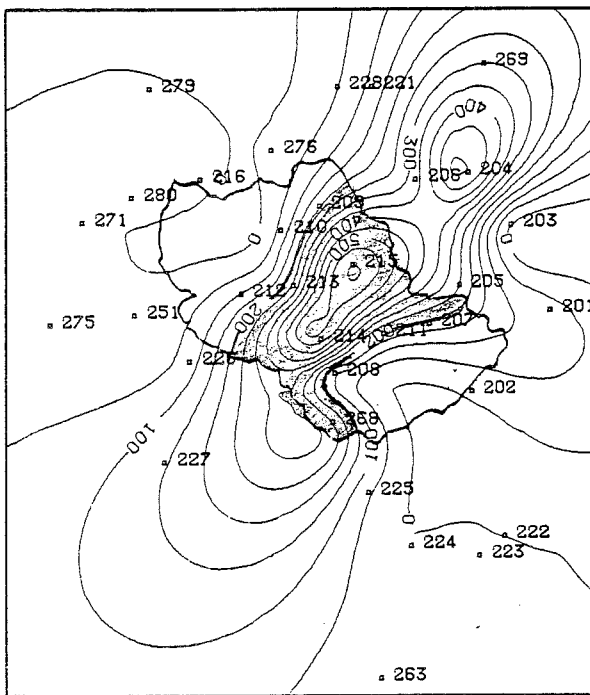
Dans ce cas (si la valeur dépasse le seuil de 6.2) l'indice n'aura pas de sens, car sa



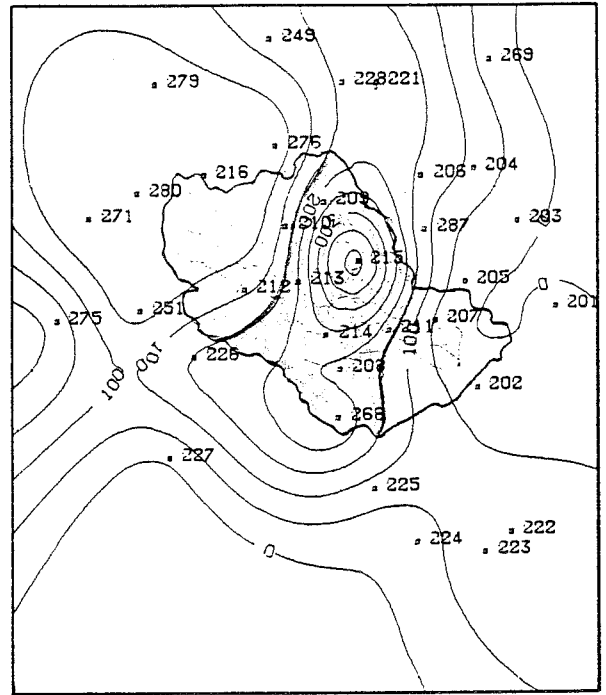
GARDON D'ANDUZE 76091207



GARDON D'ANDUZE 74091702




GARDON D'ANDUZE 77102312



GARDON D'ANDUZE 76111009

Figure V.12: Isoyetes de quatre moments différents caractérisés par des fortes précipitations sur le Gardon.

- A : t = 12/09/76 à 07 h, épisode 7620, PB = 35.6 mm h-1
- B : t = 17/09/74 à 02 h, épisode 7410, PB = 14.5 mm h-1
- C : t = 23/10/77 à 12 h, épisode 7740, PB = 18.7 mm h-1
- D : t = 10/11/76 à 09 h, épisode 7660, PB = 14.5 mm h-1

 SURFACE S

valeur résultera d'une singularité, i.e. une valeur presque nulle au dénominateur. L'optimisation des paramètres a donc résolu le problème en éliminant les effets de cette gamme de valeurs de l'indice.

Cette élimination n'est pas du tout limitative compte tenu des faibles intensités mises en jeu ($PB \rightarrow 0$).

V.7 - CONCLUSIONS

Nous avons exploré l'intérêt d'introduire la variabilité spatiale de la pluie dans un modèle pluie-débit global. Deux voies ont été explorées : le découpage du bassin en mailles modélisées de façon indépendante avec un même modèle, et l'introduction des Indices de Concentration de Pluie, ICP.

Dans le premier cas, les résultats obtenus non pas montré un gain significatif par rapport à ceux fournis par un seul modèle global, bien plus simple. Quant à l'utilisation des ICP, bien que les résultats sur l'ensemble des pas de temps ne soient pas très différents de ceux d'un modèle global classique, la dynamique du modèle à Indice de concentration s'avère plus performante, surtout quand on compare les pics de crue. En particulier, la prise en compte non seulement de la séquence temporelle de la $PB(t)$, mais aussi d'un indice de la représentativité spatiale de cette moyenne, permet d'améliorer les reconstitutions des épisodes où l'information de la seule PB était insuffisante pour expliquer les débits.

Ceci montre qu'il est parfois préférable d'utiliser un indice globale adéquat plutôt qu'une approche plus distribuée, toujours lourde, surtout quand il est difficile de l'alimenter en paramètres.

En dépit de l'amélioration obtenue, le constat de la proximité des résultats fournis par les modèles topographique et à Indice de Concentration, est pour le moins préoccupante : l'introduction de la variabilité spatiale de la pluie, que l'on pensait cruciale, ne fait pas mieux que le modèle topographique, qui, de plus, a un paramètre de moins.

Nous pouvons craindre que cette similitude traduise le fait que nous ayons atteint la limite des performances possibles lors de la prise en compte de la variabilité spatiale, comme effet de second ordre, dans un schéma de modélisation globale.

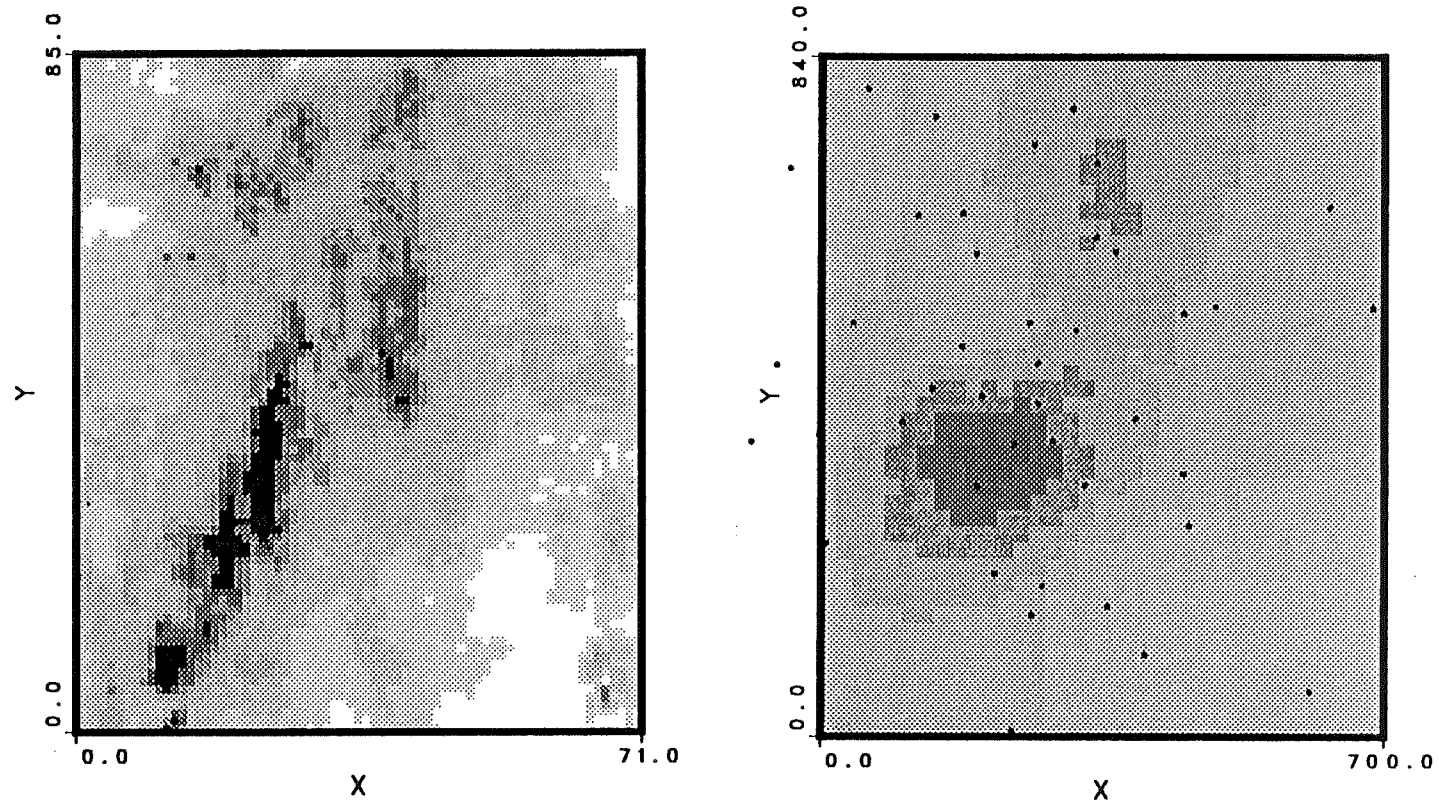
Néanmoins les résultats obtenus nous permettent d'interpréter le terme correctif utilisé

dans le modèle comme une première estimation de la **surface productive** mise en jeu (% de la surface où la production de Pluie Efficace peut être modélisée par le taux PEM, calculé par le modèle global). Ainsi, une des conséquences intéressantes est que si on utilise une bonne moyenne spatiale de la $PB(t)$, le terme correctif à utiliser est plutôt lié à la mesure de la surface "non mouillée", plutôt qu'à la distribution des intensités.

Cette idée nous permet d'ouvrir une porte à l'utilisation dans des modèles pluie-débit des données de pluie obtenues par radar, car elles peuvent nous fournir une bonne mesure de la surface mise en jeu par l'averse (bien meilleure qu'en utilisant l'interpolation d'un réseau sol), même si les intensités ne sont pas aussi bien cernées.

Précisément le fait d'envisager l'utilisation des données radar nous a décidé à ne pas poursuivre nos essais dans cette voie. En effet, la mesure des ICP faite à l'aide des données radar ou sol peut être très différente (voir figure V.13).

Par conséquent il nous a paru plus logique d'arrêter nos recherches à ce premier stade: le constat de l'intérêt de la démarche proposée, et de reprendre cette étude d'une façon plus systématique (en opposition à la démarche exploratoire suivie ici) visant à définir, à l'aide des données radar, des Indices de Concentration plus robustes issus plutôt de considérations théoriques sur la structure spatiale du champ de pluie.



DIXIEMES DE
MILLIMETRES D'EAU

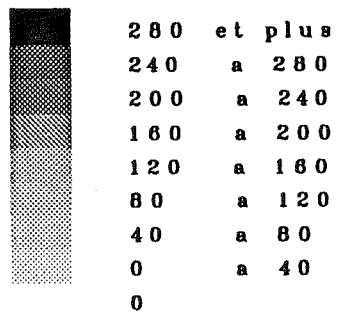


Figure V.13 : Images d'un même champ de pluie horaire sur la région de Cévennes.
A : Image radar ; B : Image obtenue par extrapolation spline sur un réseau de pluviographes.
(D'après Barancourt, 1990).

V.8 REFERENCE BIBLIOGRAPHIQUES

- Clark, R.D.S. : 1980, Rainfall stormflow analysis to investigate spatial and temporal variability of excess rainfall generation. *J. Hydrol.*, **47**:91-101.
- Barancourt, C. : 1990, "Etude de l'intermittence et de la variabilité des champs de précipitation par une approche stochastique". *Thèse de Doctorat UJF*, Grenoble (France), 216 p..
- Conadini, C. et Singh, V.P. : 1985, Effect of spatial variability of effective rainfall on direct runoff by a geomorphologic approach. *J. Hydrol.*, **81**:27-43.
- Creutin, J.D. : 1979, Méthodes d'interpolation optimale de champs hydrométéorologiques. Comparaison et application à une série d'épisodes pluvieux Cévenoles. *Thèse de Docteur Ingénieur*, Grenoble (France), 174 pp.
- Creutin, J.D. et Barancourt, C. : 1988, Pattern and variability analysis of heavy rainfall fields in a mountainous mediterranean region. *Proc. Conference on mesoscale precipitation : Analysis, simulation and Forecasting*, Endicott House, M.I.T. (USA), Sept. 1988.
- Duchon, J. : 1976, Interpolation des fonctions de deux variables suivant le principe de la flexion des plaques minces. *Revue Française d'Automatique, d'Informatique et de Recherche Opérationnelle, Analyse numérique*, **10(12)**:5-12.
- Dubrulle, O. : 1981, Krigeage et splines en cartographie automatique. Application à des exemples pétroliers. *Thèse de Docteur Ingénieur*, Ecole Nationale Supérieure des Mines, Paris (France), 141 pp.
- Freeze, R.A. : 1980, A stochastic conceptual analysis of rainfall runoff processes on a hillslope. *Water Resour. Res.*, **16**:391-408.
- Hawkins, R.H. : 1982, Interprétations of source area variability in rainfall-runoff relations. In : V.P. Singh (Ed.), *Rainfall-Runoff Relationships*, Water Resources Publications, Littleton, Co. (USA), pp. 303-324.
- Lebel, T. : 1984, Moyenne spatiale de la pluie sur un bassin versant : estimation optimale, génération stochastique et gradex des valeurs extrêmes. *Thèse INPG*, Grenoble (France), 339 p.
- Lehucher, P.M. : 1986, Etude des épisodes pluvieux intenses sur la région Provence-Côte d'Azur-Riviera Italienne (1974-1982). *Thèse INPG*, Grenoble (France), 199 p.
- Milly, P.C.D. et Eagleson, P.S. : 1988, Effect of storm scale on surface runoff volume. *Water Resour. Res.*, **24(4)**:620-624.
- Obled, Ch. : 1986, Introduction au krigeage pour les hydrologues. *2ème Journées Hydrologiques ORSTOM*, Colloques et Séminaires, ORSTOM Ed., Montpellier (France), pp. 174-222.

- Obled, Ch. : 1988, Rainfall studies and flashflood problems in the french mediterranean region : recent achievements and current problems. *Proc. International Workshop on natural disasters in European-Mediterranean countries*". WARREDOC-MIT, Perugia (Italie), June 1988.
- Obled, Ch. : 1989, Réflexions on rainfall information requirements for operational Rainfall-Runoff modeling. Paper J4, *Proc. of Int. Symposium on Hydrological Applications on weather radar*, University of Salford, Salford (UK), 10 p.
- Obled, Ch. et Rodriguez, J.Y. : 1988, La distribution spatiale des pluies et son rôle dans la transformation pluie débit. *La Houille Blanche*, n° 5/6, pp. 467-474.
- Philip, J.R. : 1957, The theory of infiltration, I. The infiltration equation and its solution. *Soil Sci.*, **83**:345-357.
- Rodriguez, J.Y. et Obled, Ch. : 1990, Prise en compte de la variabilité spatiale des pluies efficaces par un modèle semi-global : Extension de la méthode DPFT à des cas bi-entrées. *Proc. International Conference on water resources in mountainous regions*, IAHS, Lausanne (Suisse), Août 1990.
- Rodriguez-Iturbe, I., Febres de Power, B., Sharifi, M.B. and Georgakakos, K.P. : 1989, Chaos in Rainfall. *Water Resour. Res.*, **25(7)**:1667-1675.
- Schilling, W. et Fuchs, L. : 1986, Errors in stormwater modeling - A quantitative assesment. *J. Hydraul. Eng.*, ASCEE, **112(2)**:111-123.
- Wendling, J. : 1989, Modélisation Pluie-Débit : Application de la DPFT au bassin versant du Real Collobrier. *Rapport de DEA*, Université Joseph Fourier, Grenoble (France), pp. 60.
- Wilson, C.B., Valdes, I.B. et Rodriguez-Iturbe, I. : 1979, On the influence of the spatial distribution of Rainfall on Storm Runoff. *Water Resour. Res.*, **15(2)**:321-328.

VI - CONCLUSIONS

*"Les modèles hydrologiques,
il faut les utiliser,
pas nécessairement y croire".*

*J.C.I. Dooge
(1972)*

Notre objectif était l'étude de la modélisation pluie-débit lors des précipitations intenses. En particulier, nous avons accepté de nous cantonner aux modèles globaux les plus couramment utilisés dans un contexte de prévision opérationnelle de crues.

Historiquement, notre travail s'inscrit dans une ligne qui a d'abord cherché à développer une technique d'identification: la DPFT. Notre démarche a donc consisté à utiliser cette méthode DPFT comme un outil permettant d'identifier la FT moyenne du bassin et surtout un jeu de Pluies Efficaces pour chaque épisode. Cela nous a permis de restreindre le problème à l'étude de la Fonction de Production, ou en d'autres termes à l'étude de la transformation de la Pluie Brute en Pluie Efficace (ou lame ruisselée).

Nous avons entrepris cette étude en deux étapes:

1) D'abord nous avons considéré que cette transformation pouvait s'expliquer au premier ordre par une modélisation globale de la Fonction de Production sur l'ensemble du bassin.

Nous avons donc sélectionné et mis au point trois modèles représentant les grandes familles de modèles globaux, et nous avons essayé d'en mesurer les performances et les limitations. Ces essais nous ont permis de tirer trois grandes conclusions:

a) L'utilisation des Pluies Efficaces estimées par la méthode DPFT comme référence pour la calibration des modèles de production permet, sur les deux bassins utilisés, une meilleure optimisation que l'utilisation des critères en débit (Q) ou en variation de débit (DQ). En effet, l'optimisation des PE fournit des résultats assez bons à la fois en Q et en DQ . En revanche, les optima atteints avec l'utilisation d'un critère sur les Q , sont assez divergents de ceux atteints avec un critère sur les DQ .

b) Les modèles globaux fondés sur les équations physiques de l'infiltration ne sont pas adaptés à la modélisation hydrologique à l'échelle du bassin versant. En effet ces modèles dérivés d'expériences faites à l'échelle de la colonne ou de la parcelle se rattachent trop à la description des phénomènes ponctuels et, par conséquent, ils ne réussissent pas à expliquer les phénomènes prépondérants à l'échelle du bassin. En pratique, nous avons mis en évidence deux effets qu'ils ne peuvent expliquer:

-Nous n'avons rencontré aucune limite pour les intensités des Pluies Brutes productives (donnant lieu à des Pluies Efficaces). Par conséquent, la notion de conductivité hydraulique à saturation (limite physique pour l'infiltrabilité minimale du bassin) n'a pas de sens dans une description à l'échelle du bassin versant.

-L'infiltrabilité effective du bassin est liée à l'intensité de la Pluie Brute, puisqu'un accroissement de l'intensité de la pluie provoque un accroissement de l'infiltrabilité effective (c'est-à-dire que, dans certaines limites, plus l'intensité de pluie est forte, plus le taux des pertes est fort).

En particulier, nous proposons que la capacité à reproduire ce comportement soit la première condition à vérifier pour qu'un modèle de Fonction de Production à l'échelle du bassin soit considéré comme acceptable. Cela nous permet donc d'écarter définitivement les modèles basés sur les équations de l'infiltration, car ils sont incapables, par construction, de reproduire ce phénomène.

Notons néanmoins que ces problèmes sont strictement liés à une description à l'échelle du bassin. En effet, comme certains auteurs le disent, ces deux faits restent, bien sûr, compatibles avec les équations de la physique du sol, formulées à l'échelle de la parcelle, si on prend en compte le rôle de la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques du sol, et de la pluie.

Cependant, même si un raisonnement mené à la micro-échelle permet d'expliquer théoriquement ces phénomènes, ils ne peuvent pas être reproduits dans les mêmes termes dans une modélisation du bassin, cette dernière requiert en effet l'introduction de nouvelles notions compatibles avec l'échelle du problème.

c) Les résultats obtenus par les modèles globaux sur les deux bassins étudiés font penser à l'existence d'un plafond pour les performances de ce type de modèles (ce plafond dépend des bassins, du pas de temps, etc..., mais il se situe aux alentours du 50% de la variance des variations de débits).

En particulier, nous avons montré que la seule utilisation de la séquence de la lame moyenne de la Pluie Brute est une information insuffisante pour pouvoir expliquer toute la complexité de la Pluie Efficace. Donc, pour tout modèle n'utilisant que cette information, quel que soit sa structure, nous pourrions anticiper qu'il rencontrera le même type de problèmes, et qu'il ne pourra fournir des résultats significativement meilleurs que l'ensemble des épisodes.

Cela nous a conduit à introduire d'autres informations pouvant nous aider à améliorer la description des phénomènes mis en jeu. Néanmoins, nous sommes resté dans le domaine des modélisations globales afin de pouvoir respecter nos objectifs opérationnels.

2) Ainsi nous avons exploré, dans une deuxième étape de notre travail, la possibilité

d'introduire des informations supplémentaires, mais compatibles avec un schéma de modélisation globale de la Fonction de Production.

Pour cela, nous avons considéré que la variabilité spatiale des phénomènes mis en jeu dans les processus de production de Pluie Efficace joue un rôle de second ordre par rapport à la description fournie par un modèle global. Nous avons ainsi considéré l'introduction de la topographie du bassin et de la variabilité spatiale de la pluie dans des schémas où ces informations peuvent être utilisées comme terme correctif du volume donné par le meilleur modèle global que nous avons utilisé: le Réservoir.

a) La topographie, a été introduite à l'aide de la modélisation de la composante de production de ruissellement par excès de saturation. Cette composante, gérée par la dynamique des Zones Sources, a été modélisée à la topographie en utilisant de façon simple les idées proposées par TOPMODEL. Ainsi la fonction de répartition de l'indice topographique $\ln(a / \tan \beta)$ nous a servi à nuancer, au fil de l'épisode et de la saturation du bassin, le volume de Pluie Efficace produite. Nous avons obtenu des gains importants, surtout en variations de débit.

Néanmoins, cette composante ne constitue qu'une petite partie du volume généré, et malgré l'amélioration des résultats obtenus, nous pouvons conclure (dans le cas du Gardon mais aussi, à notre avis, dans celui des autres bassins méditerranéens) à la prépondérance des mécanismes pilotés par les fortes intensités de précipitations.

Tout de même, le succès obtenu par cette modélisation nous fait envisager l'application plus détaillée des idées proposées par TOPMODEL. Cependant, nous suggérons d'adopter une démarche différente de la notre. En effet, si nous voulons nous attaquer à une modélisation plus physique, il nous faudra changer d'outil: La DPFT est une bonne méthode pour la prévision des crues, et même pour une première analyse de la production de Pluies Efficaces, mais les hypothèses faites ne sont pas vraiment compatibles avec une modélisation plus fine des processus.

Néanmoins, dans un cadre opérationnel nous croyons qu'un découpage fin du bassin n'apportera pas trop de gains supplémentaires à la modélisation proposée ici. Par conséquent, dans ce contexte, la recherche devrait plutôt s'orienter vers l'amélioration de la modélisation simple ici proposée (par exemple les aspects concernant la vidange du réservoir d'interception en cours de crue...) et vers la résolution des problèmes non encore résolus de façon satisfaisante. En particulier, l'initialisation de l'état hydrologique du bassin au début d'un épisode est un problème vital dont la résolution pourrait améliorer considérablement les performances des

modèles opérationnels actuels.

Enfin, nous voulons souligner que cette modélisation incluant le rôle de la topographie nous a fourni une nouvelle notion compatible avec l'échelle du problème posé: la transmissivité effective du bassin. En effet, cette variable caractéristique du bassin est capable de lier le débit de récession observé avec une théorie relativement satisfaisante du processus de production de la PE, bien qu'elle ne puisse pas résoudre tous les problèmes. C'est un premier pas dans la construction d'une description globale, alternative, des processus à l'échelle du bassin versant.

b) Par ailleurs, nous avons voulu tester l'importance de la variabilité spatiale de la pluie, là encore d'une façon simple. Par conséquent, nous avons renoncé à aborder le problème dans toute sa complexité, et nous avons utilisé des indices de concentration mesurant la représentativité de la Pluie Brute moyenne (variable utilisée par les modèles globaux) comme mesure de la pluie réellement tombée.

Ces indices ont été utilisés, ici aussi, comme termes correctifs, pour nuancer l'effectivité de la Pluie Efficace fournie par le modèle de production global.

Suite à une recherche exploratoire, nous avons pu conclure qu'en fait le terme correctif le plus important est lié à la surface productive de l'averse (partie du bassin où la Pluie Efficace est générée), plutôt qu'aux intensités des pluies. En d'autres termes, l'erreur la plus importante commise par les modèles globaux n'est pas liée à la valeur de la Pluie Brute utilisée, mais à l'incapacité de discerner le pourcentage de la surface qui est réellement touchée par cette pluie.

Sur ce point, il faut noter que nous avons utilisé une mesure de la pluie d'assez bonne qualité: une moyenne spline sur un réseau dense. Par conséquent, la Pluie Brute utilisée est une bonne mesure moyenne du volume de pluie vraiment tombé. Il va de soi que dans des cas où cela ne serait pas vérifié (cas de pluviographes insuffisants, par exemple) ces conclusions pourraient être sensiblement modifiées.

D'ailleurs, cette constatation est très importante car elle ouvre la porte à l'utilisation du radar météorologique. En effet, l'utilisation d'un radar peut améliorer la mesure quantitative de la lame d'eau précipitée, mais surtout peut fournir une information précise sur la surface concernée par la pluie. Or, nous venons de conclure que c'est précisément la mesure de cette surface pluvieuse qui est vraiment utile pour "nuancer" les modèles globaux de production...

Enfin, la poursuite de l'analyse des effets des configurations spatiales des averses sur l'efficacité de la pluie est une ligne prometteuse pour la recherche future, surtout grâce aux

possibilités offertes par l'utilisation des mesures radar dans un contexte opérationnel.

Néanmoins, dans notre cas, cette démarche ne nous a pas permis d'aller très loin: les résultats obtenus ont été sensiblement équivalents à ceux obtenus par l'utilisation de la topographie. Nous pouvons donc craindre que nous ayons retrouvé un nouveau plafond pour les performances de ce type d'approches: l'introduction de la variabilité spatiale des phénomènes en tant qu'effet correctif de second ordre, dans un schéma de modélisation globale de la production de Pluie Efficace.

Au vu des résultats obtenus par l'exploration de ces deux voies, nous pouvons proposer une dernière conclusion:

- D'abord, la constatation que la démarche suivie: utilisation de la méthode DPFT et introduction de la variabilité spatiale des phénomènes à l'aide d'un schéma de modélisation globale, rencontre la limite de ses possibilités. En d'autres termes, bien que cette méthode nous ait permis d'avancer dans la formulation d'une description simple, capable de nous aider à résoudre nos problèmes de gestion, si nous voulons mieux comprendre les phénomènes hydrologiques, il nous faudra trouver d'autres outils.

- Par conséquent, devant le constat de l'importance du rôle de la variabilité spatiale, nous éprouvons la nécessité de nous tourner maintenant vers des travaux et des expériences de terrain afin de trouver des preuves pouvant nous aider à vérifier nos hypothèses et à mieux comprendre la nature des phénomènes mis en jeu.

Mais cela ne devrait pas être fait "aveuglement". Ces expériences devraient plutôt être dirigées par les connaissances (ou présomptions de connaissances) théoriques actuelles, afin d'obtenir des résultats concrets. Cela est en fait la clé de la réflexion hydrologique à mener aujourd'hui la conception d'expériences pouvant affirmer ou infirmer de façon évidente ce que l'on croit connaître des processus hydrologiques.

Bien que cela nous dépasse largement, nous voulons quand même proposer un exemple:

La modélisation de la dynamique des Zones Sources permet de proposer une cartographie de l'évolution des zones saturées, qui pourrait être testée sur certains bassins à un coût relativement faible. Cela nous permettrait de contrôler la validité des hypothèses faites.

D'autres possibilités, comme la séparation des composantes des débits à l'aide de traceurs isotopiques, ou la validation du rôle de la surface mouillée au dessus d'un seuil d'intensité par l'utilisation des données radar, pourraient être aussi menées avec succès avec un

coût admissible¹⁶ .

Par ailleurs tout cela devrait être fait en concordance avec la complexité du problème à l'échelle choisie. En d'autres termes, il faudrait, à notre avis, ne pas se laisser entraîner dans un "découpage spatial systématique" de l'entité à modéliser, mais plutôt chercher des descriptions utilisant des concepts propres à l'échelle du problème. Nous l'avons illustré par le concept de transmissivité effective du bassin, mais l'entreprise n'est pas facile et requerra sans doute un effort considérable.

Finalement, nous voulons signaler que, malgré notre volonté initiale, nous n'avons pas pu terminer complètement notre travail :

- D'une part, nous n'avons pas pu fermer la boucle des essais sur nos deux bassins. En partie à cause du manque de données disponibles, en ce moment sur le Réal Collobrier, mais surtout à cause des incertitudes sur les données rencontrés lors des études menées.

Néanmoins, nous ne voulons pas remettre en cause l'intérêt de ces données, ni de ce bassin expérimental, d'ailleurs fort prometteur. Nous voulons plutôt attirer l'attention sur la nécessité de refaire une critique stricte des données, pour pouvoir ainsi s'affranchir des problèmes mis en relief : D'abord la définition d'un nouveau jeu d'épisodes, mais aussi la prise en compte d'un pas de temps compatible avec le marge de confiance du synchronisme des données.

- D'autre part nous n'avons pas pu valider complètement nos résultats, et nos conclusions doivent être donc relativisées.

Enfin, notre travail n'est qu'une goutte d'eau par rapport à l'océan des problèmes encore à résoudre. Néanmoins, nous aurions déjà accompli un bon bout de chemin si cette étude pouvait susciter des nouvelles questions à propos de ce sujet, et nous serions en fait pleinement satisfait si elle servait de point de départ à une discussion sur les priorités des travaux futurs.

Tout simplement parce que nous sommes persuadé que les inquiétudes et les discussions sont les moteurs des avancées scientifiques.

Grenoble, Avril 1990.

¹⁶ En fait ces propositions constituent une partie des axes de recherche définis par notre groupe dans le domaine de la modélisation pluie-débit pour les années à venir.

ANNEXE I

EPISODES DU JEU DE CALIBRATION DU GARDON D'ANDUZE

ESTIMATION DPFT

MODELE RESERVOIR

MODELE TEMPS DE
SUBMERSION

MODELE ANALYTIQUE

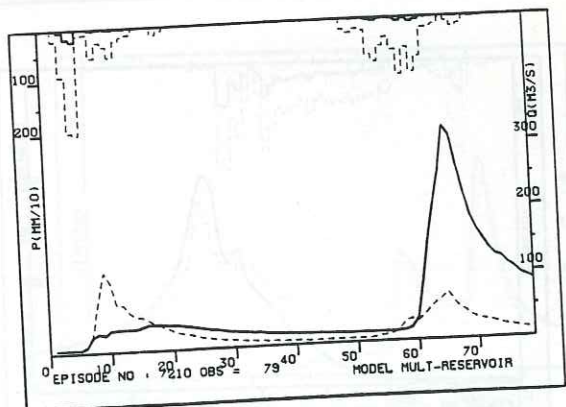
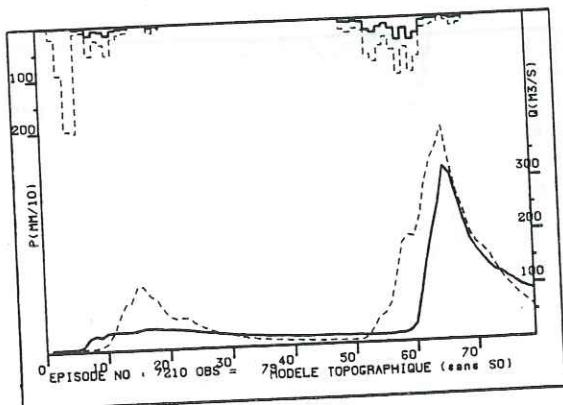
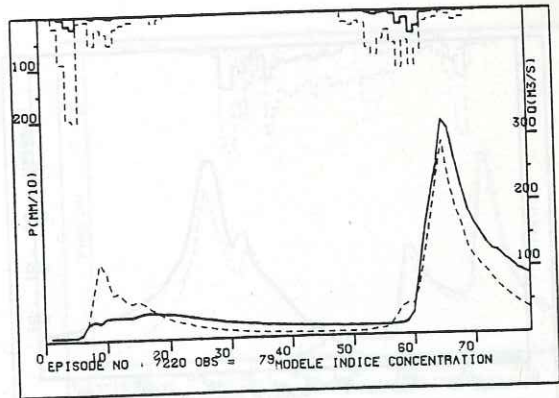
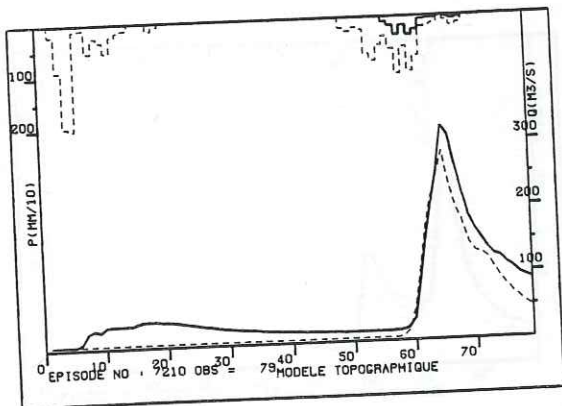
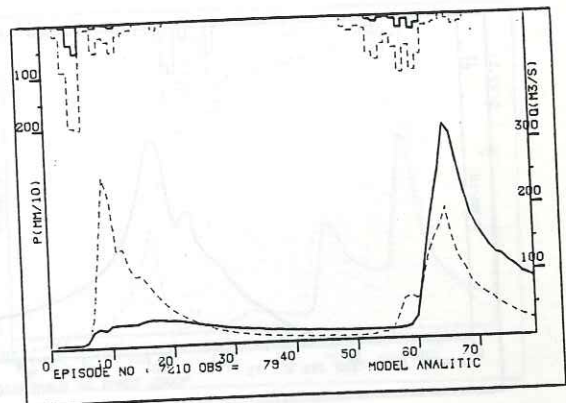
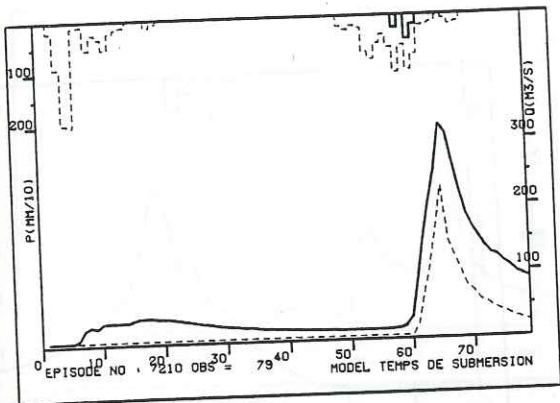
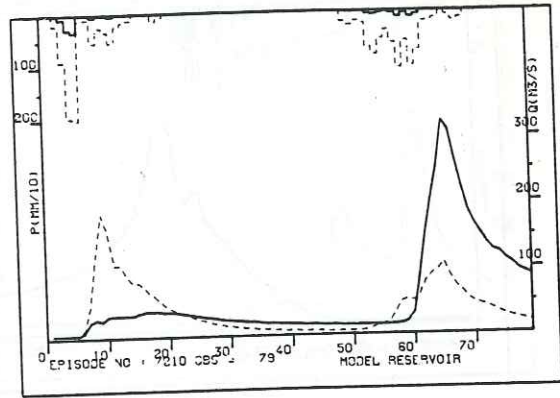
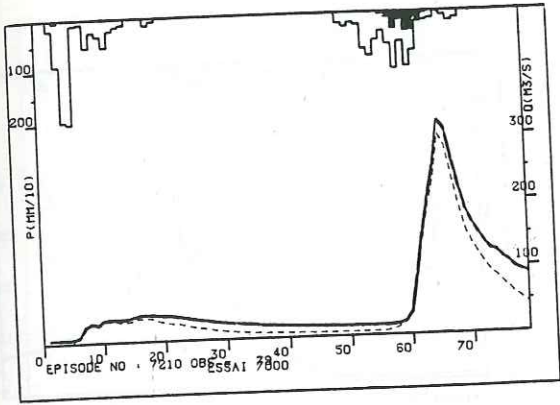
MODELE
TOPOGRAPHIQUE

MODELE INDICE DE
CONCENTRATION

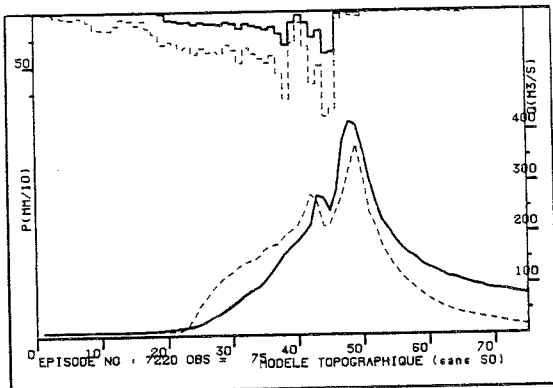
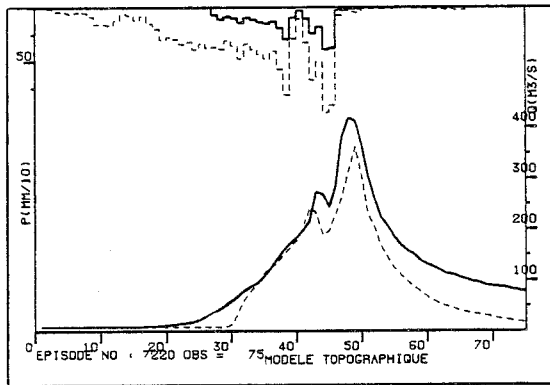
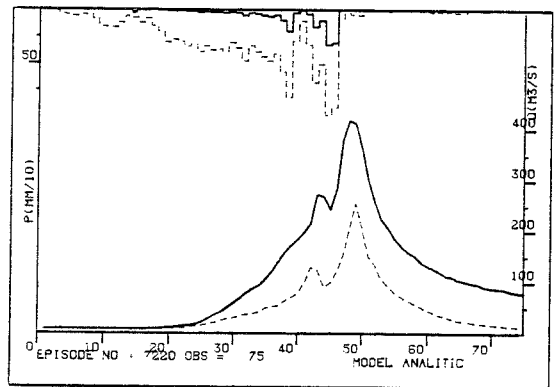
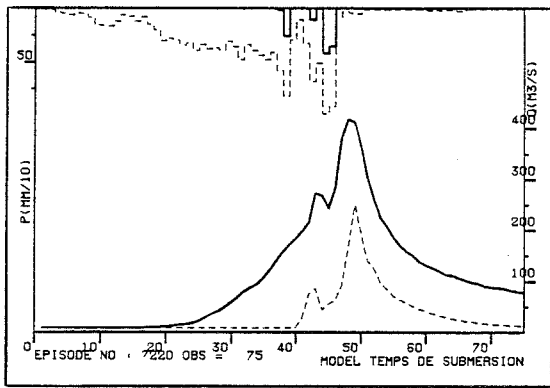
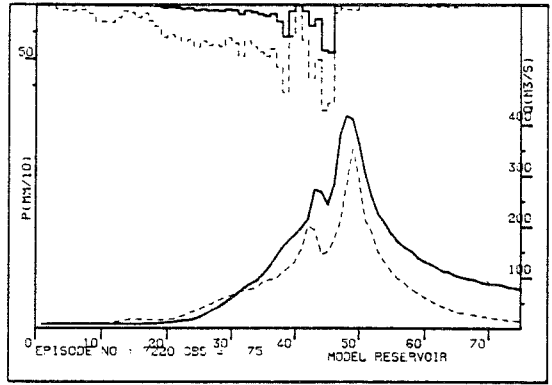
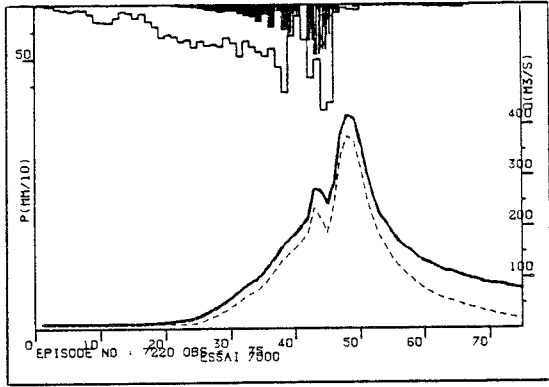
MODELE
TOPOGRAPHIQUE
AVEC S(0) SIMPLIFIE

MODELE
MULTIPLE RESERVOIR

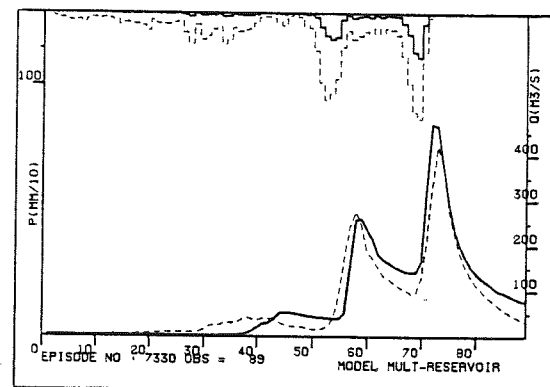
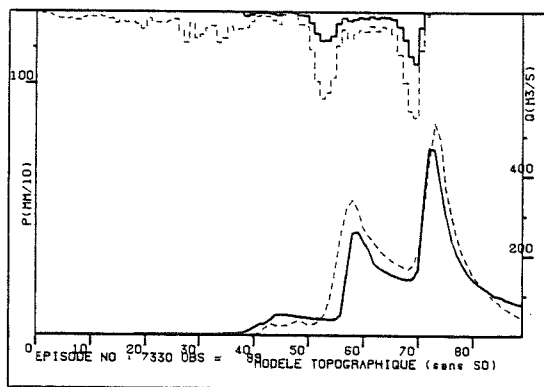
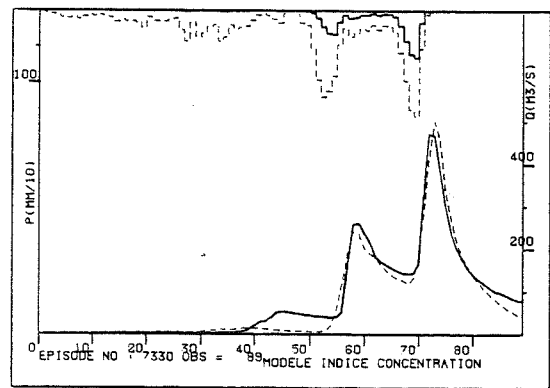
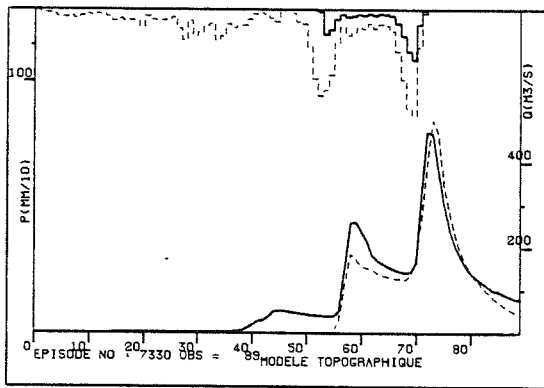
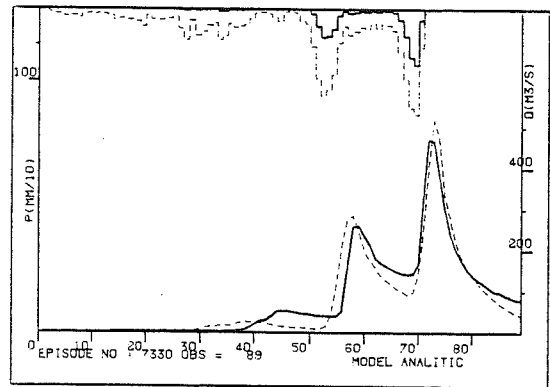
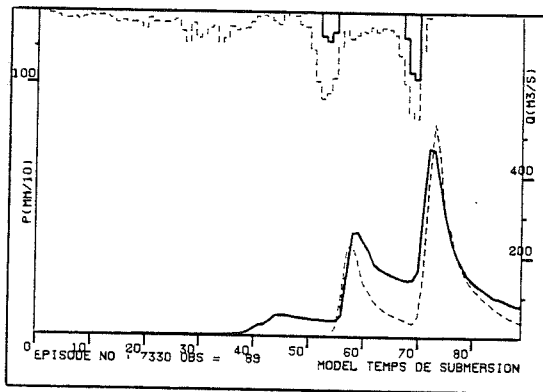
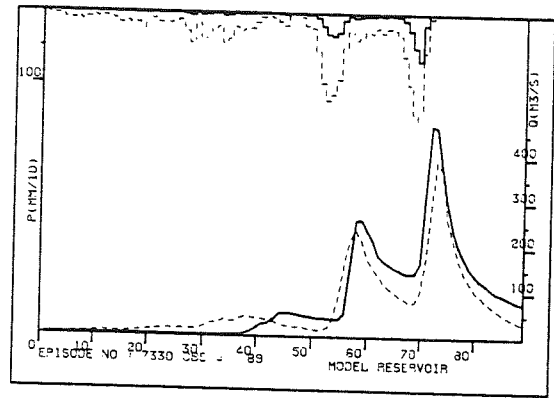
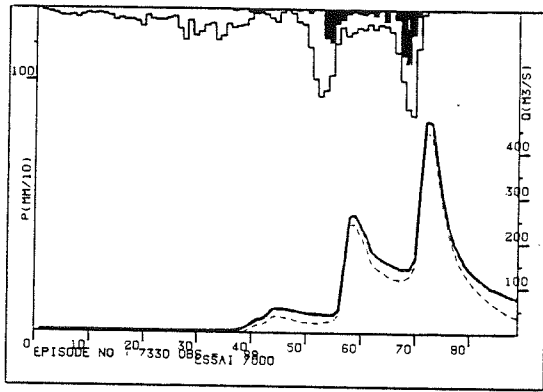
Episode 7210



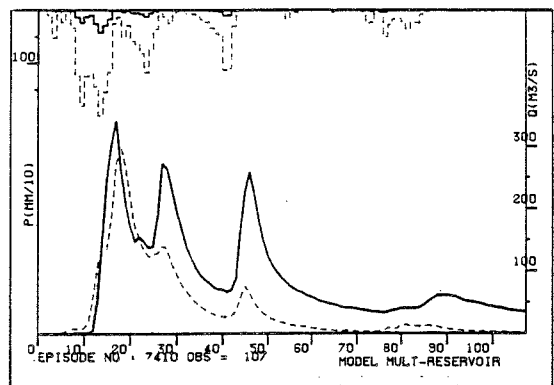
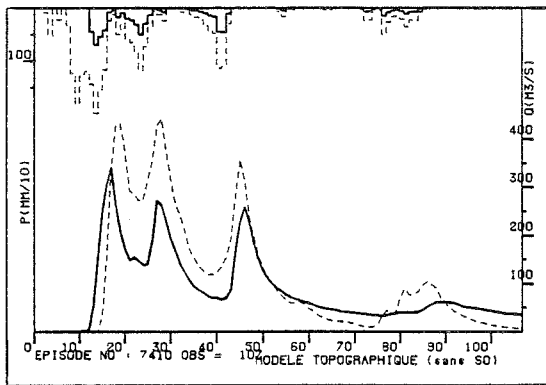
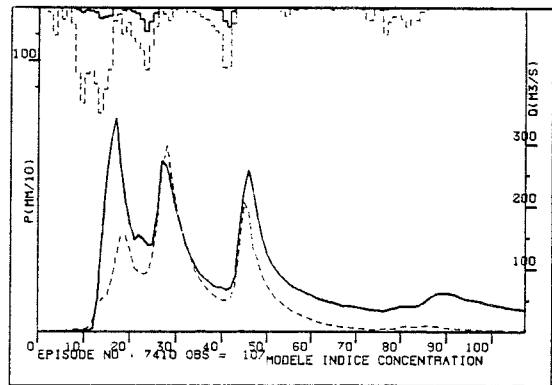
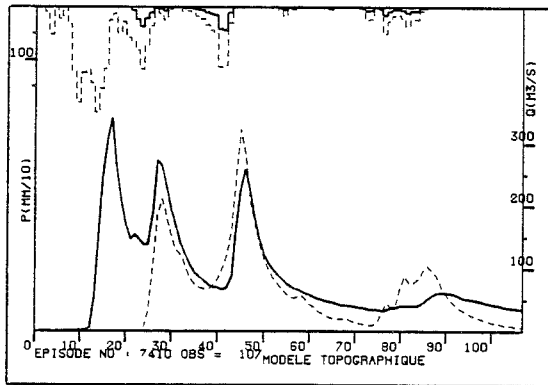
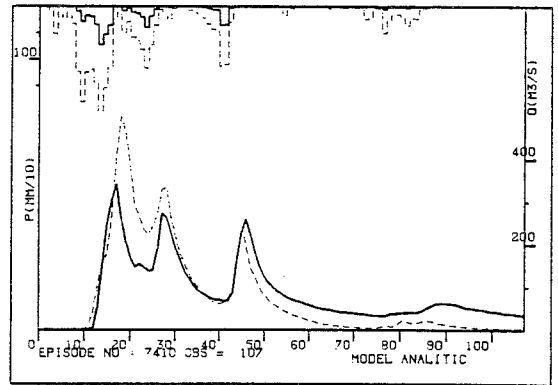
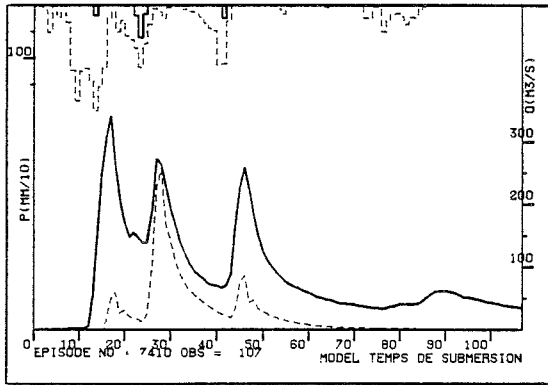
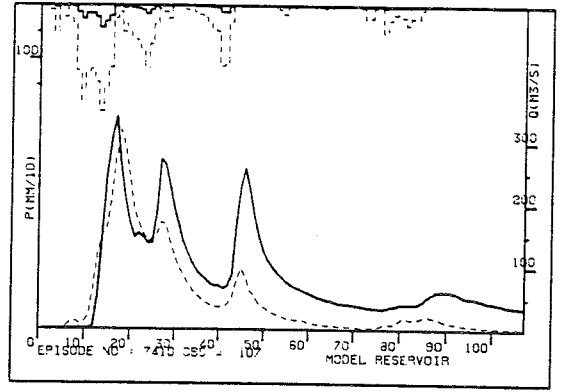
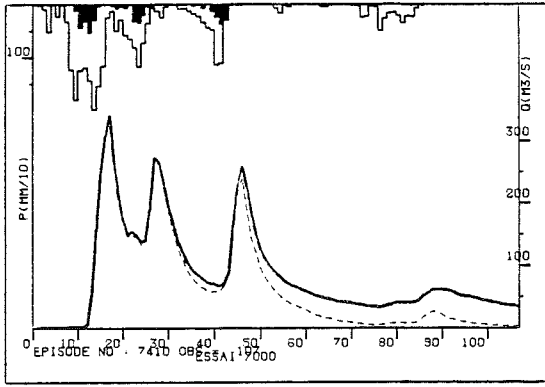
Episode 7220



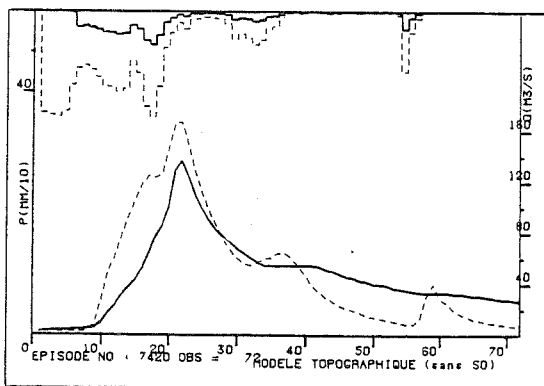
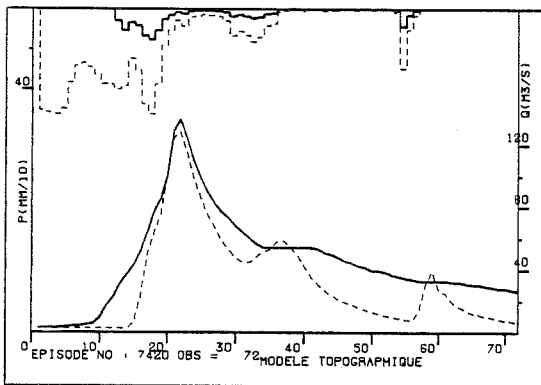
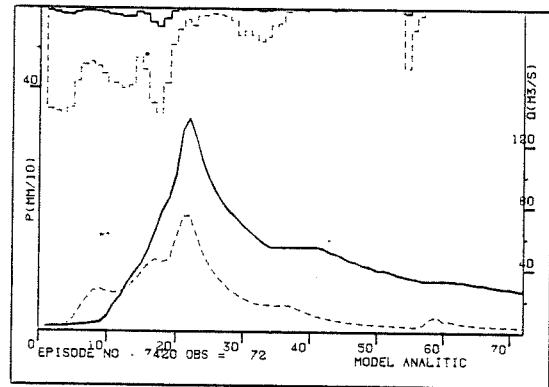
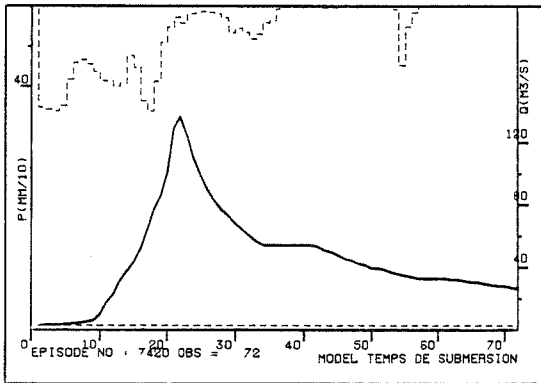
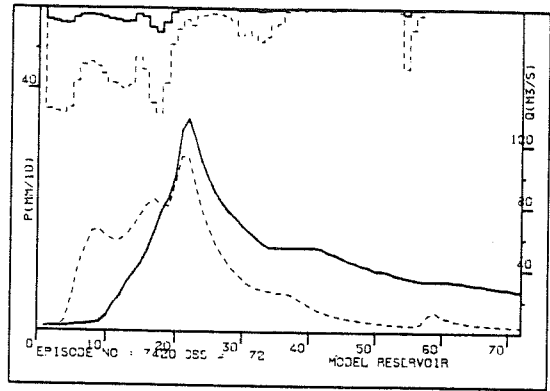
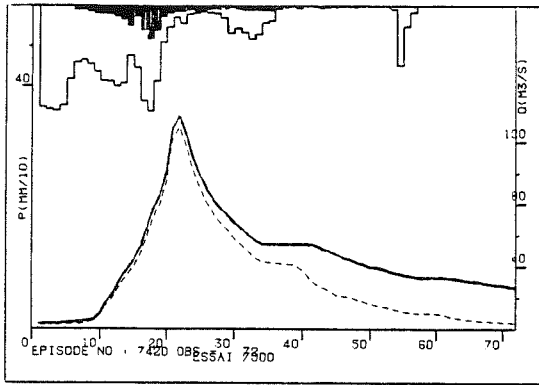
Episode 7330



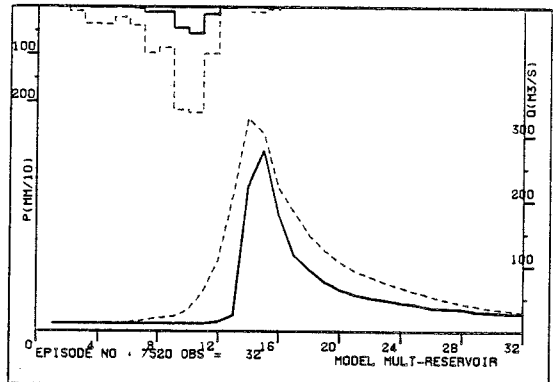
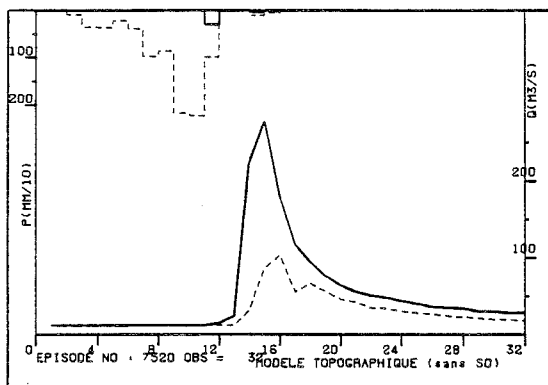
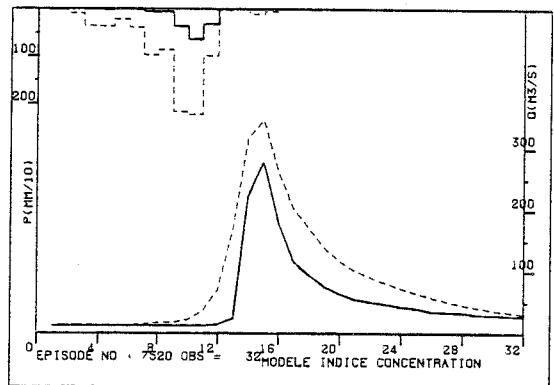
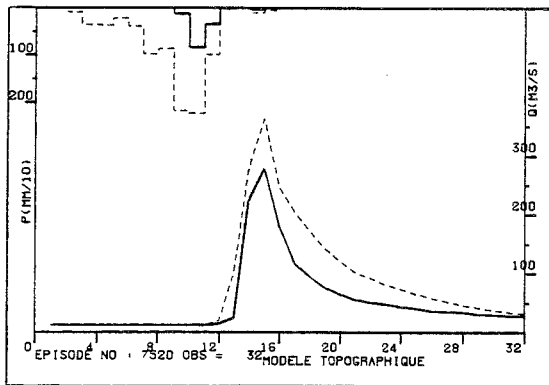
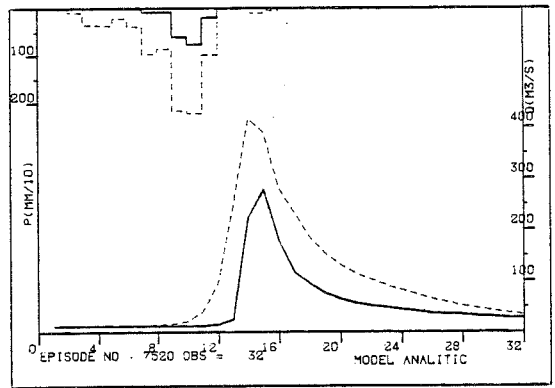
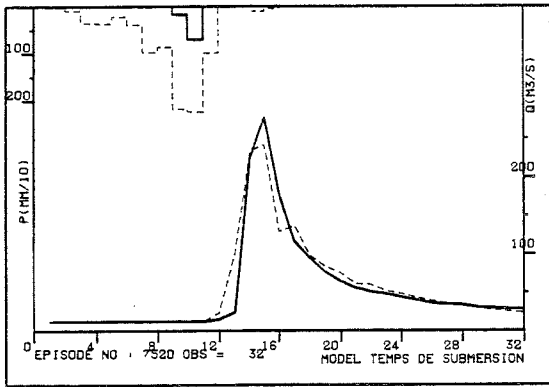
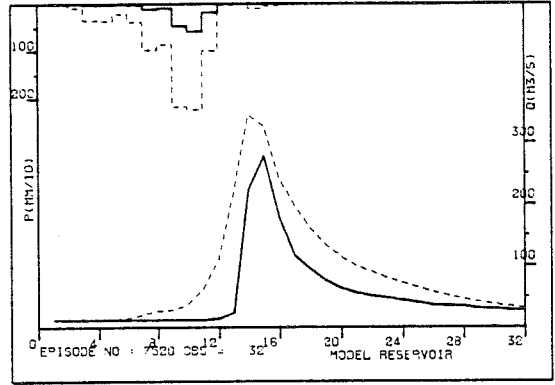
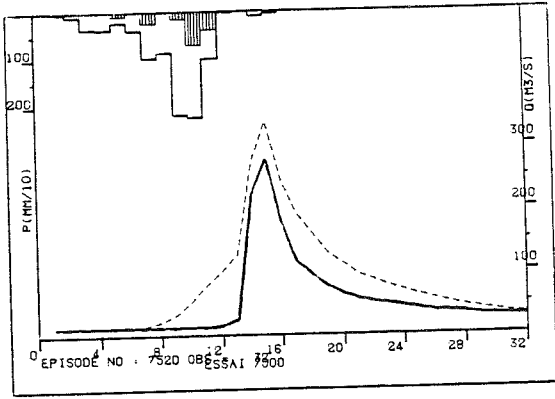
Episode 7410



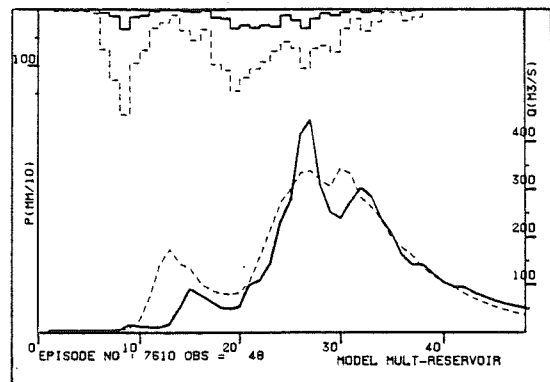
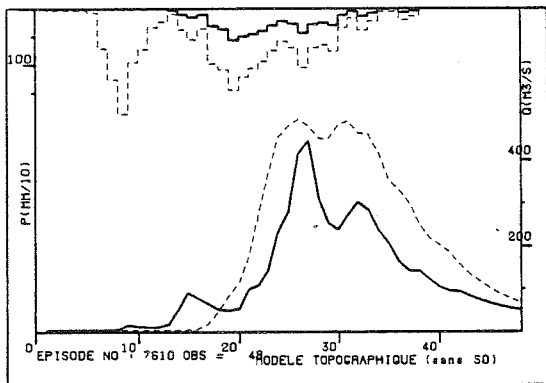
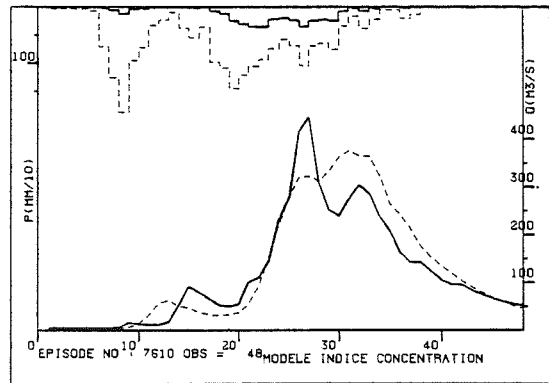
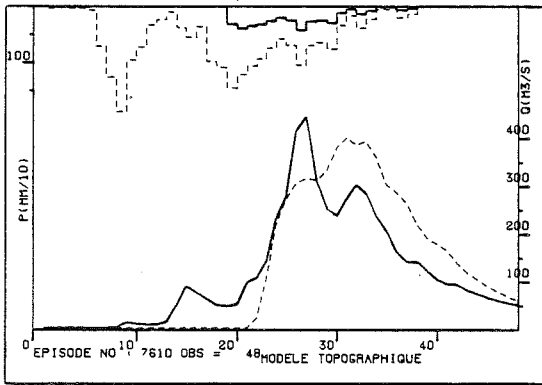
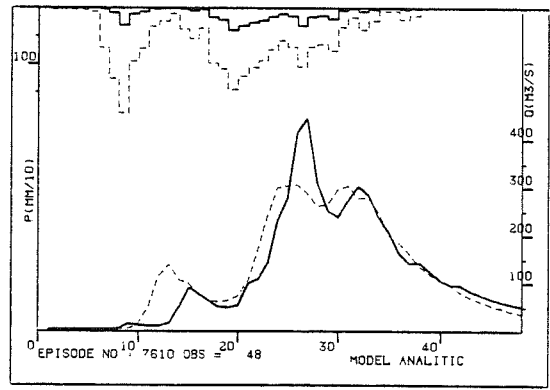
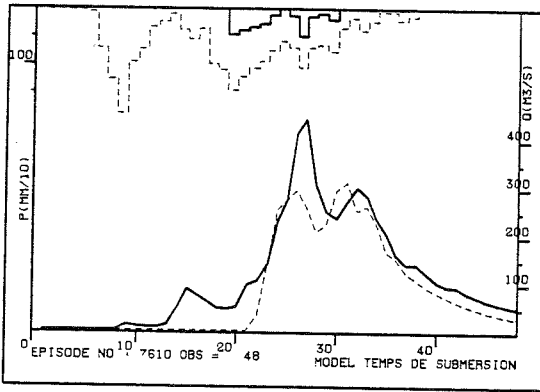
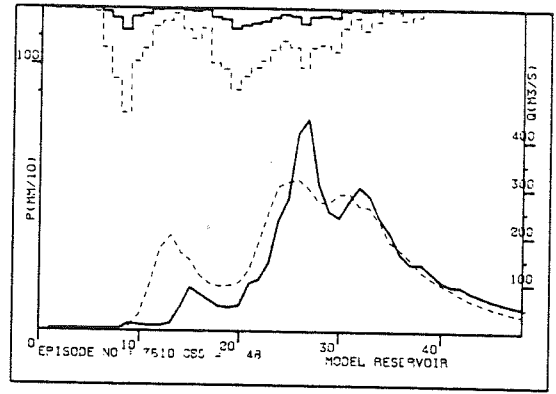
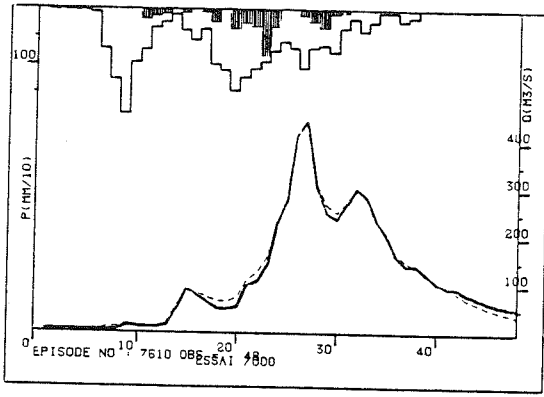
Episode 7420



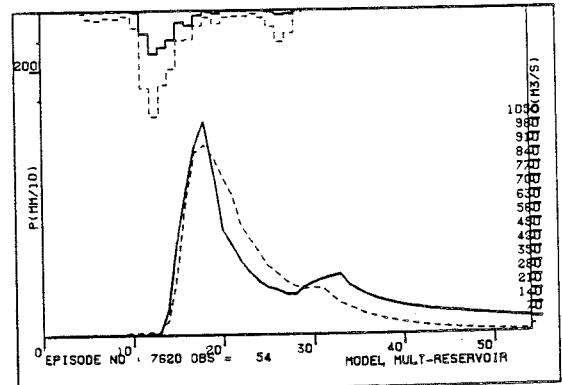
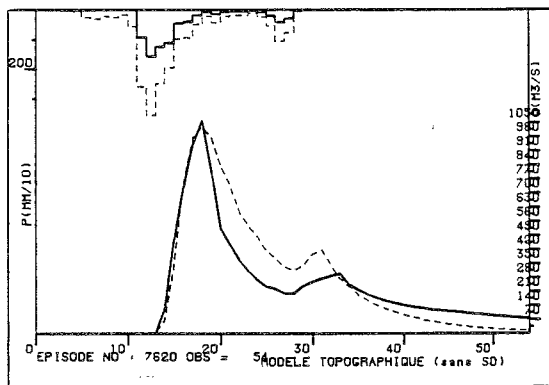
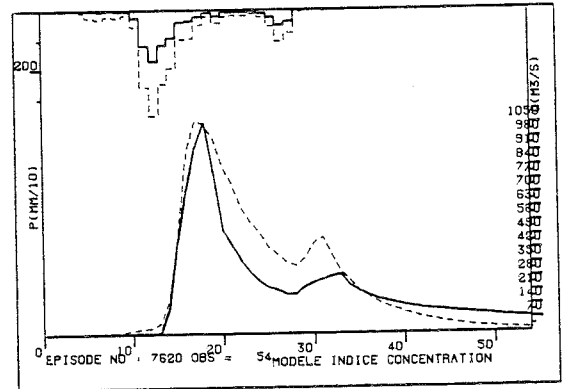
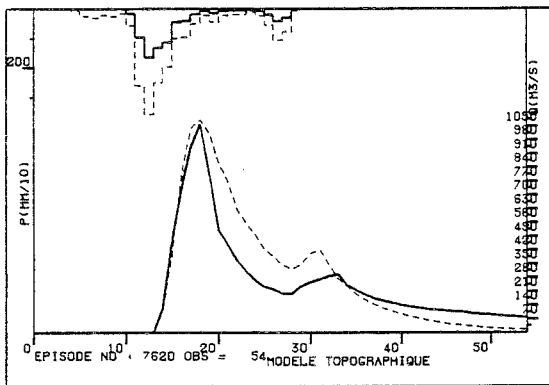
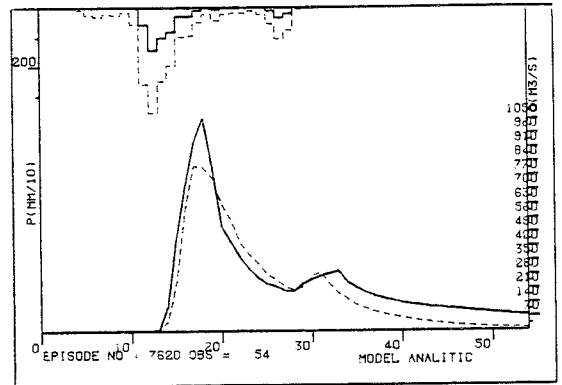
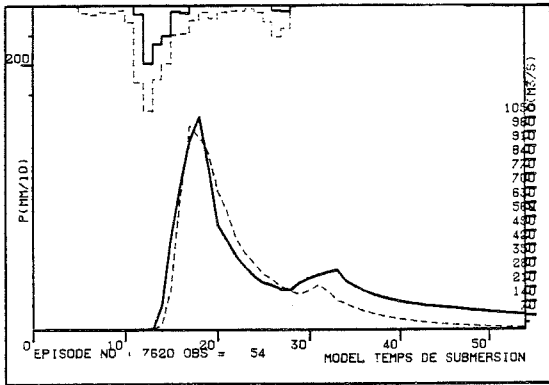
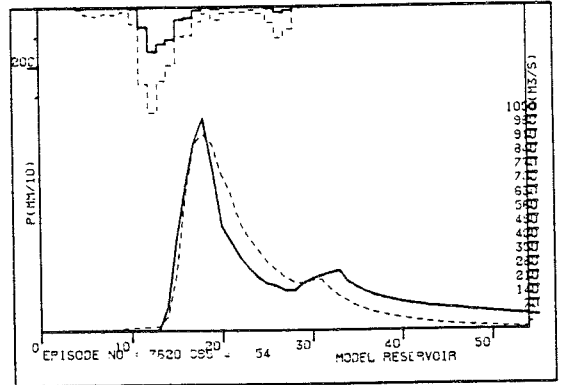
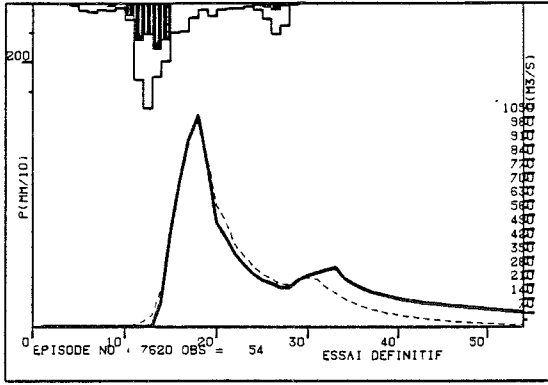
Episode 7520



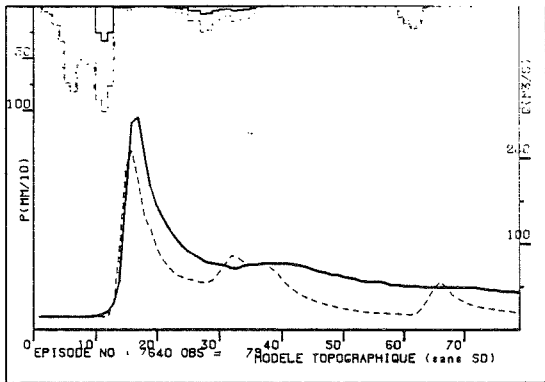
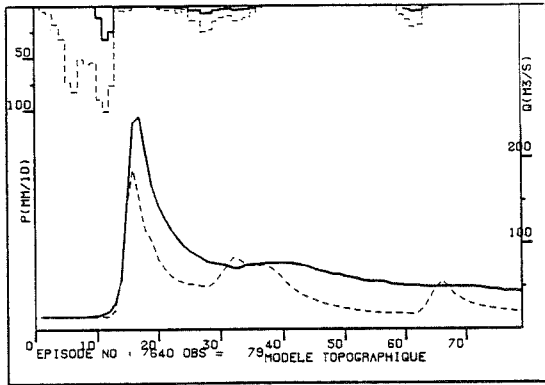
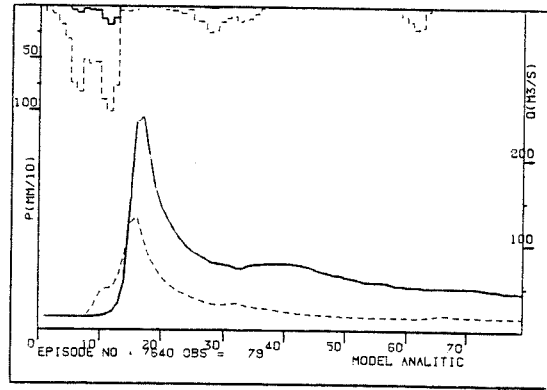
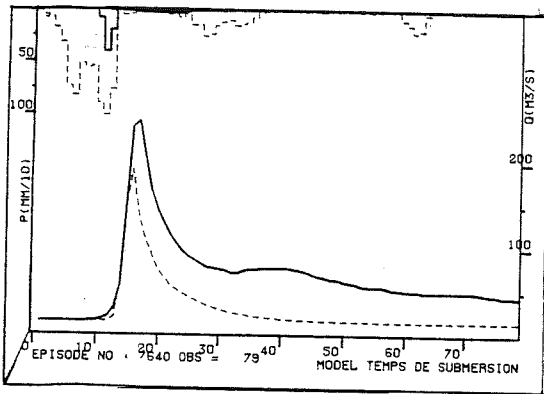
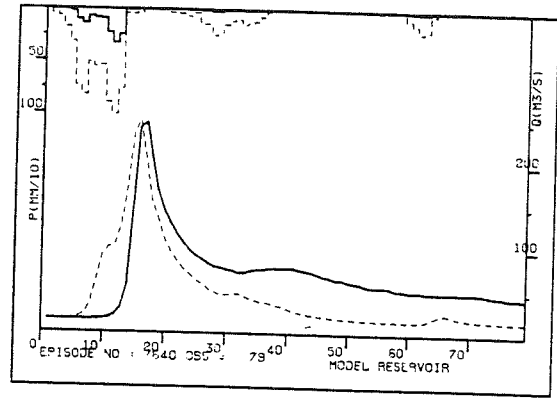
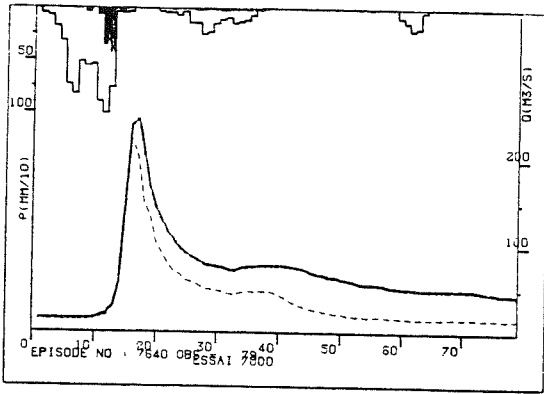
Episode 7610



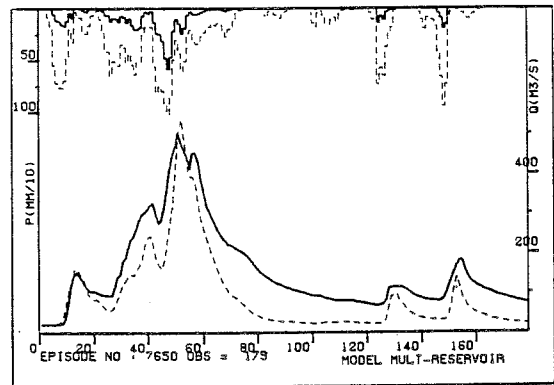
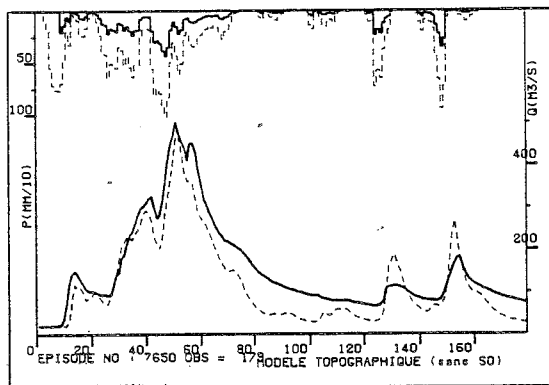
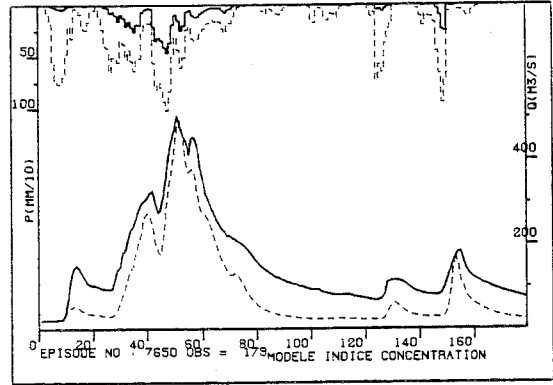
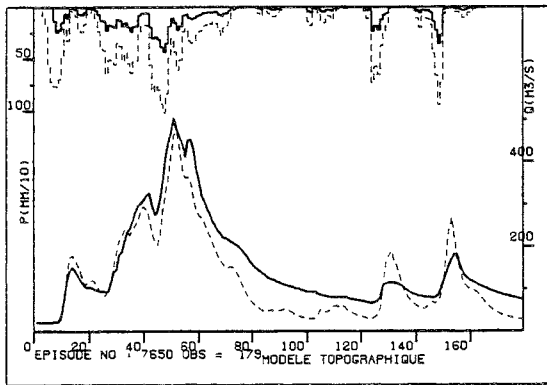
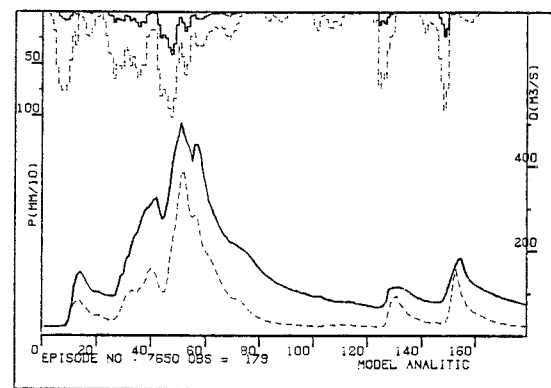
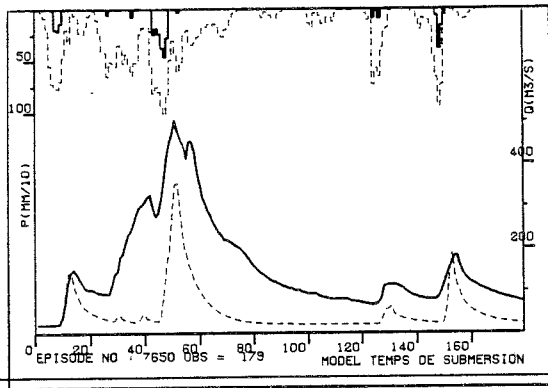
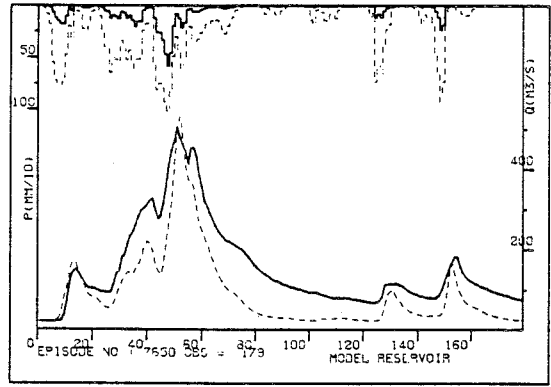
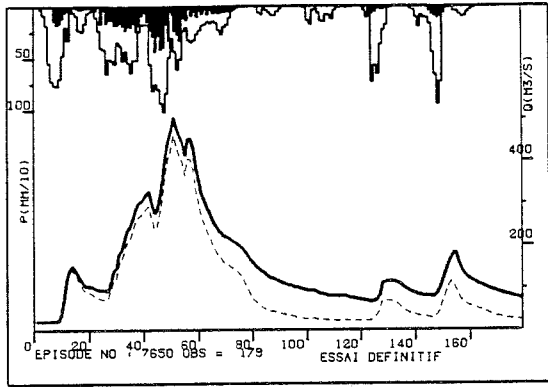
Episode 7620



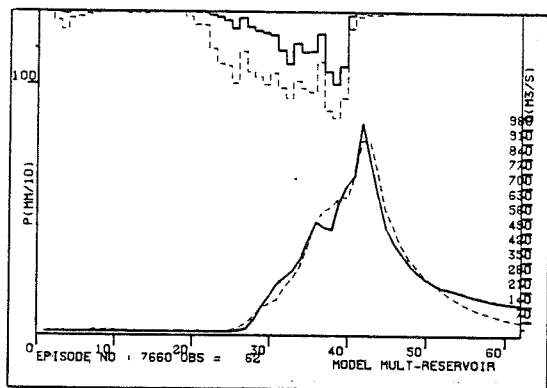
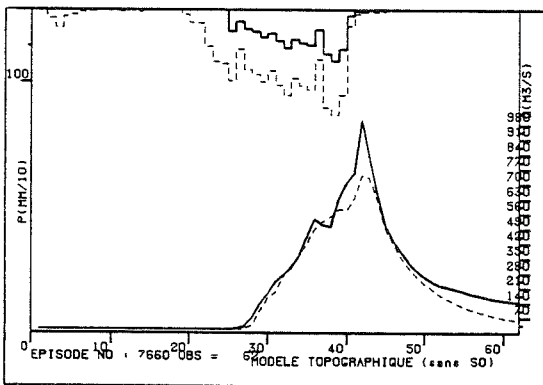
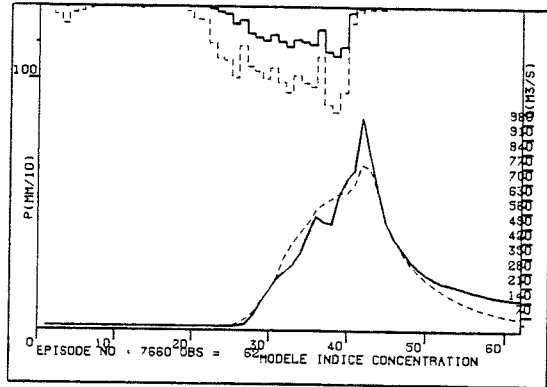
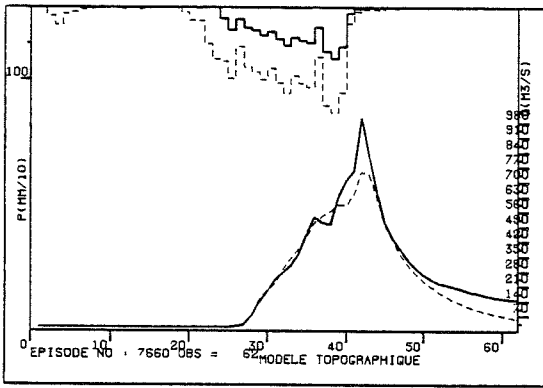
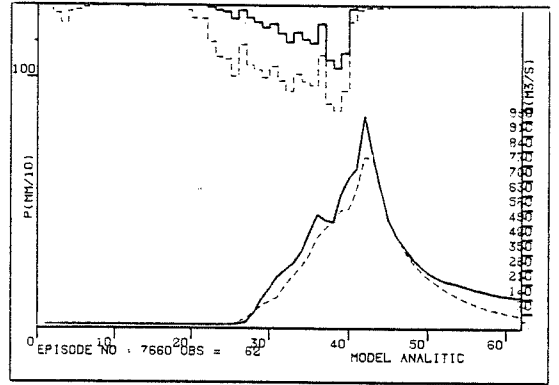
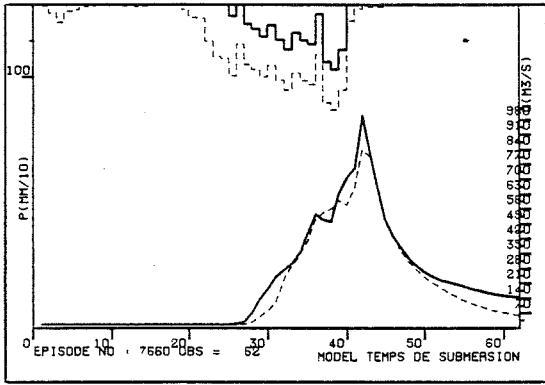
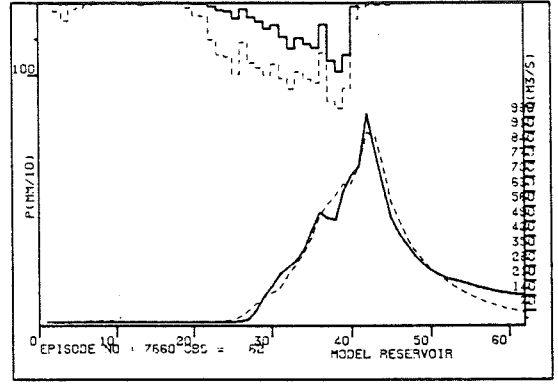
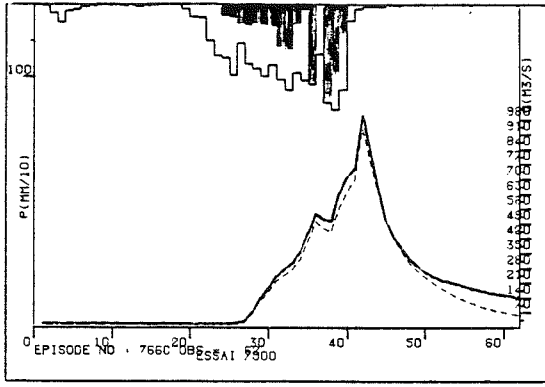
Episode 7640

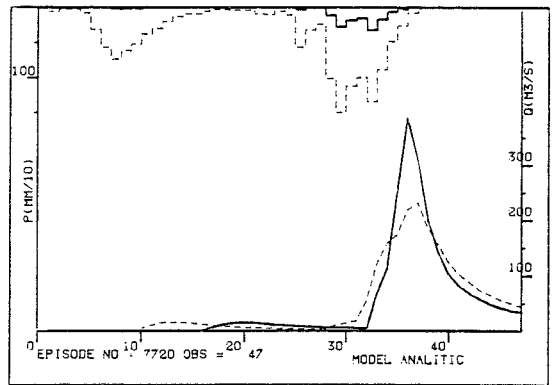
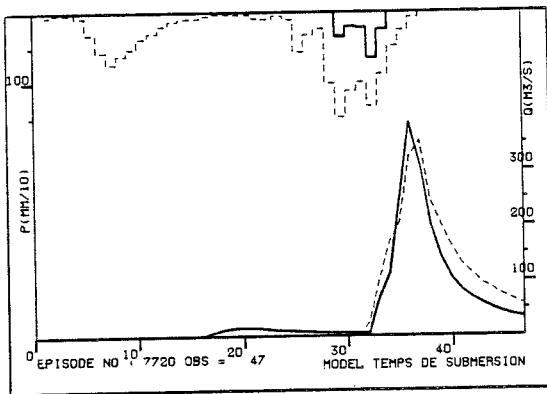
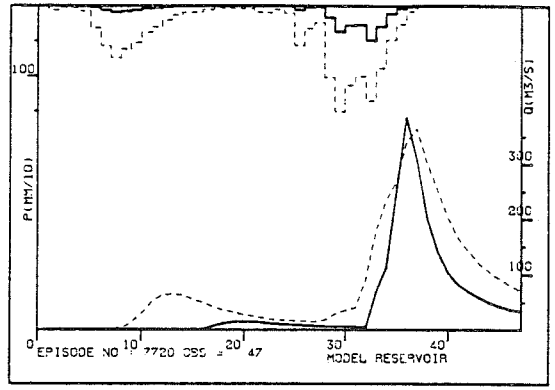
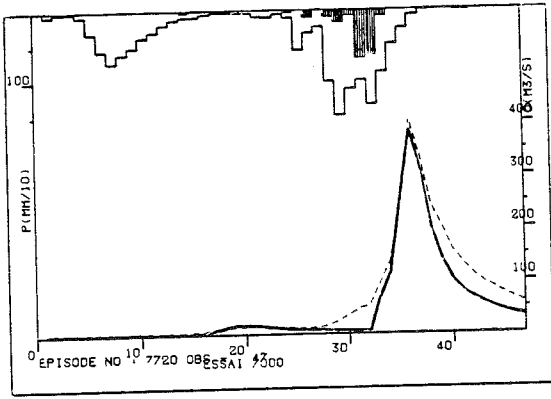


Episode 7650

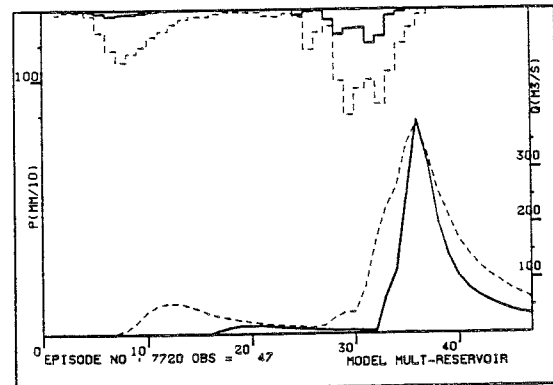
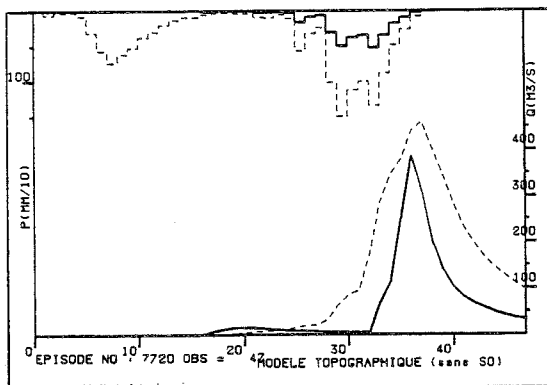
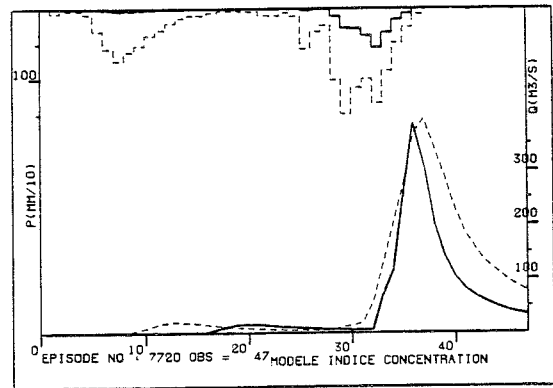
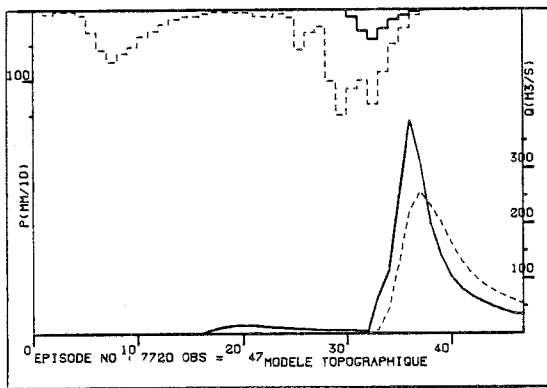


Episode 7660

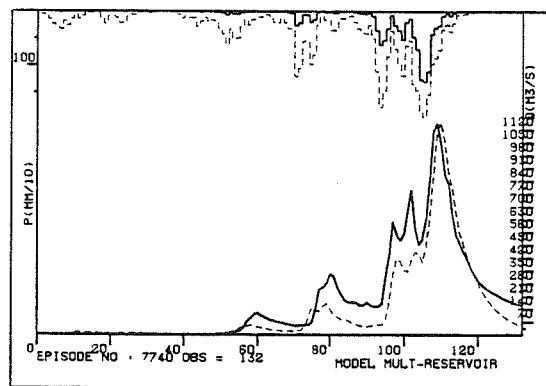
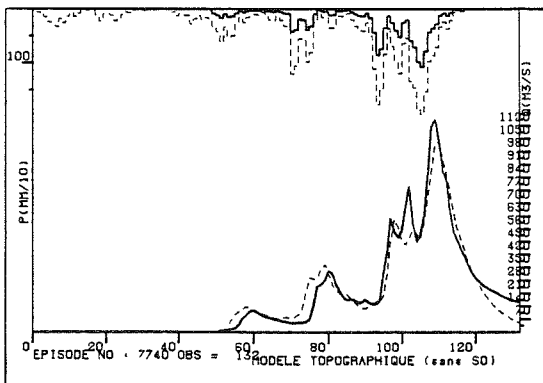
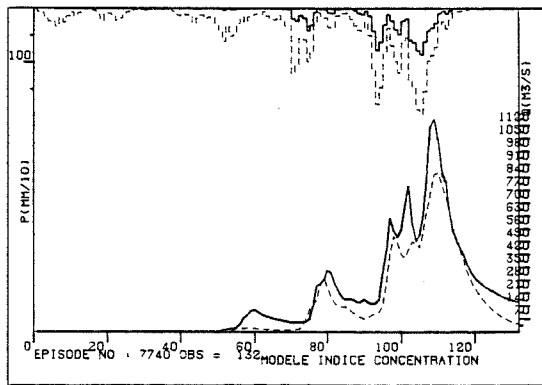
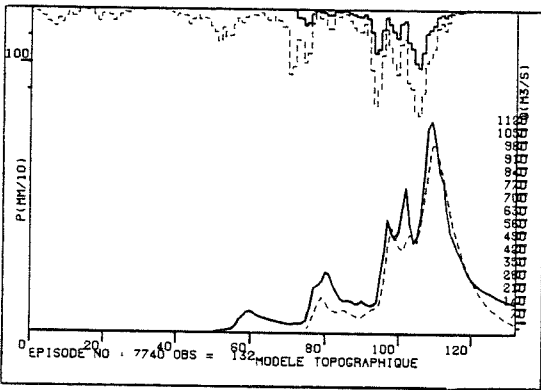
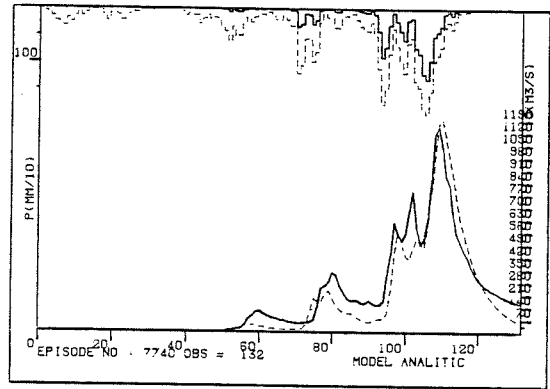
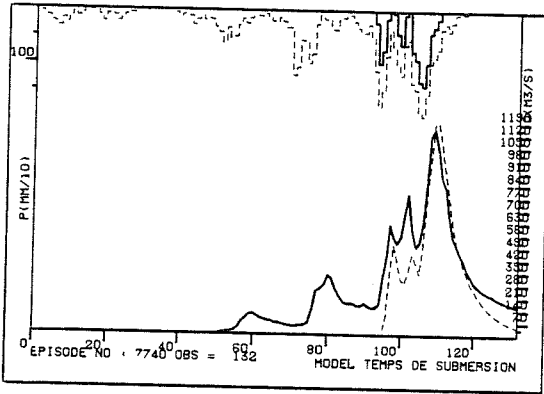
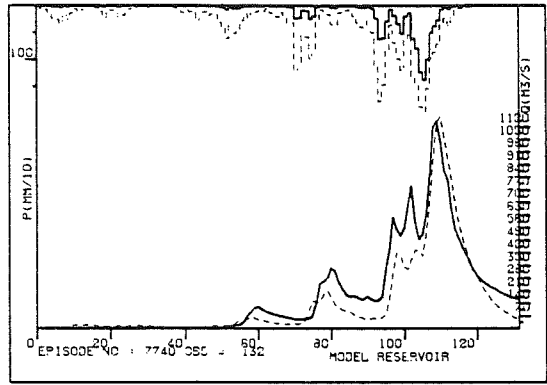
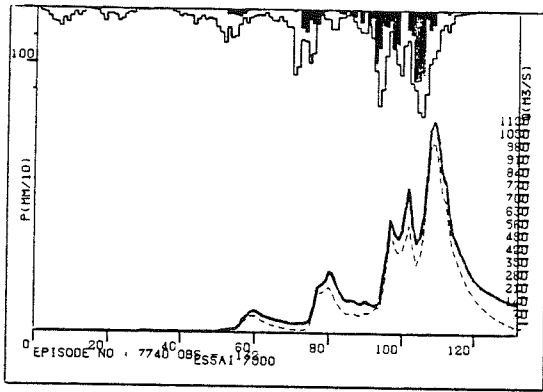




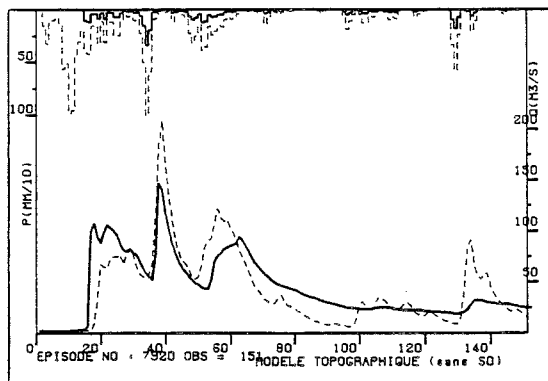
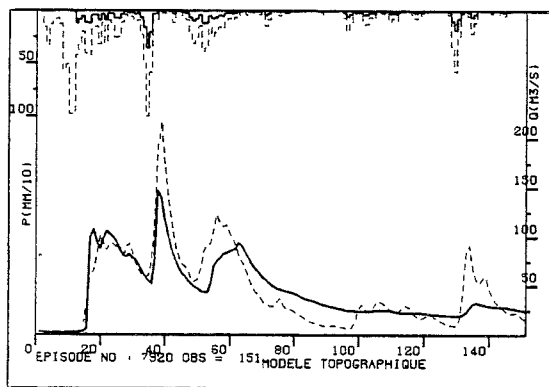
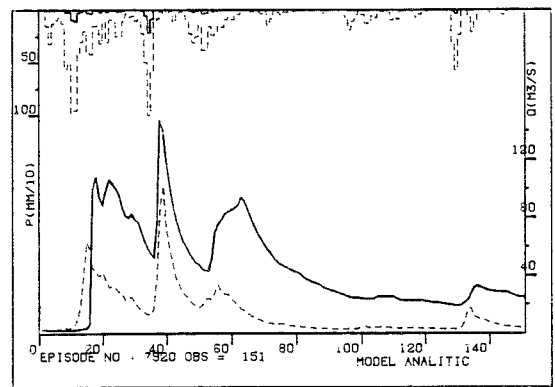
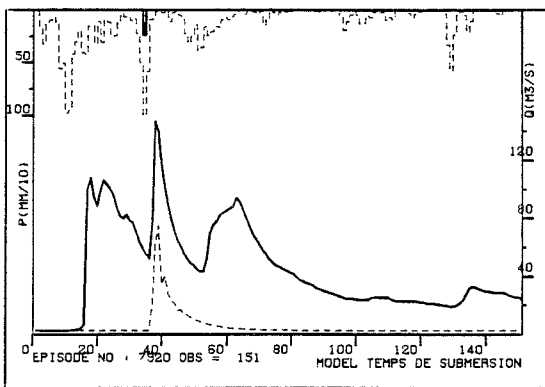
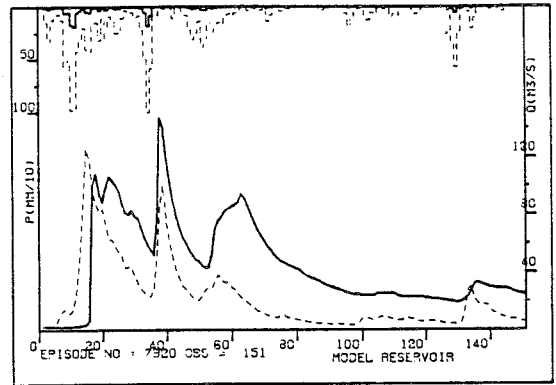
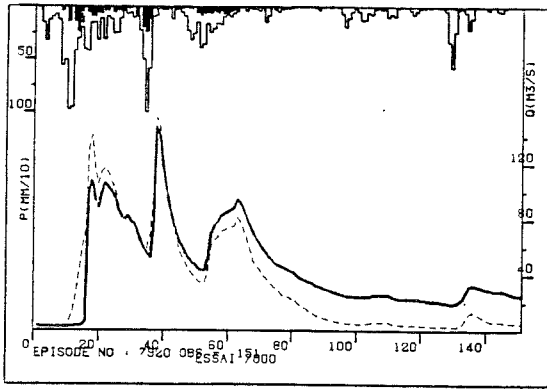
Episode 7720



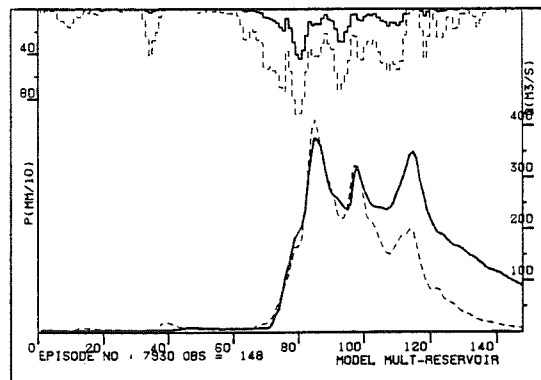
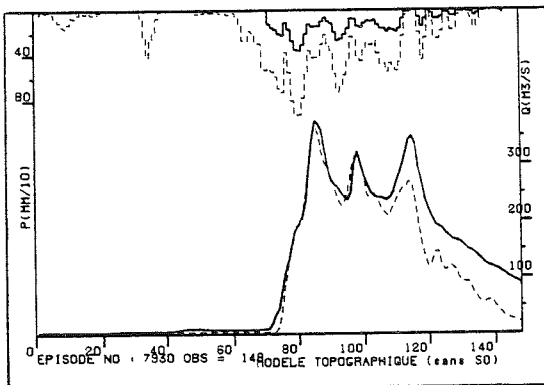
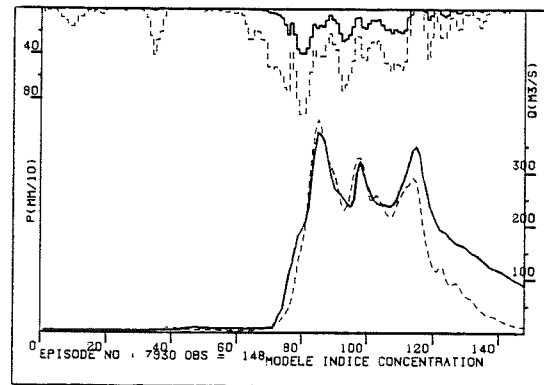
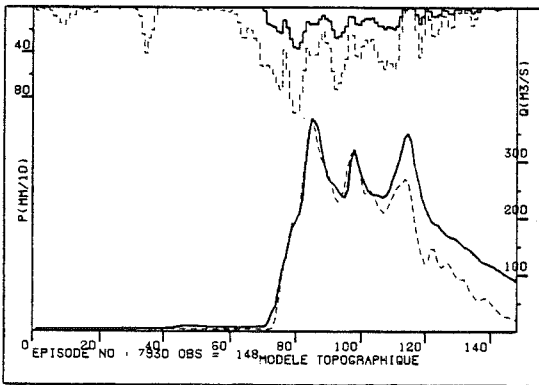
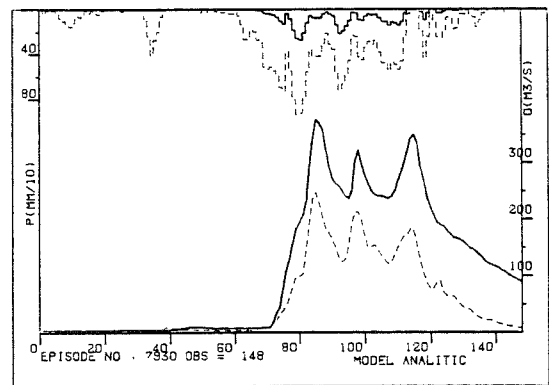
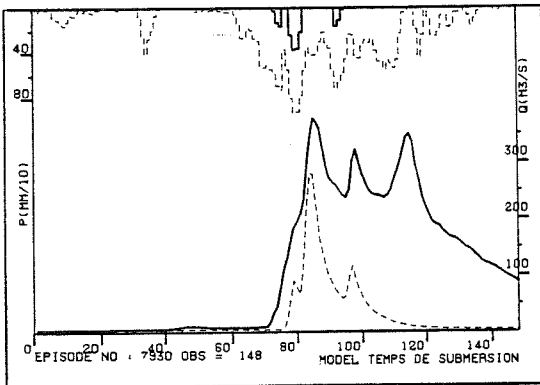
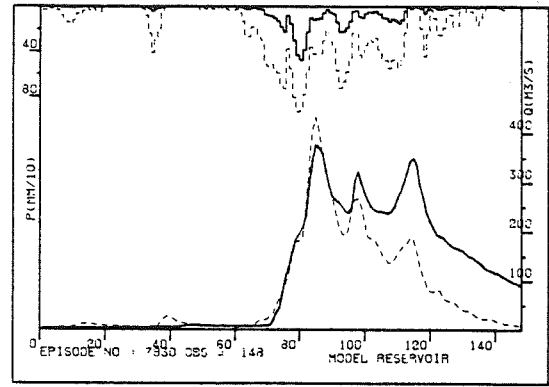
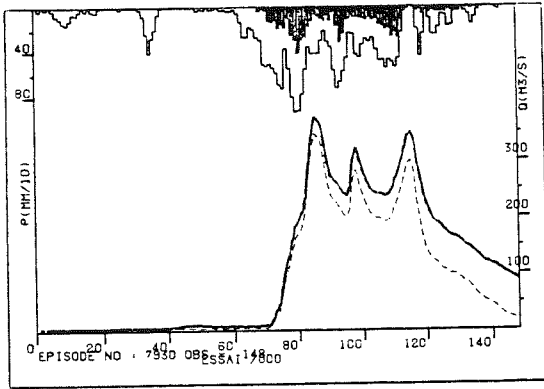
Episode 7740



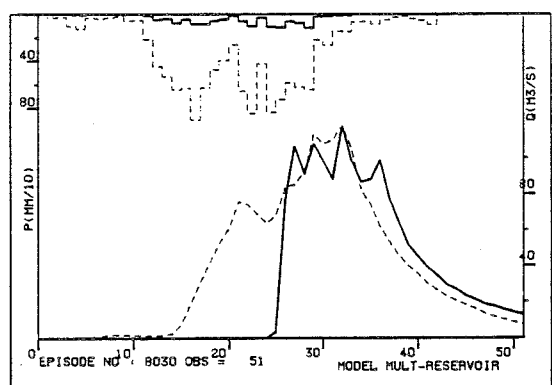
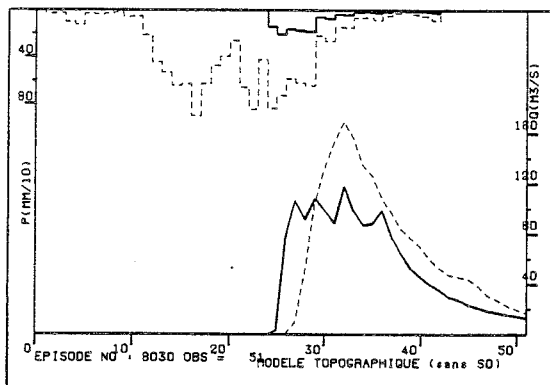
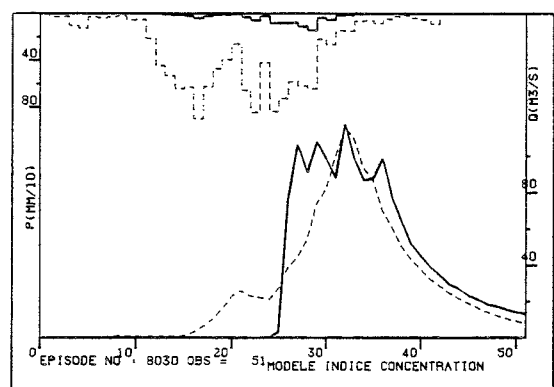
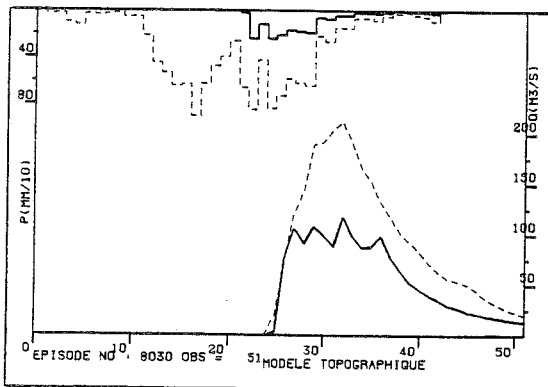
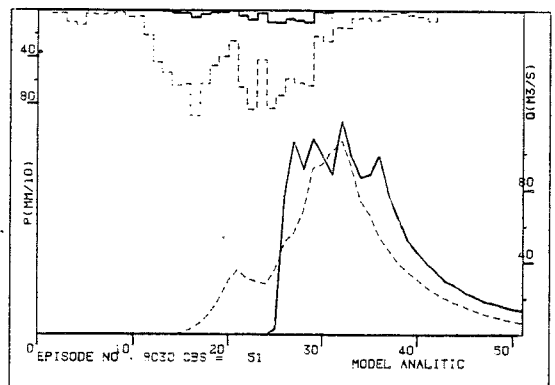
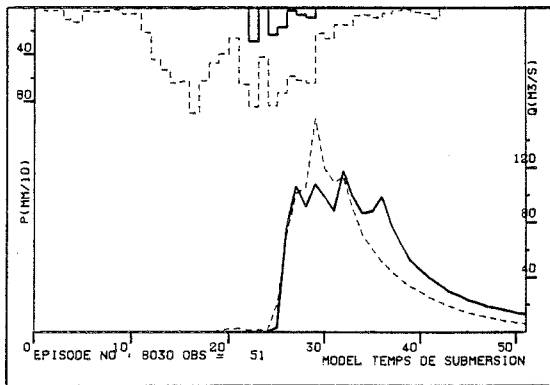
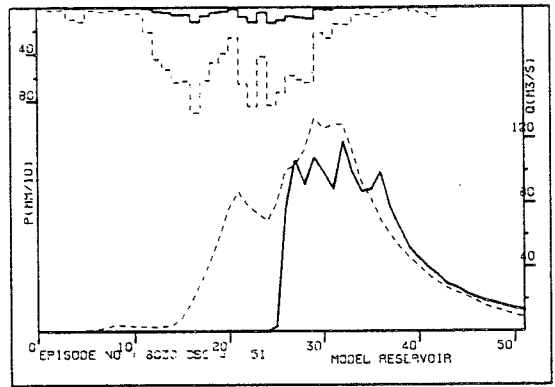
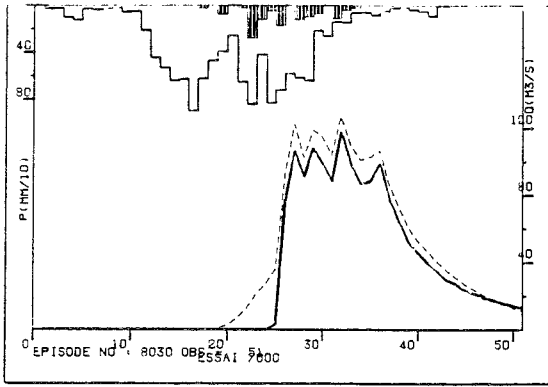
Episode 7920



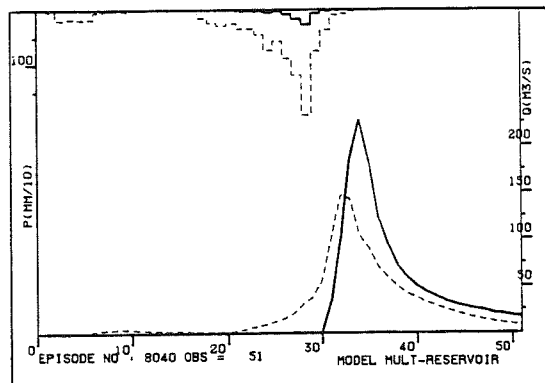
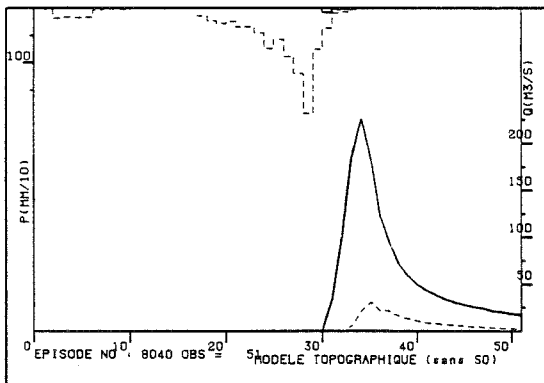
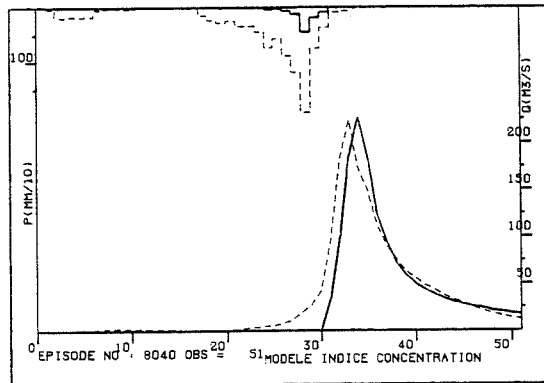
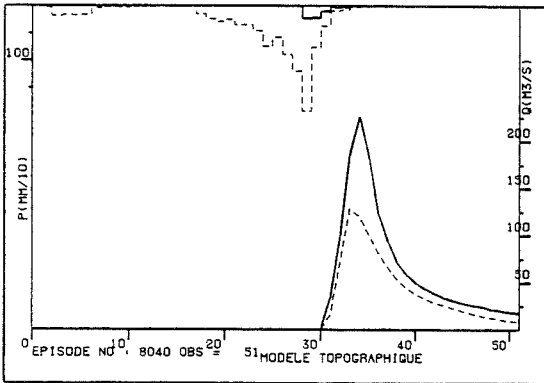
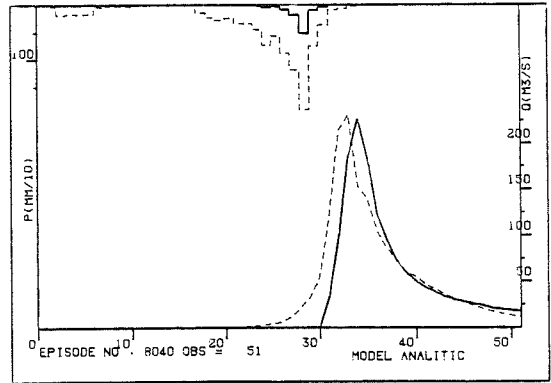
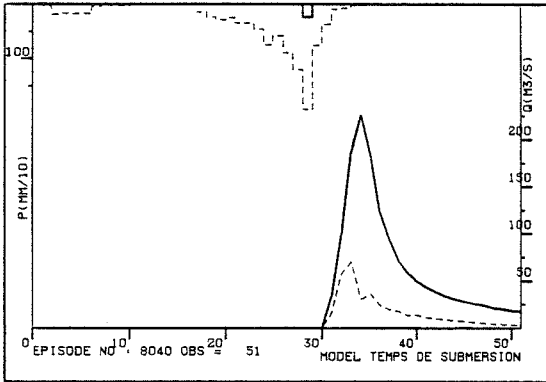
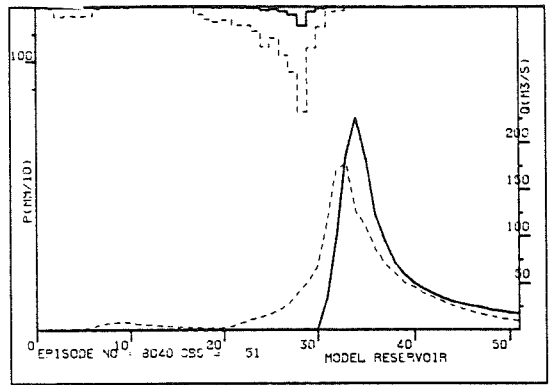
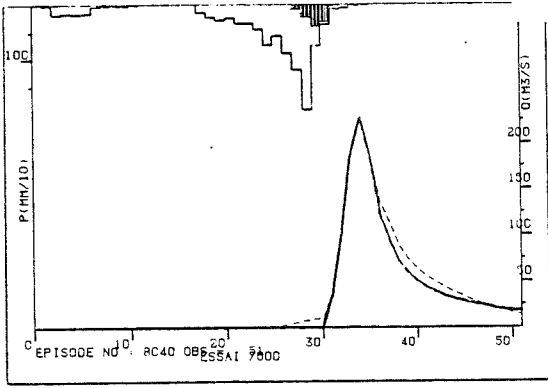
Episode 7930

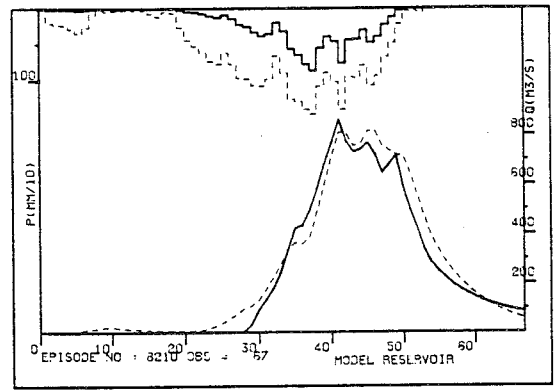
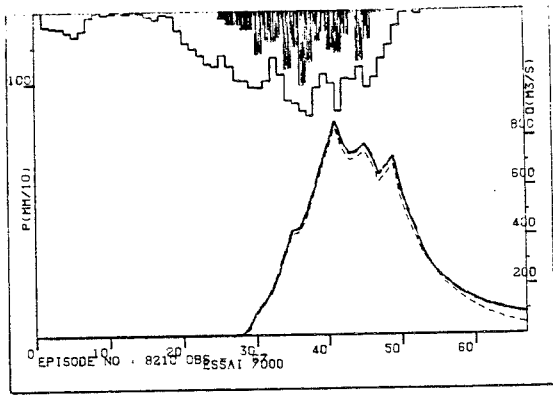


Episode 8030

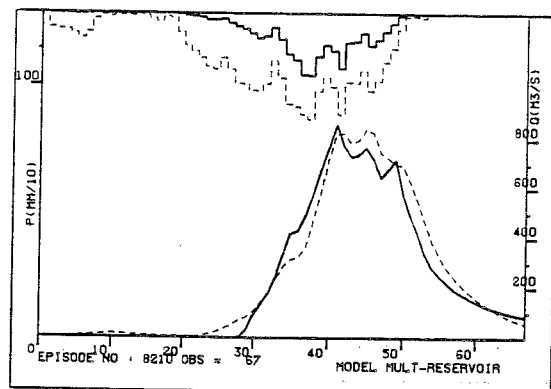
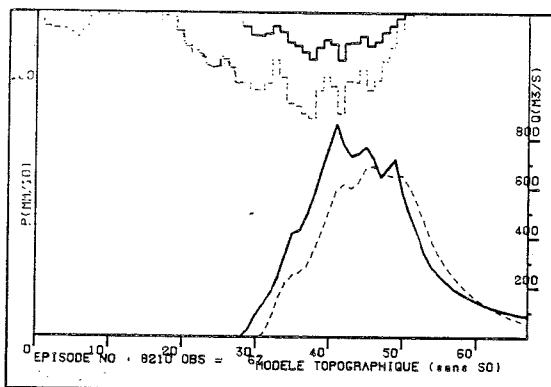
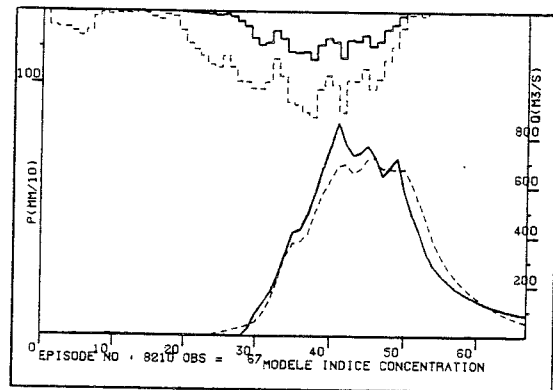
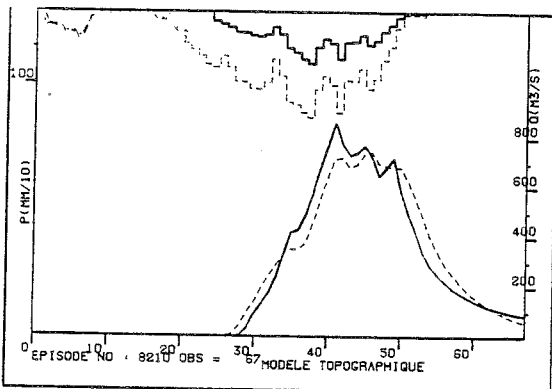
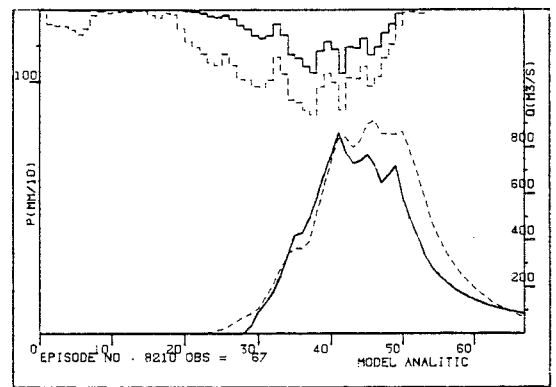
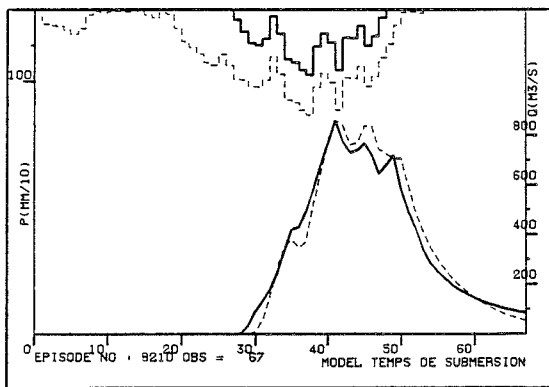


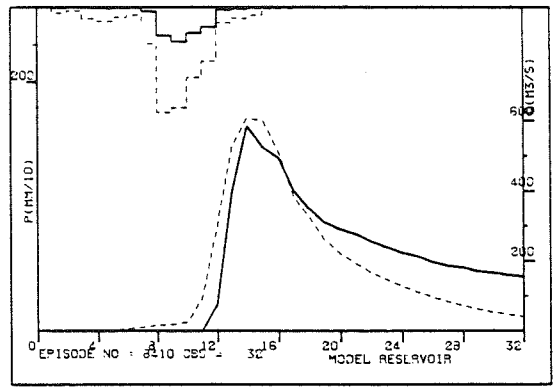
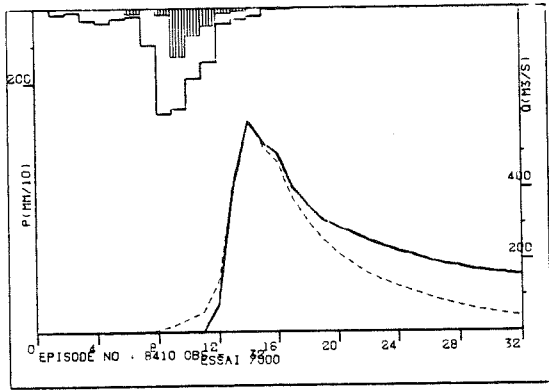
Episode 8040



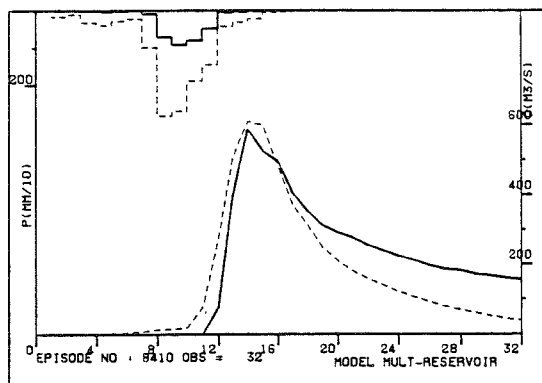
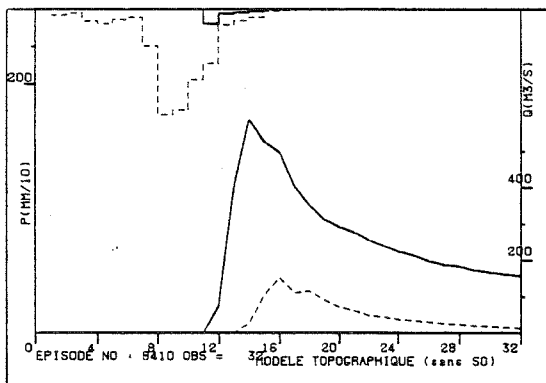
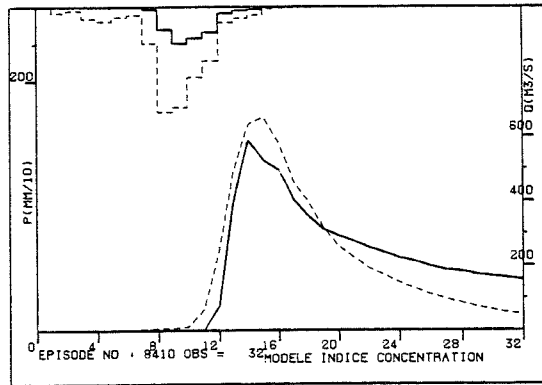
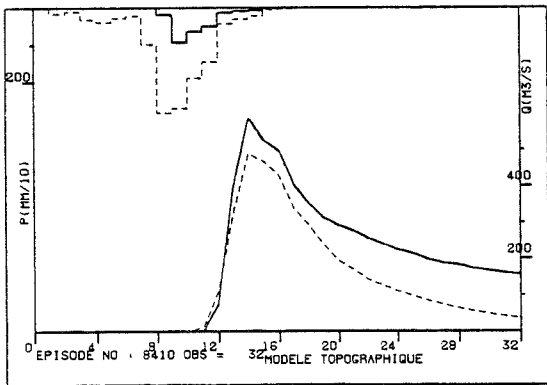
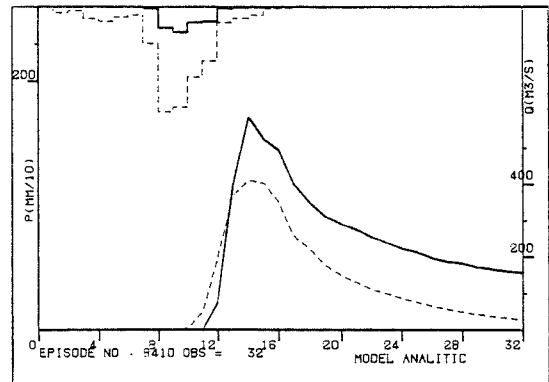
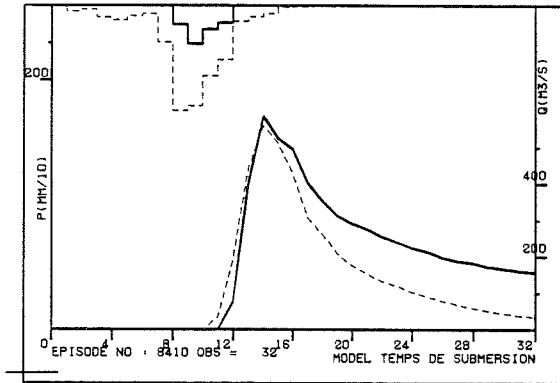


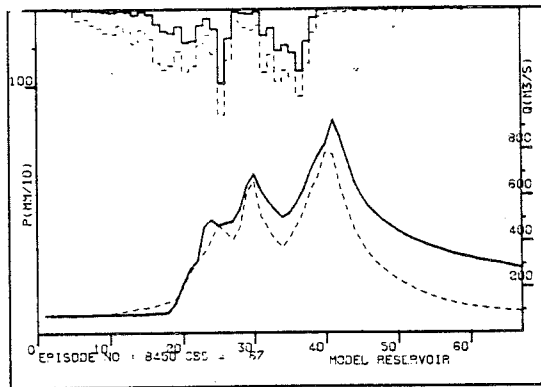
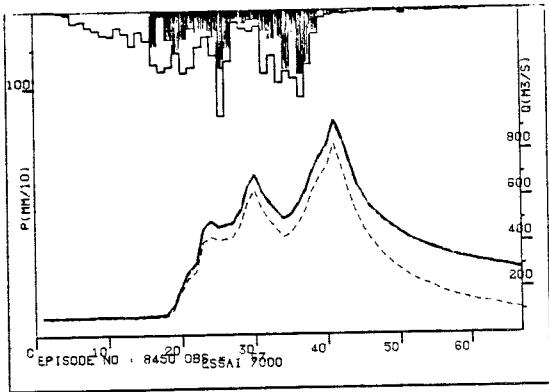
Episode 8210



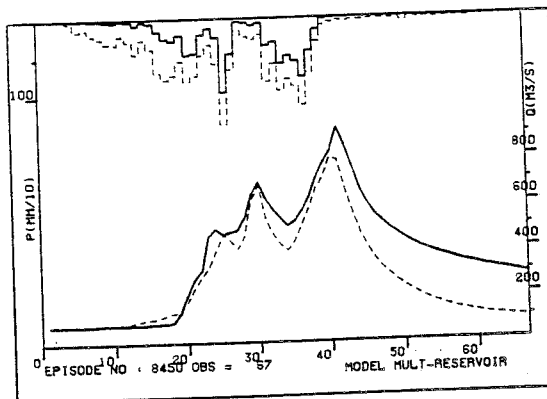
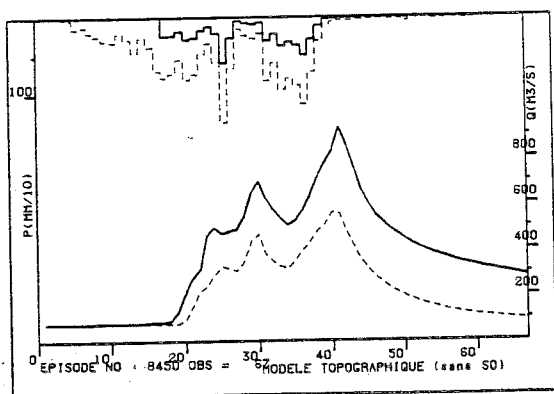
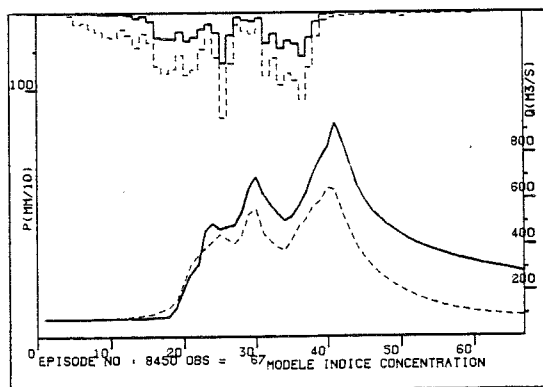
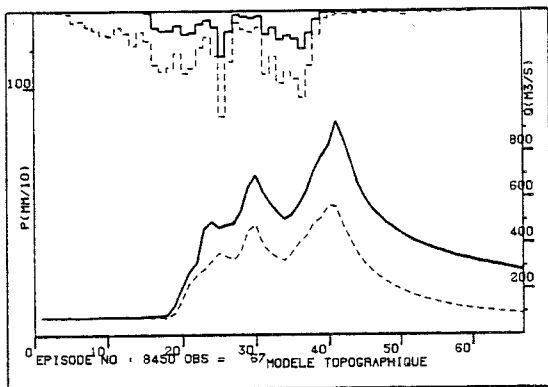
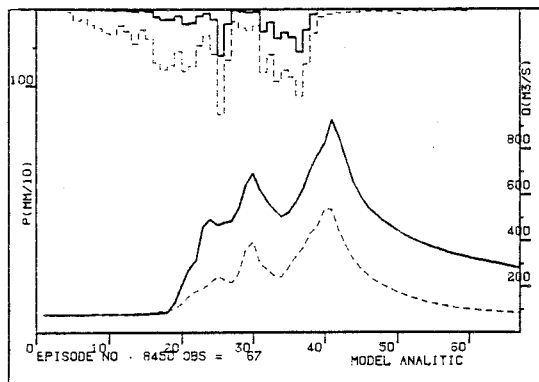
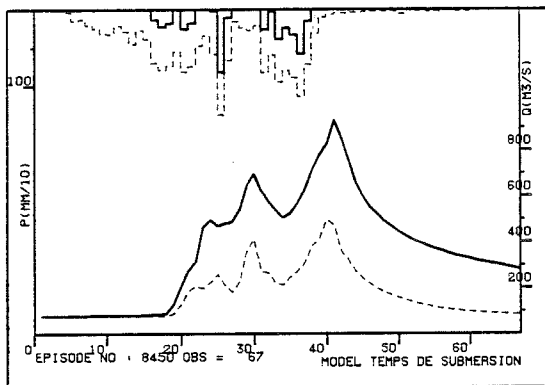


Episode 8410





Episode 8450



ANNEXE II

EPISODES DU JEU DE CALIBRATION DU REAL COLLOBRIER

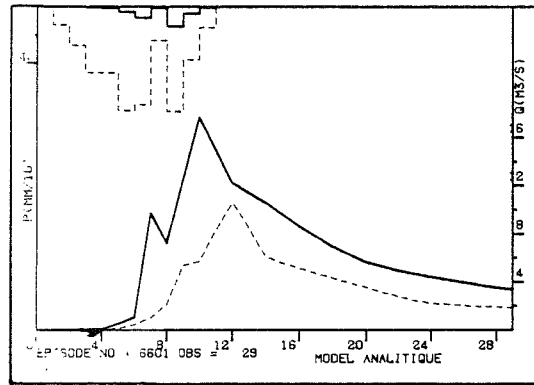
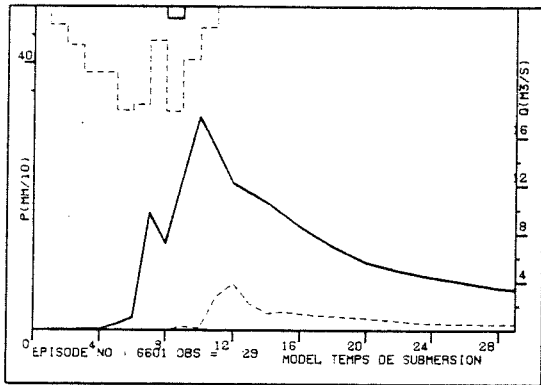
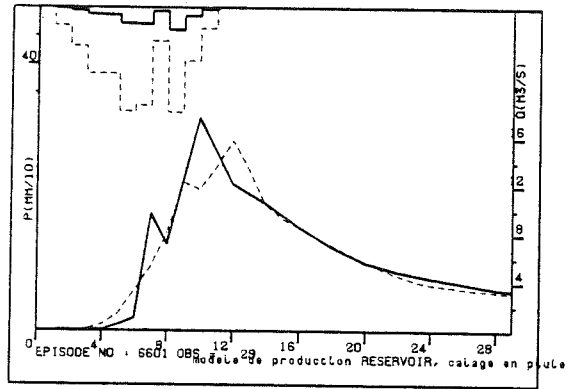
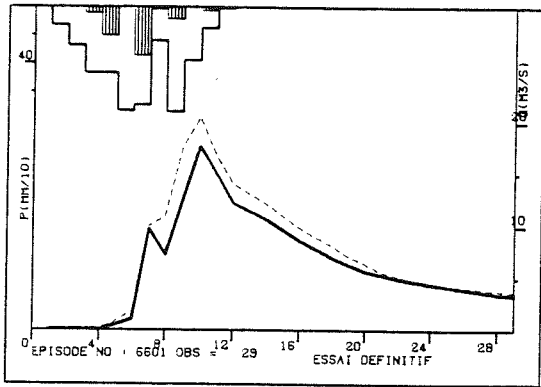
ESTIMATION DPFT

MODELE RESERVOIR

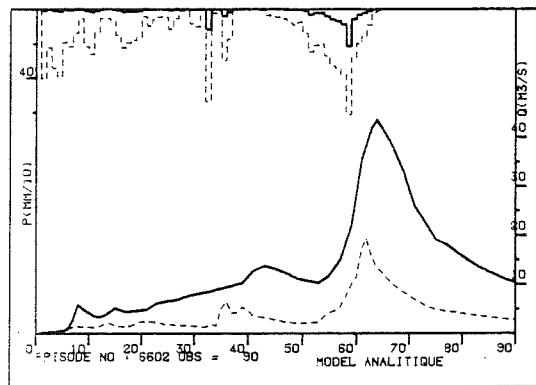
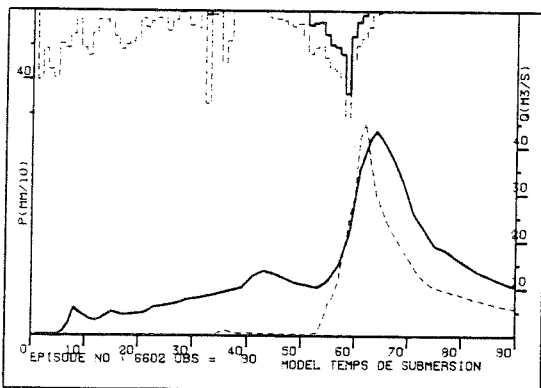
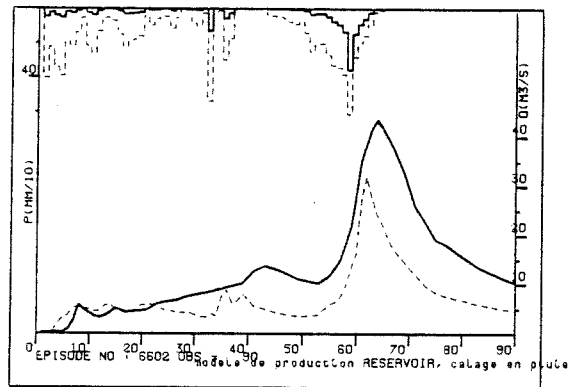
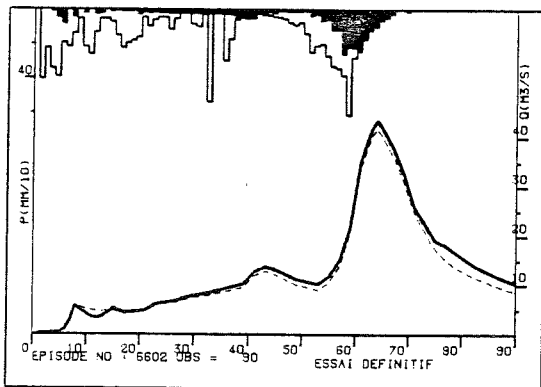
MODELE TEMPS DE
SUBMERSION

MODELE ANALYTIQUE

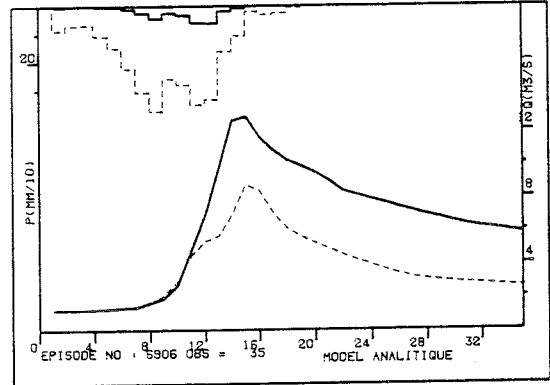
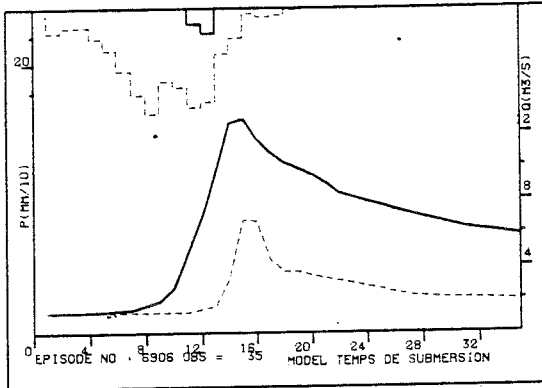
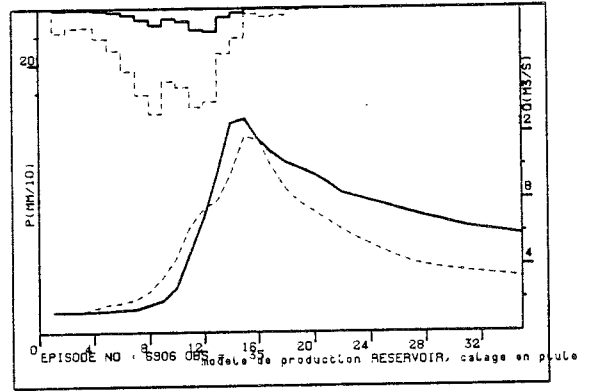
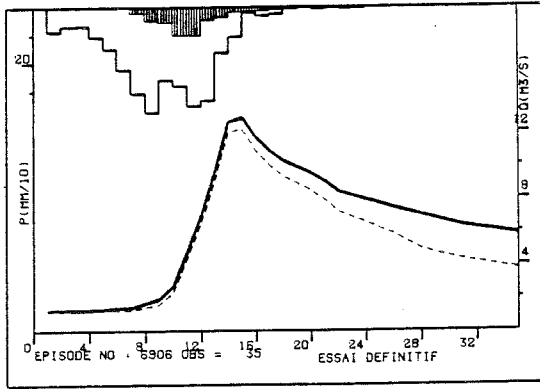
Episode 6601



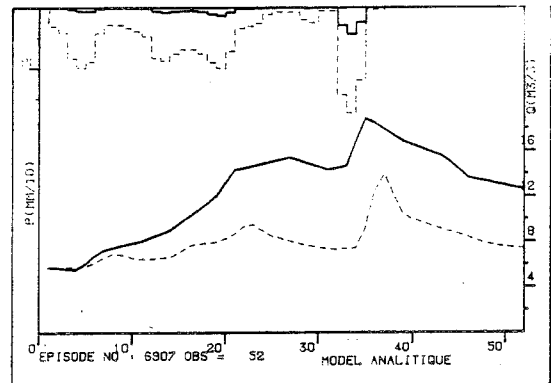
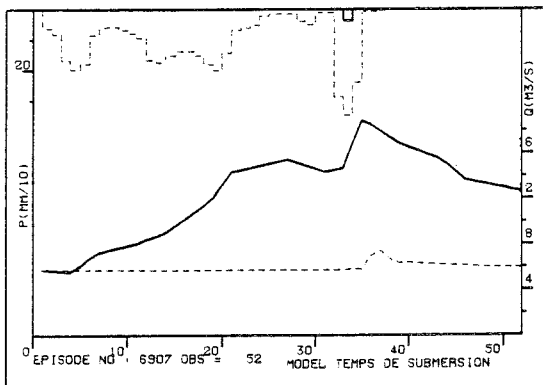
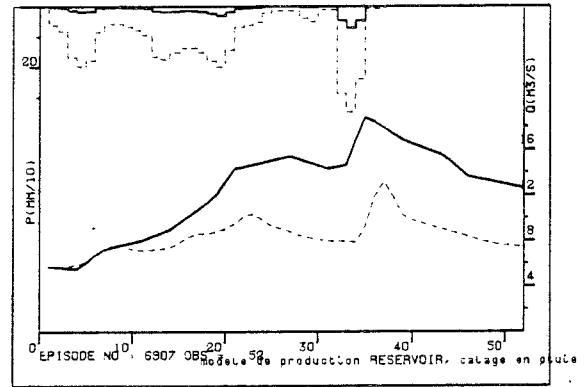
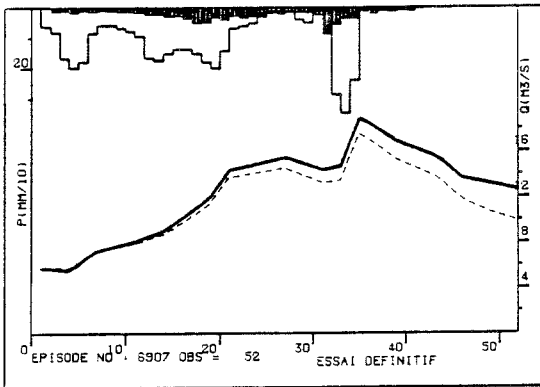
Episode 6602



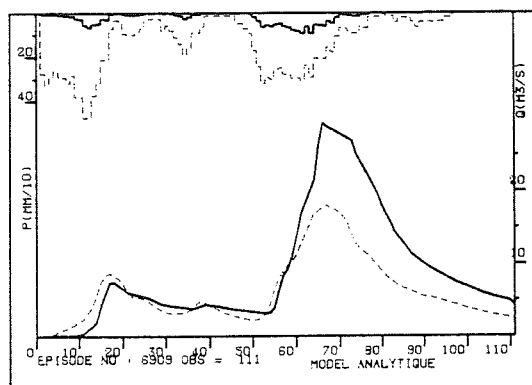
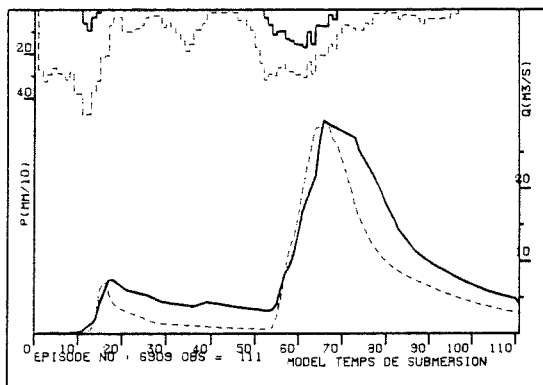
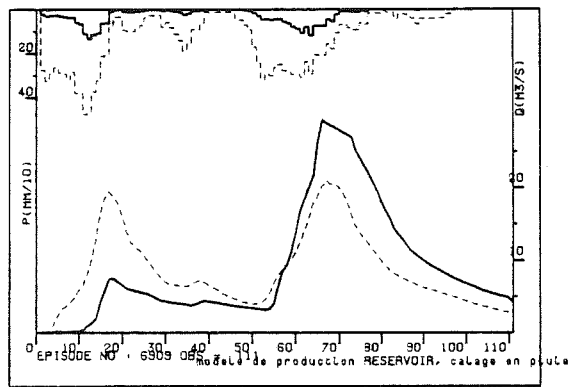
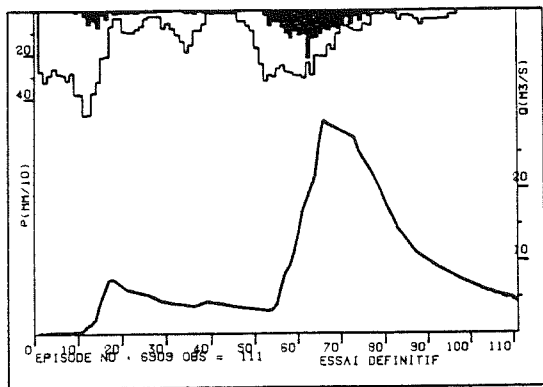
Episode 6906



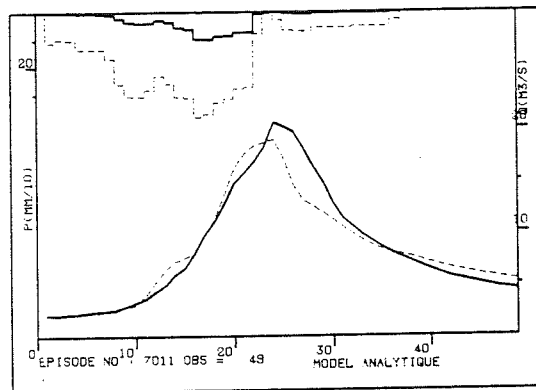
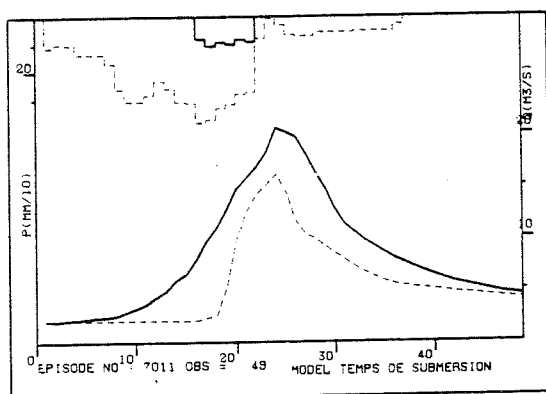
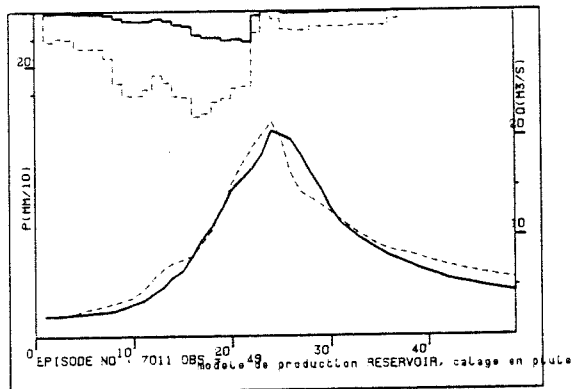
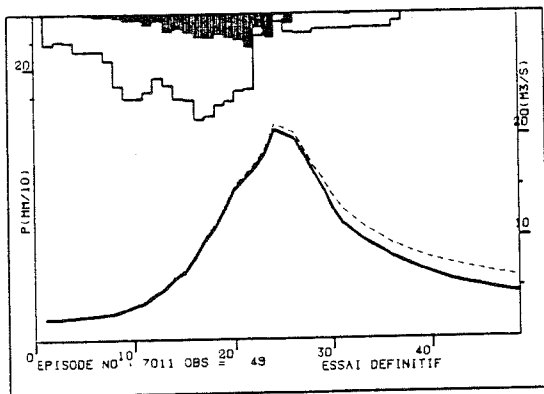
Episode 6907



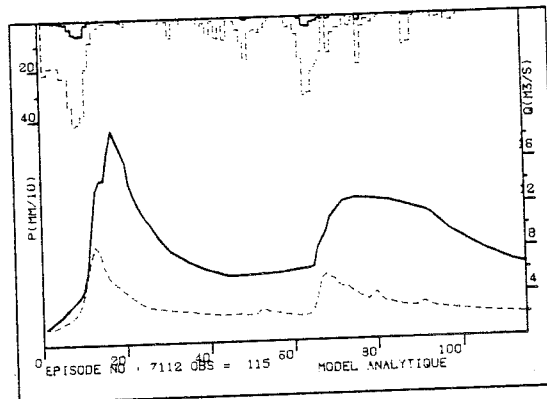
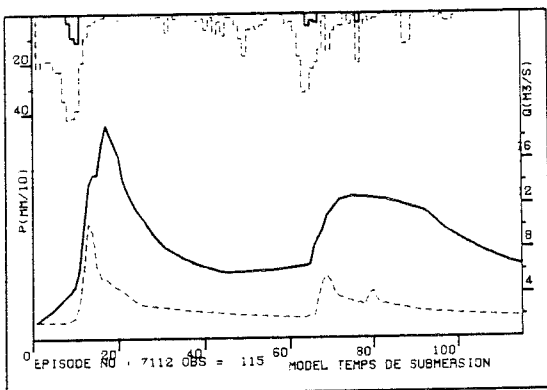
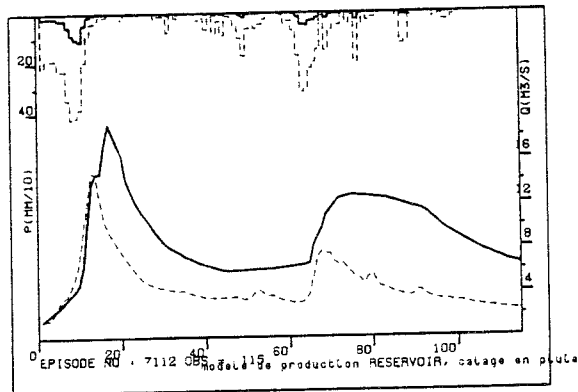
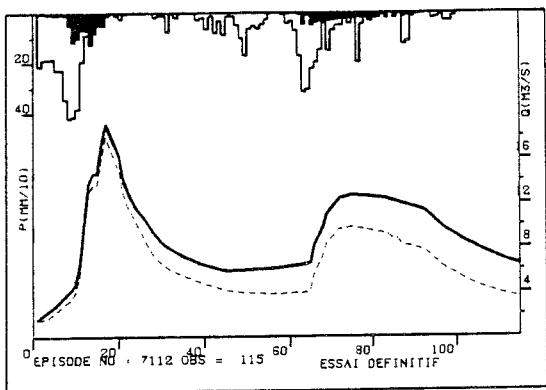
Episode 6909



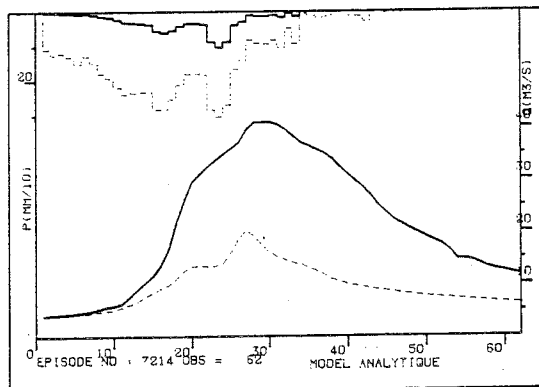
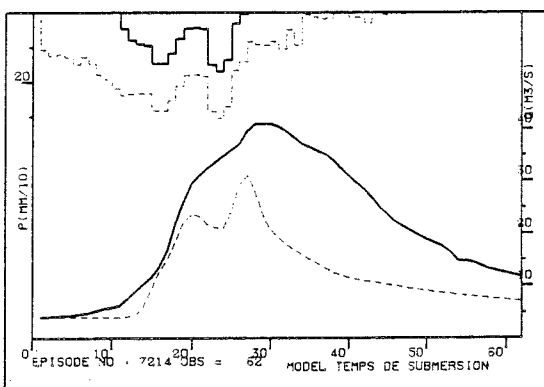
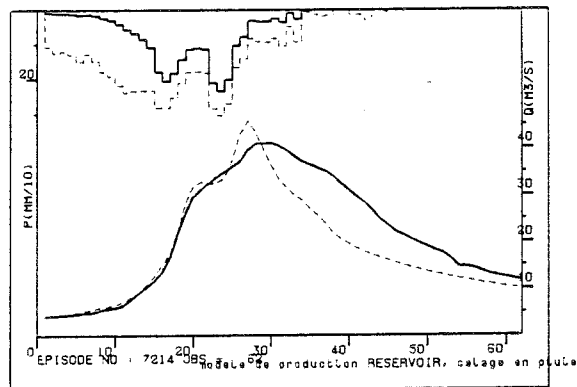
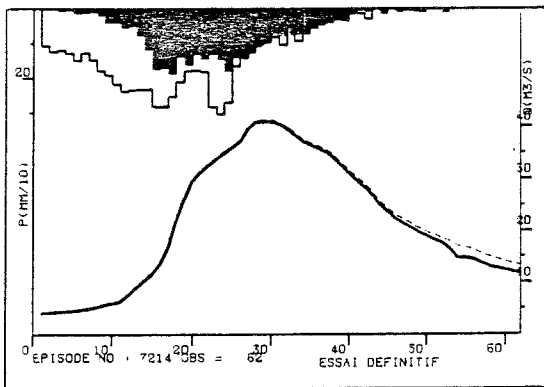
Episode 7011



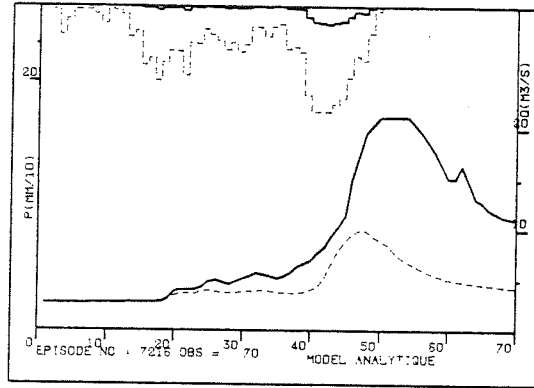
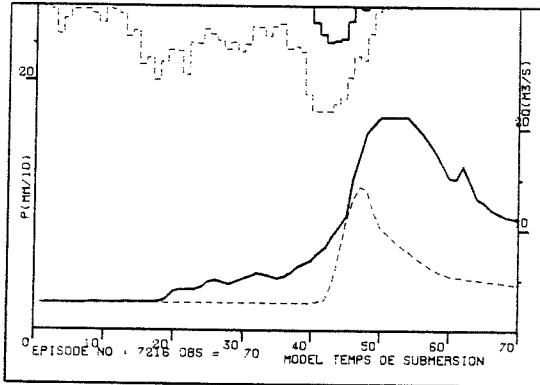
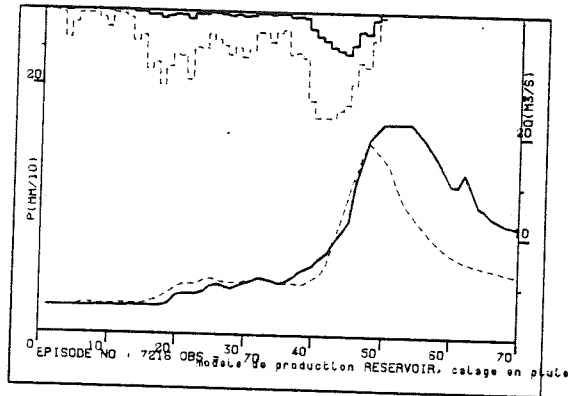
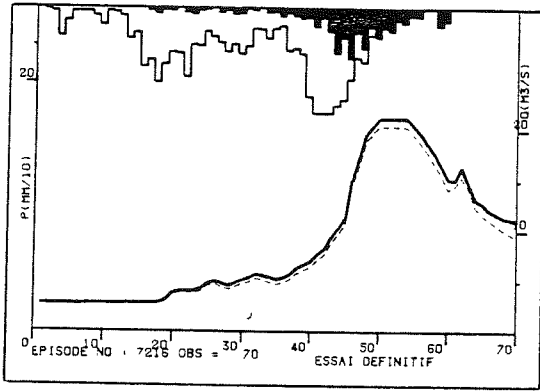
Episode 7112



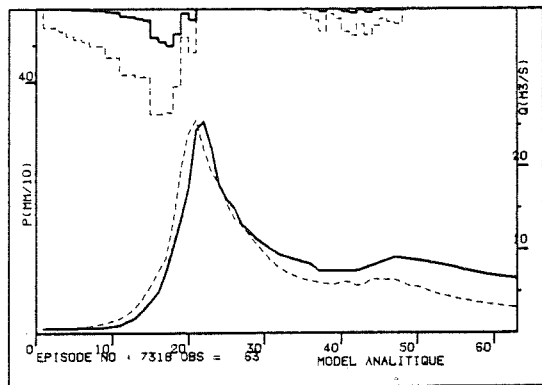
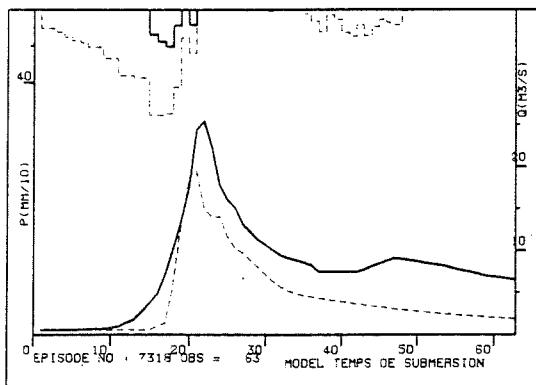
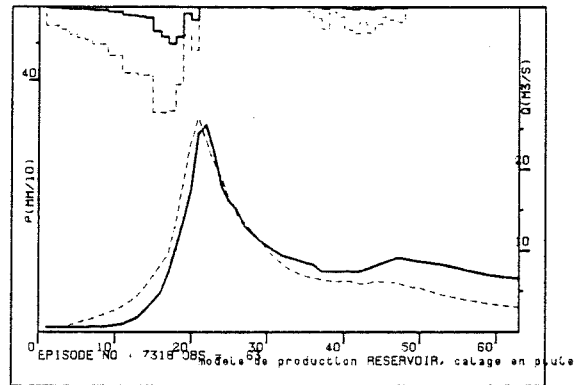
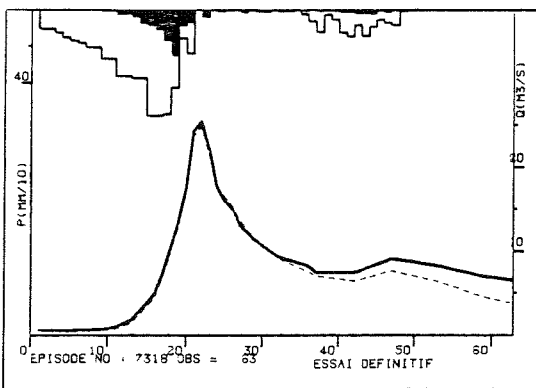
Episode 7214



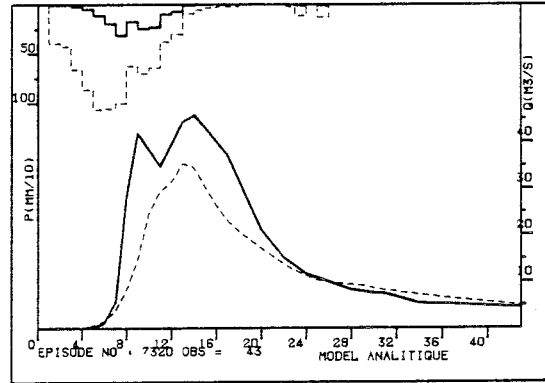
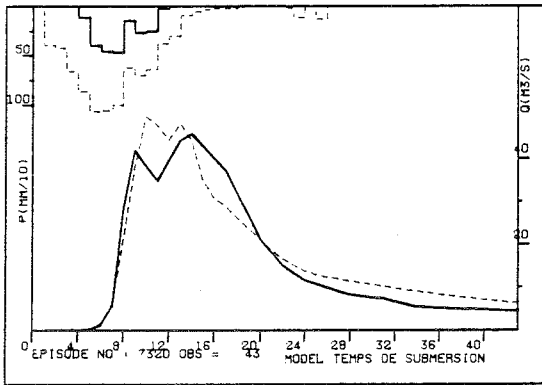
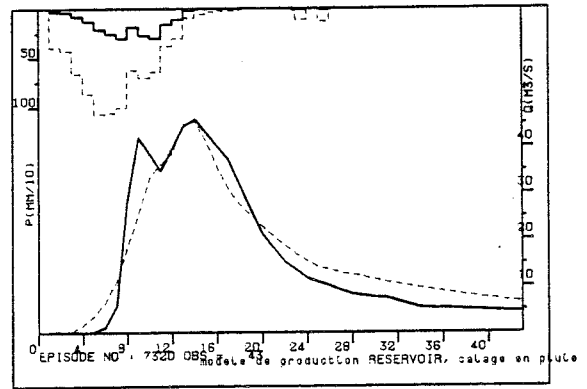
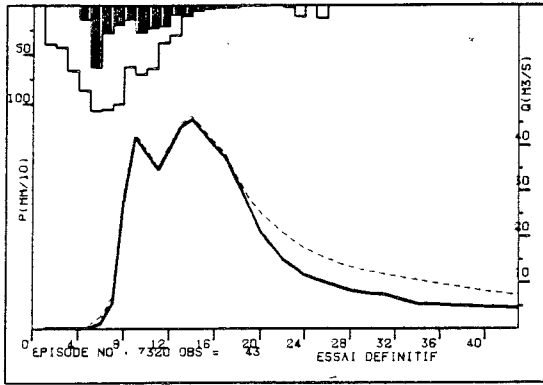
Episode 7216



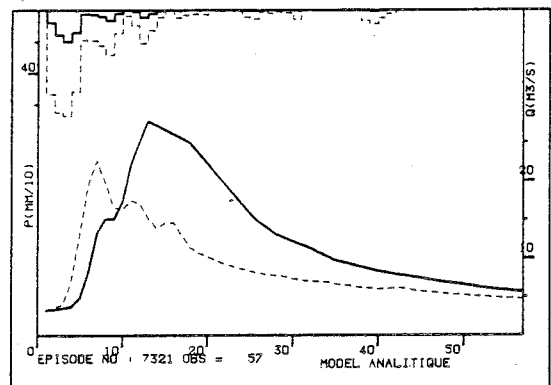
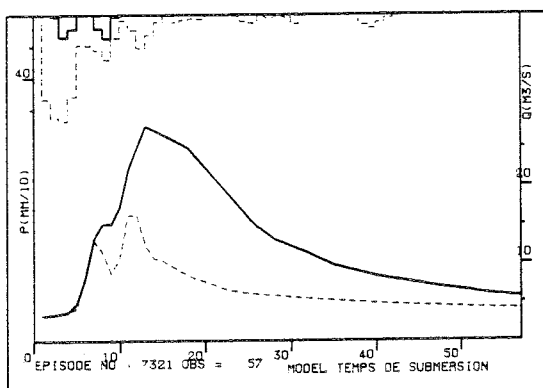
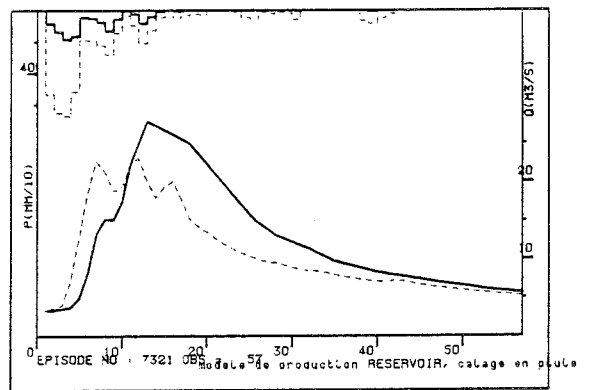
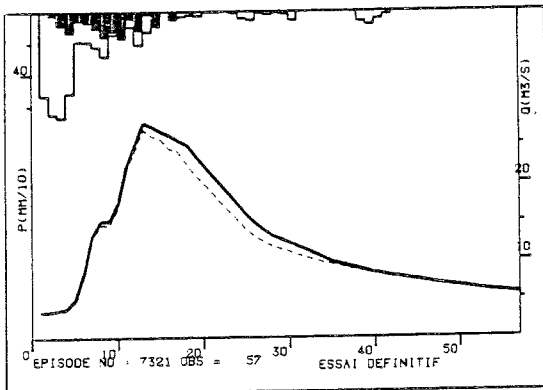
Episode 7318



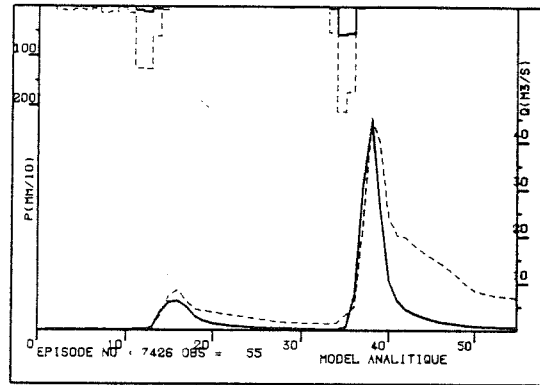
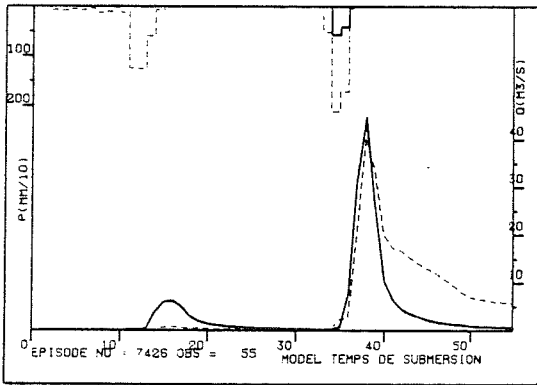
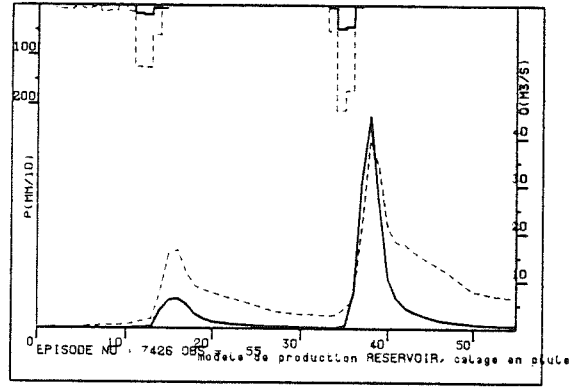
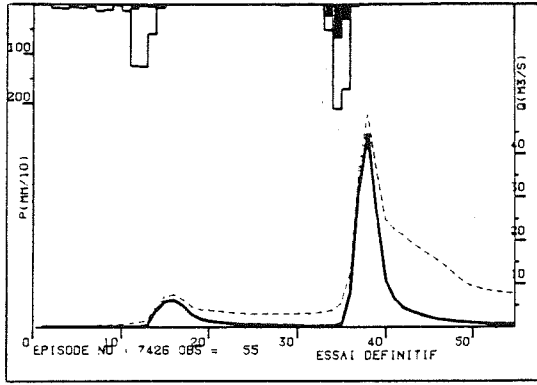
Episode 7320



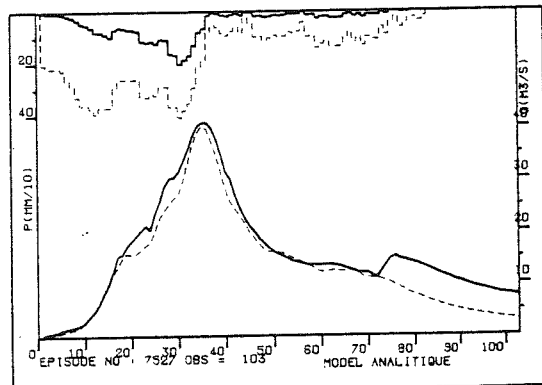
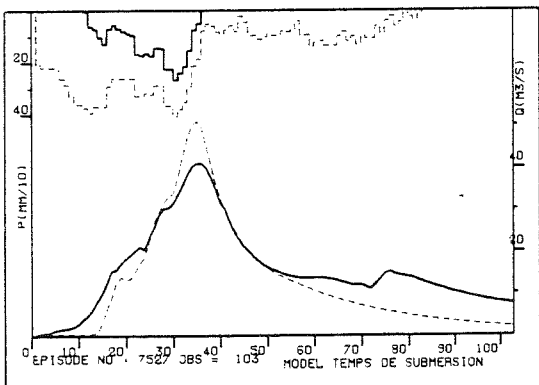
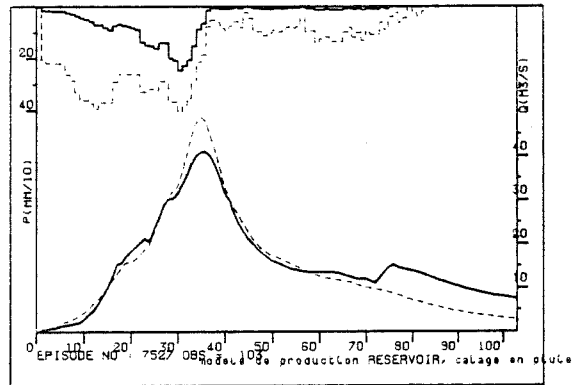
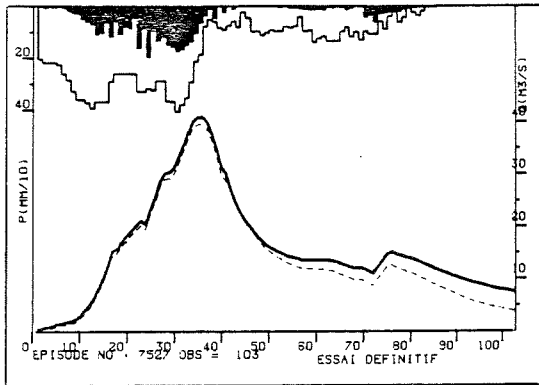
Episode 7321



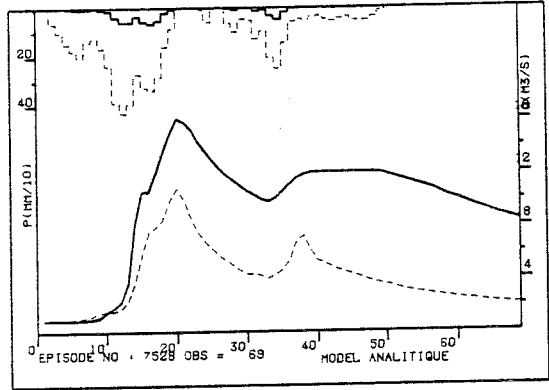
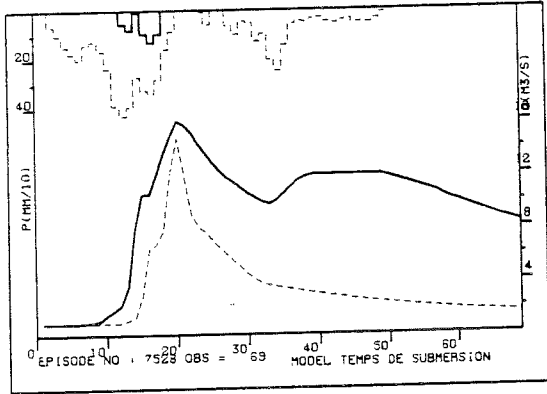
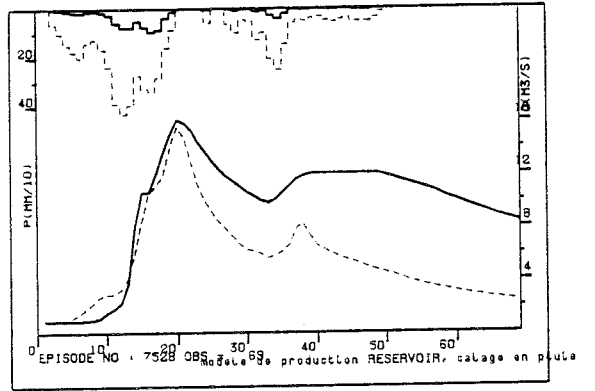
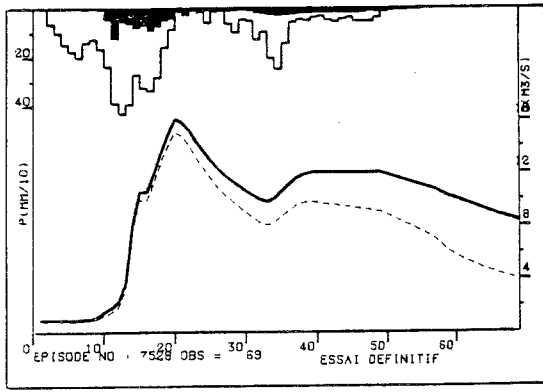
Episode 7426



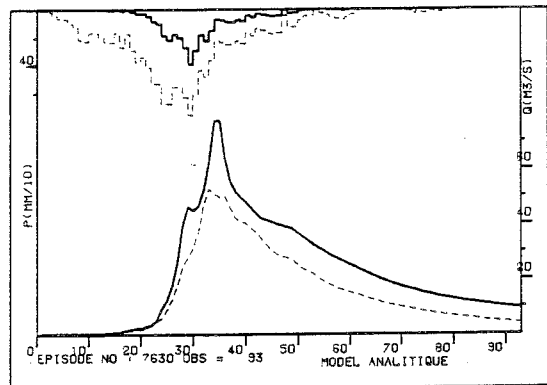
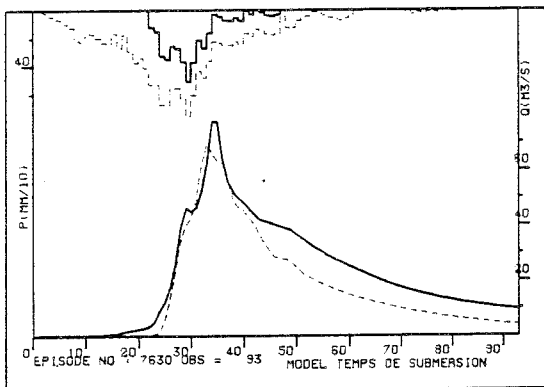
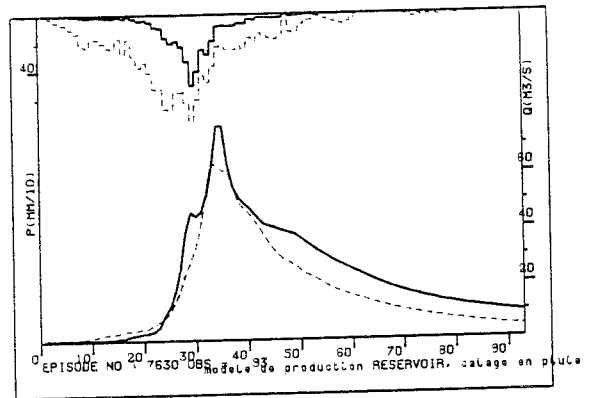
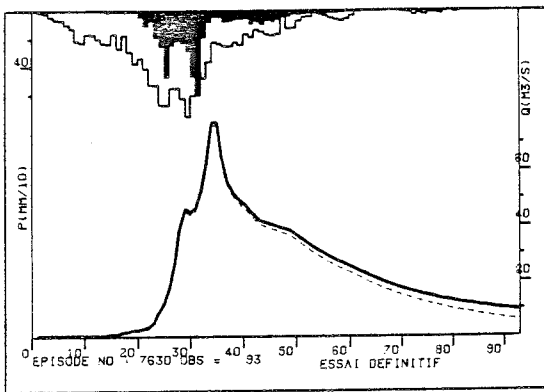
Episode 7527



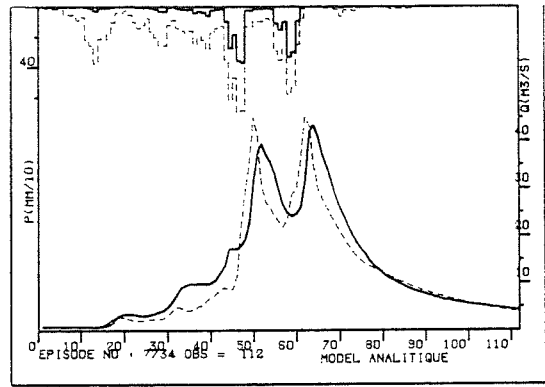
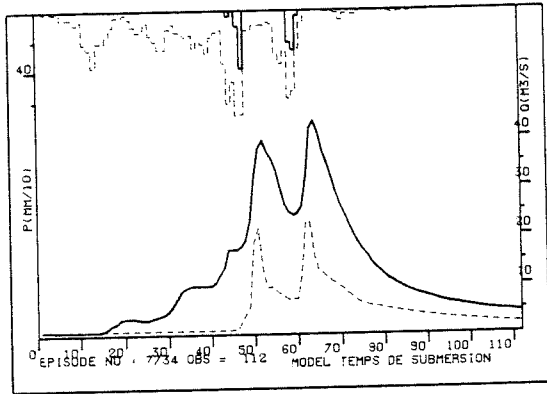
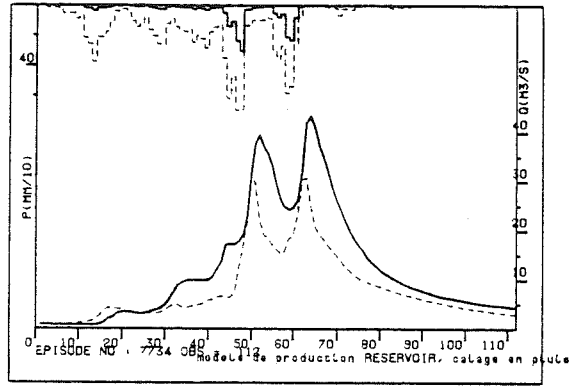
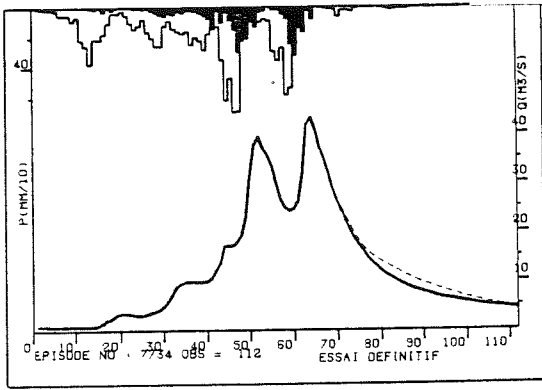
Episode 7528



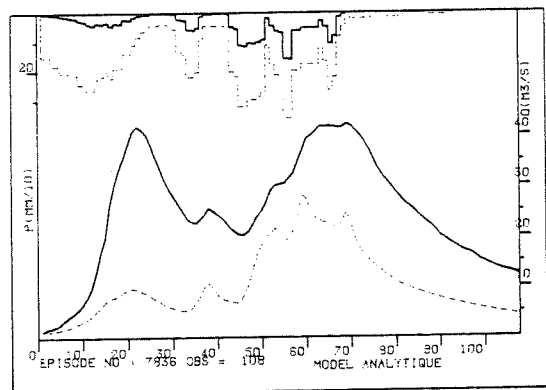
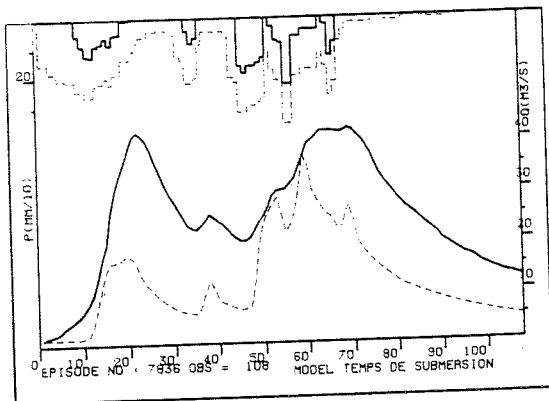
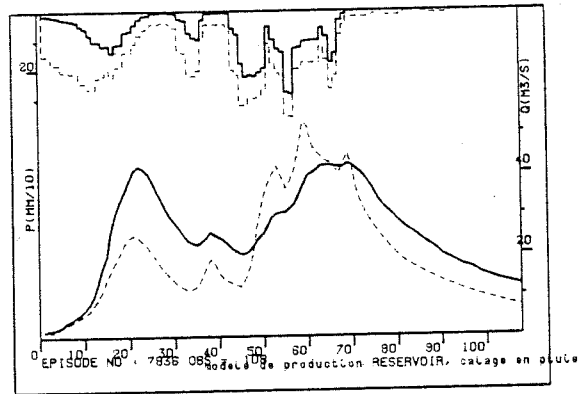
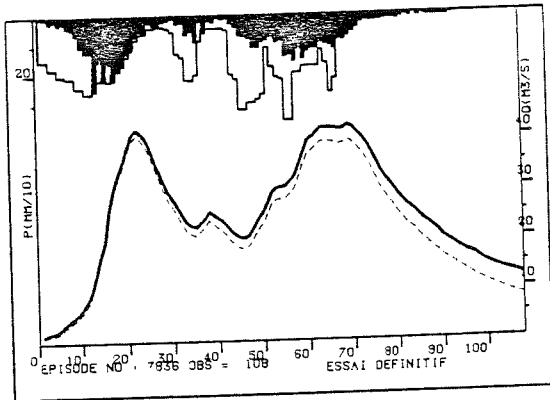
Episode 7630



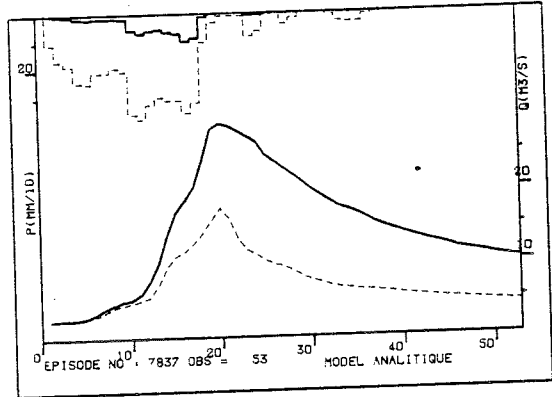
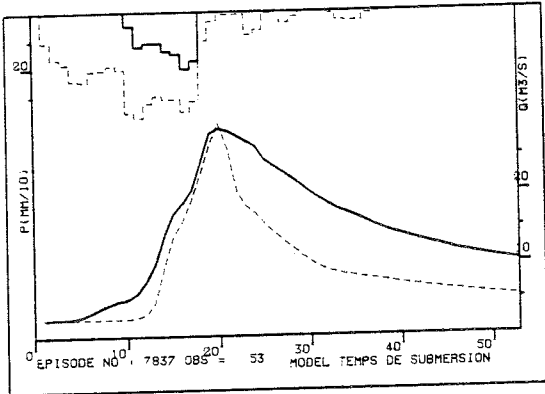
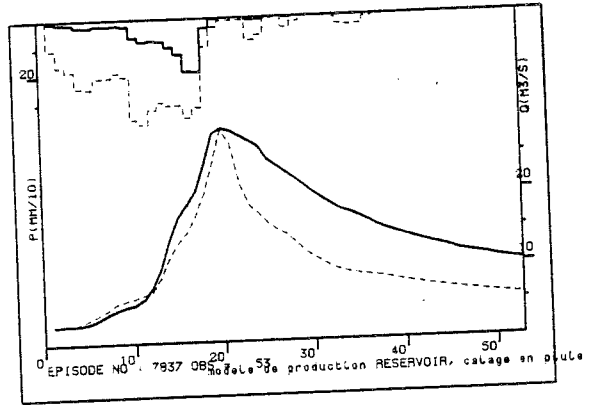
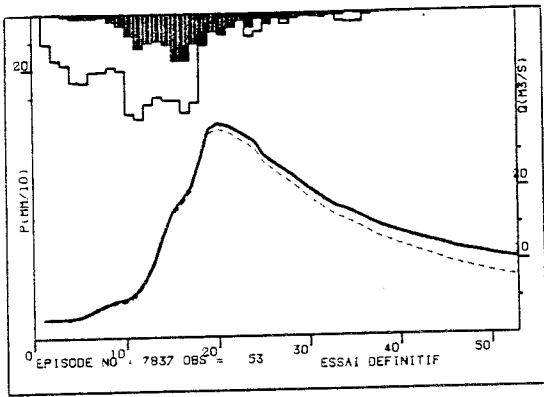
Episode 7734



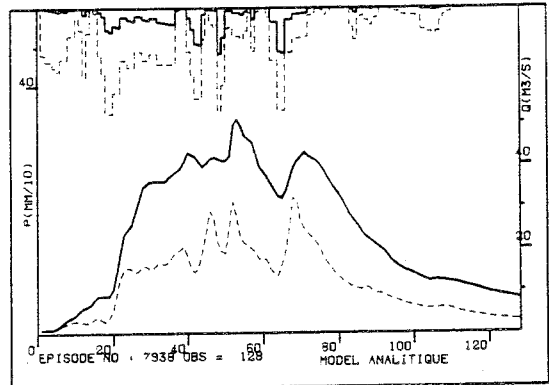
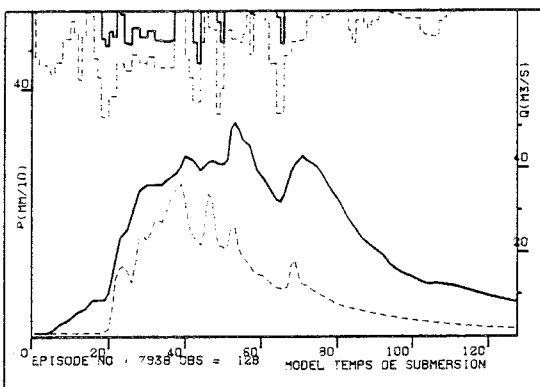
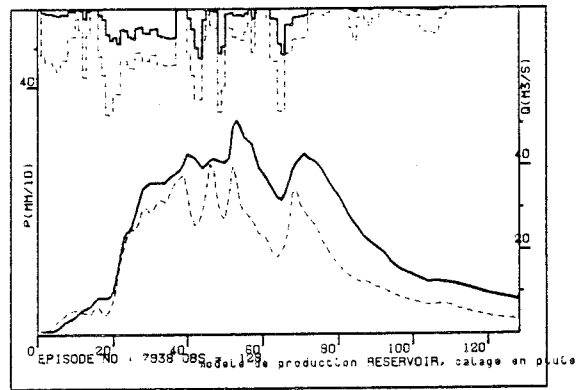
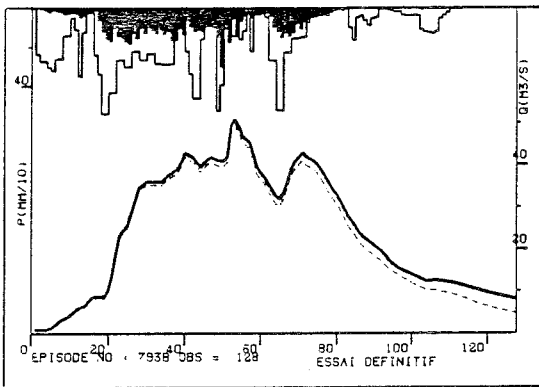
Episode 7836



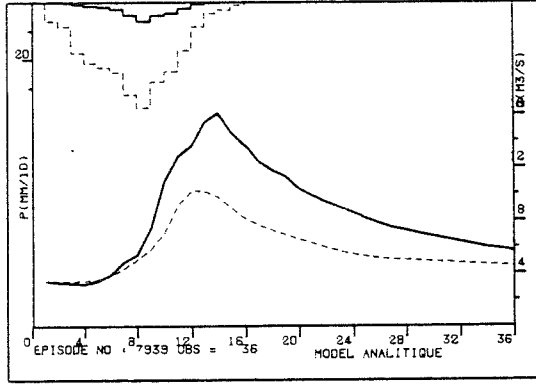
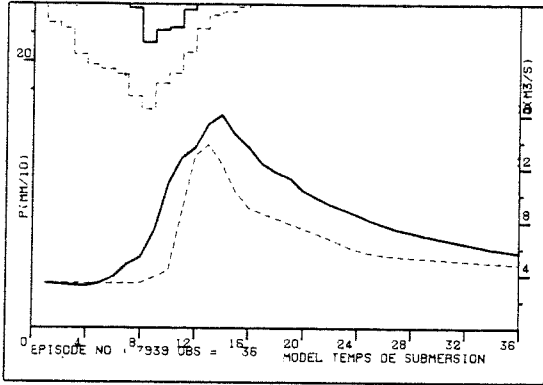
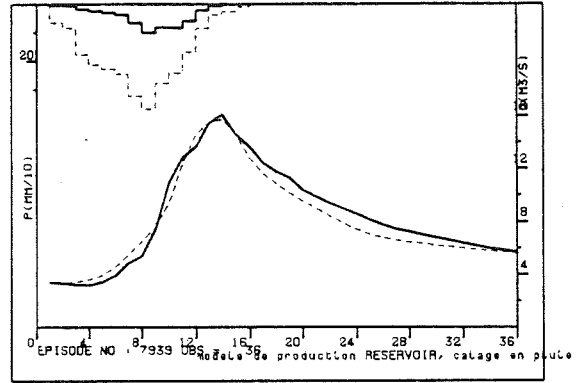
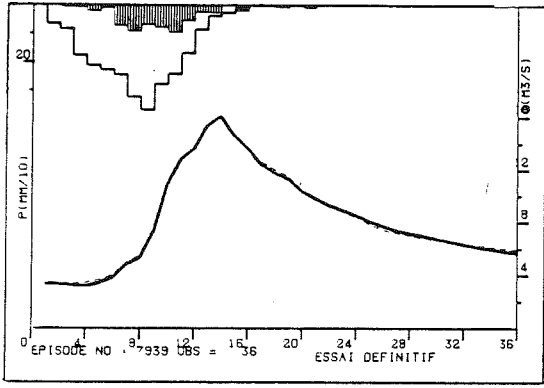
Episode 7837



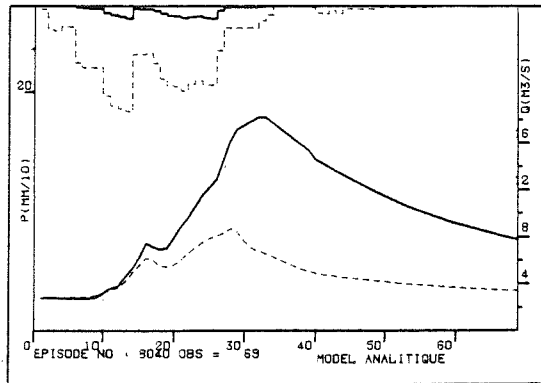
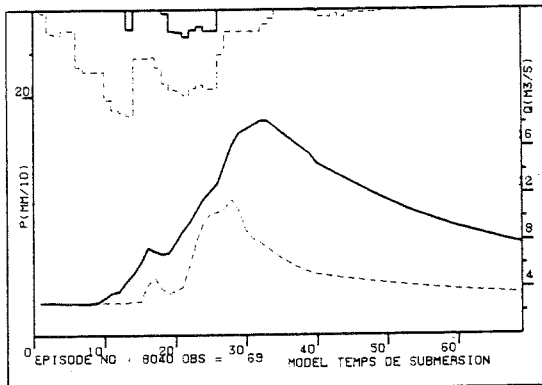
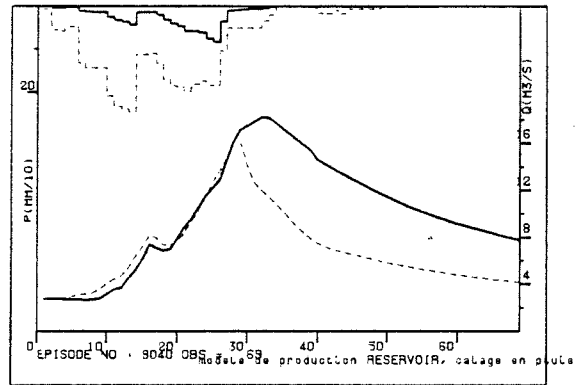
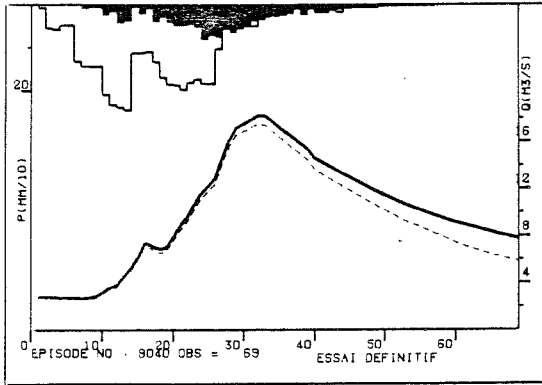
Episode 7938



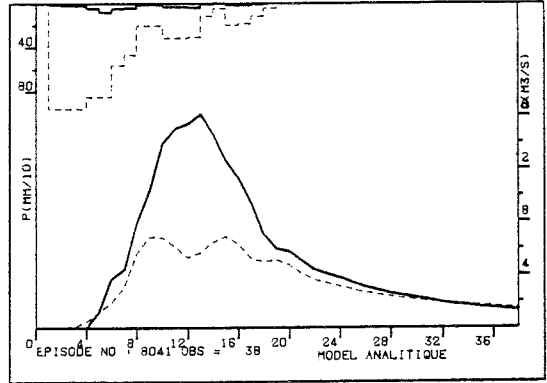
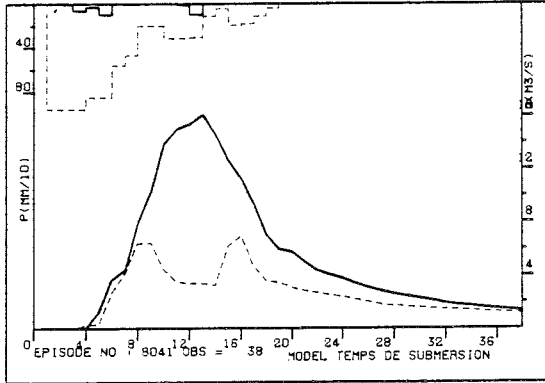
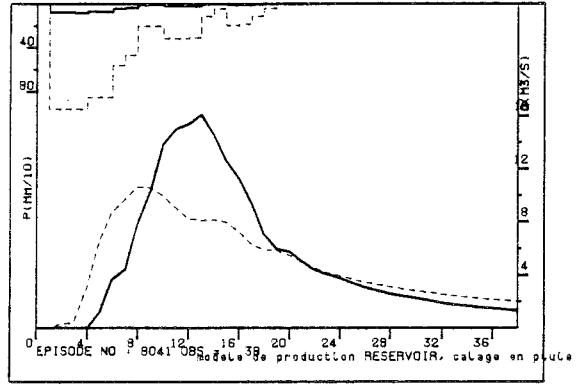
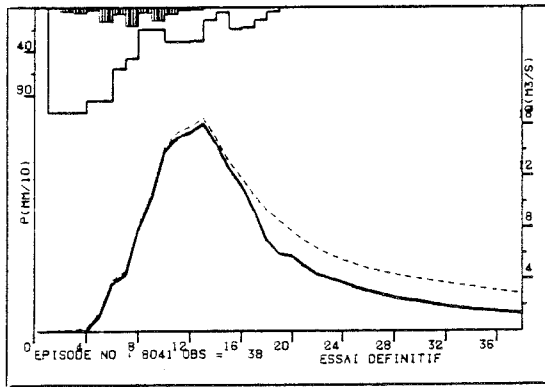
Episode 7939



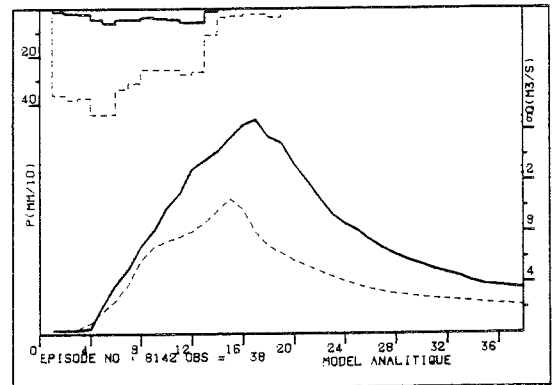
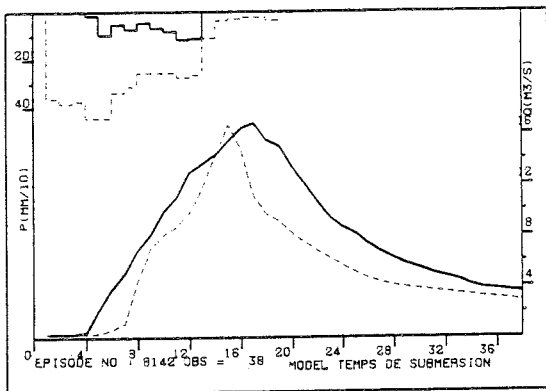
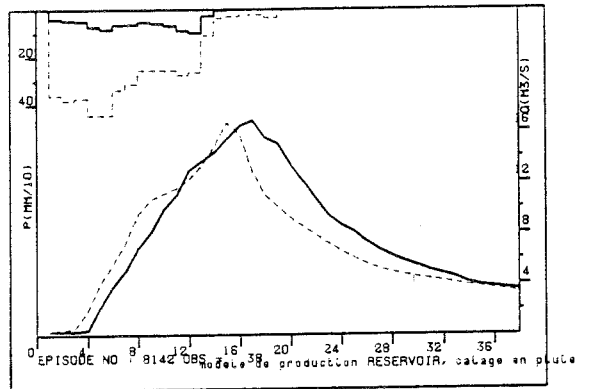
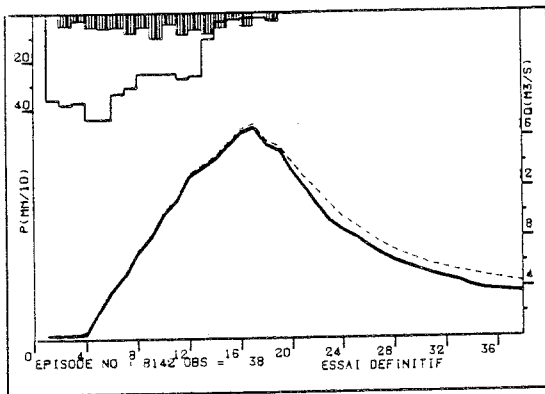
Episode 8040



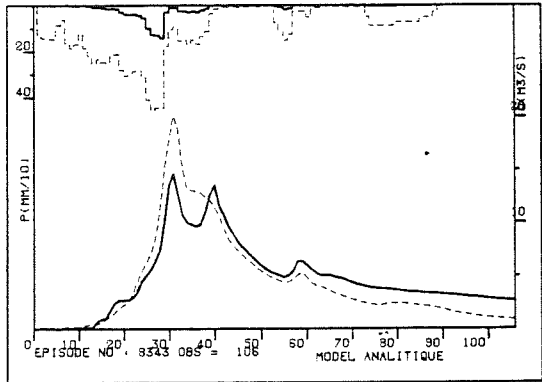
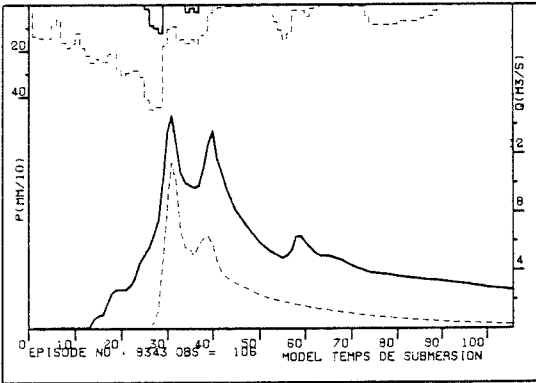
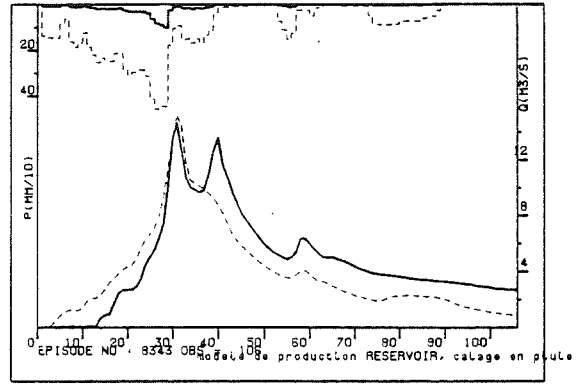
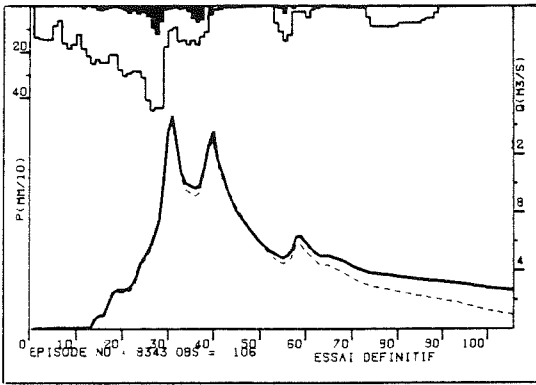
Episode 8041



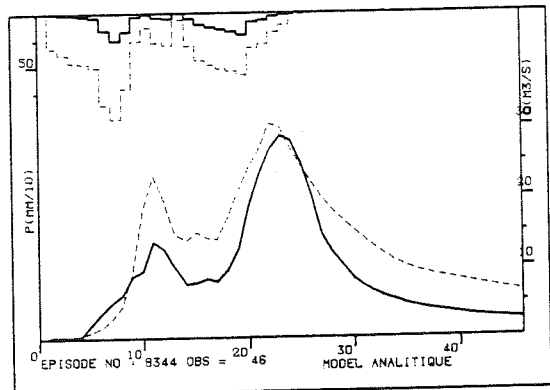
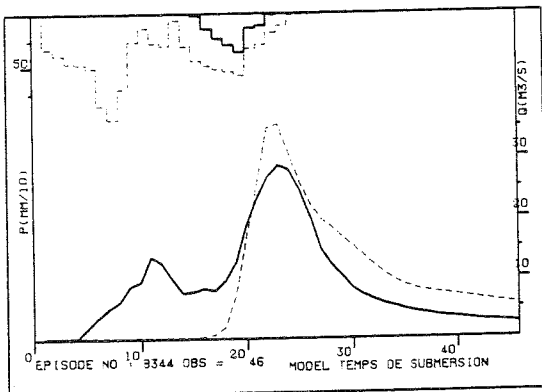
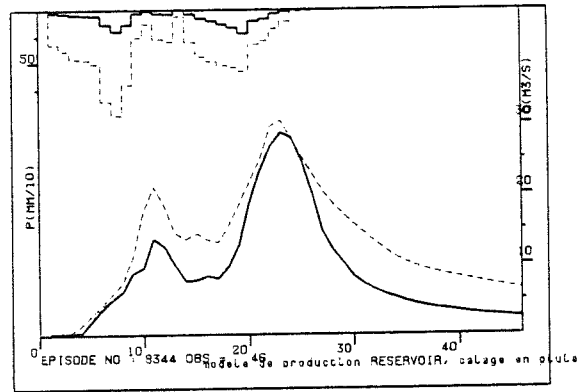
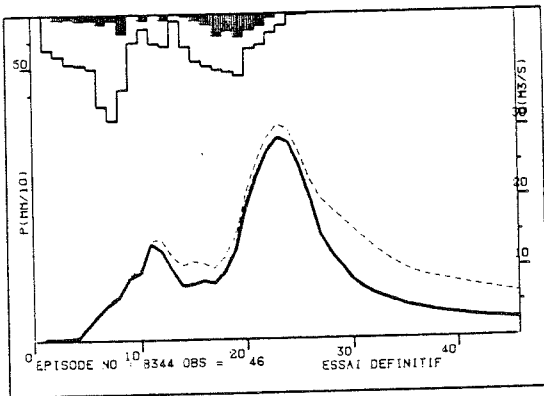
Episode 8142



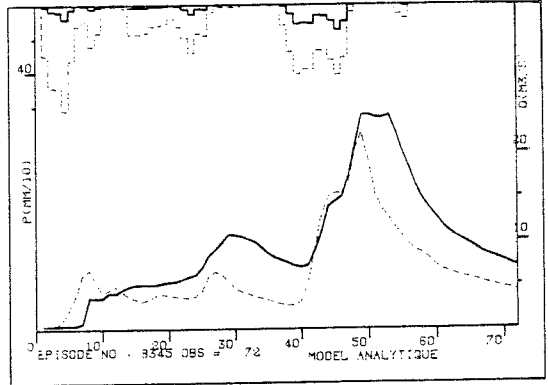
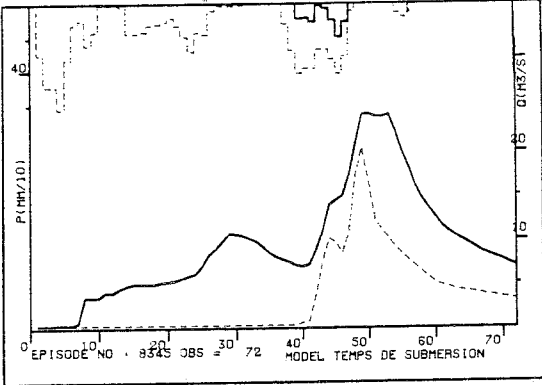
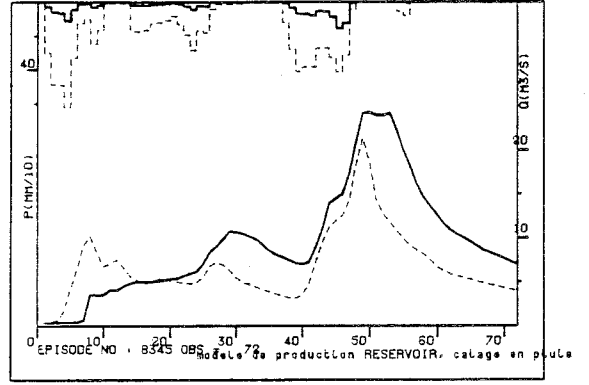
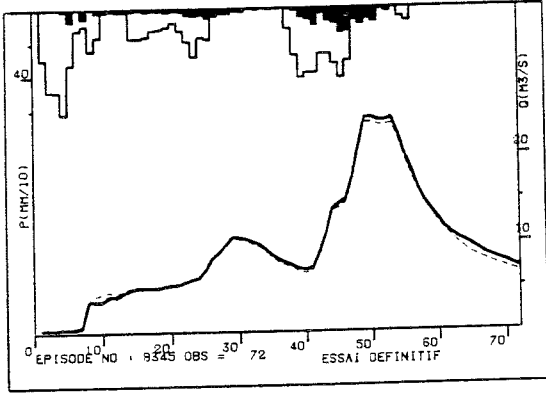
Episode 8343



Episode 8344



Episode 8345



ANNEXE III

PARAMETRES DES MODELES DE PRODUCTION

GARDON D'ANDUZE

MODELE RESERVOIR:

$$\alpha = 0.875 \quad \beta = 0.955$$

Paramètre d'épisode (D(0), 10⁻¹mm)

Episode	<u>7210</u>	<u>7220</u>	<u>7330</u>	<u>7410</u>	<u>7420</u>	<u>7520</u>	<u>7610</u>	<u>7620</u>	<u>7640</u>	<u>7650</u>	<u>7660</u>
D(0) :	900.	310.	420.	935.	300.	720.	615.	575.	365.	310.	385.
Episode	<u>7720</u>	<u>7740</u>	<u>7920</u>	<u>7930</u>	<u>8030</u>	<u>8040</u>	<u>8210</u>	<u>8410</u>	<u>8450</u>		
D(0) :	475.	450.	425.	325.	595.	880.	470.	630.	250.		

MODELE ANALYTIQUE:

$$C: 460. \quad \alpha = 0.80 \quad \lambda = 0.024 \quad \beta = 0.910 \quad \gamma = 0.080$$

MODELE TEMPS DE SUBMERSION (Calibration en PE):

$$K_s = 56. 10^{-1} \text{mm h}^{-1} \quad H_c = 4140. 10^{-1} \text{mm} \quad N = 9.$$

Paramètre d'épisode ($\Delta\theta$)

Episode	<u>7210</u>	<u>7220</u>	<u>7330</u>	<u>7410</u>	<u>7420</u>	<u>7520</u>	<u>7610</u>	<u>7620</u>	<u>7640</u>	<u>7650</u>	<u>7660</u>
$\Delta\theta$:	0.315	0.005	0.165	0.485	0.001	0.265	0.230	0.210	0.060	0.010	0.060
Episode	<u>7720</u>	<u>7740</u>	<u>7920</u>	<u>7930</u>	<u>8030</u>	<u>8040</u>	<u>8210</u>	<u>8410</u>	<u>8450</u>		
$\Delta\theta$:	0.220	0.330	0.115	0.001	0.055	0.355	0.120	0.230	0.001		

MODELE TEMPS DE SUBMERSION (Calibration en Q):

$$K_s = 34. 10^{-1} \text{mm h}^{-1} \quad H_c = 4100. 10^{-1} \text{mm} \quad N = 5.$$

Paramètre d'épisode ($\Delta\theta$)

Episode	<u>7210</u>	<u>7220</u>	<u>7330</u>	<u>7410</u>	<u>7420</u>	<u>7520</u>	<u>7610</u>	<u>7620</u>	<u>7640</u>	<u>7650</u>	<u>7660</u>
$\Delta\theta$:	0.300	0.001	0.340	0.620	0.020	0.400	0.450	0.250	0.110	0.060	0.210
Episode	<u>7720</u>	<u>7740</u>	<u>7920</u>	<u>7930</u>	<u>8030</u>	<u>8040</u>	<u>8210</u>	<u>8410</u>	<u>8450</u>		
$\Delta\theta$:	0.390	0.500	0.100	0.100	0.270	0.400	0.360	0.300	0.001		

MODELE RESERVOIR-TOPOGRAPHIQUE:

$$M = 72 \cdot 10^{-1} \text{mm} \quad \beta = 0.740 \quad Q_0 = 1000 \cdot 10^{-1} \text{mm h}^{-1}$$

Paramètre d'épisode (S(0), 10⁻¹mm)

Episode	<u>7210</u>	<u>7220</u>	<u>7330</u>	<u>7410</u>	<u>7420</u>	<u>7520</u>	<u>7610</u>	<u>7620</u>	<u>7640</u>	<u>7650</u>	<u>7660</u>
S(0) :	1070.	440.	1010.	1500.	450.	500.	1015.	135.	430.	185.	255.
Episode	<u>7720</u>	<u>7740</u>	<u>7920</u>	<u>7930</u>	<u>8030</u>	<u>8040</u>	<u>8210</u>	<u>8410</u>	<u>8450</u>		
S(0) :	910.	1280.	390.	535.	620.	740.	500.	455.	295.		

MODELE RESERVOIR-MULTIPLE:

$$\alpha = 0.907 \quad \beta = 0.984$$

Paramètre d'épisode (D(0), 10⁻¹mm)

Episode	<u>7210</u>	<u>7330</u>	<u>7410</u>	<u>7520</u>	<u>7610</u>	<u>7620</u>	<u>7650</u>	<u>7660</u>		
D(0) :	1395.	530.	1275.	1045.	905.	835.	385.	520.		
Episode	<u>7720</u>	<u>7740</u>	<u>7930</u>	<u>8030</u>	<u>8040</u>	<u>8210</u>	<u>8410</u>	<u>8450</u>		
D(0) :	670.	685.	505.	1275.	1170.	620.	965.	310.		

MODELE A INDICE DE CONCENTRATION:

$$\alpha = 0.982 \quad \beta = 0.982 \quad \delta_1 = 0.56 \quad \delta_2 = -0.09$$

Paramètre d'épisode (D(0), 10⁻¹mm)

Episode	<u>7210</u>	<u>7330</u>	<u>7410</u>	<u>7520</u>	<u>7610</u>	<u>7620</u>	<u>7650</u>	<u>7660</u>		
D(0) :	655.	705.	1100.	520.	900.	95.	600.	290.		
Episode	<u>7720</u>	<u>7740</u>	<u>7930</u>	<u>8030</u>	<u>8040</u>	<u>8210</u>	<u>8410</u>	<u>8450</u>		
D(0) :	635.	770.	525.	785.	630.	675.	415.	215.		

REAL COLLOBRIER

MODELE RESERVOIR:

$$\alpha = 0.955 \quad \beta = 0.950$$

	<u>Paramètre d'épisode (D(0) , 10⁻¹mm)</u>										
Episode	<u>6601</u>	<u>6602</u>	<u>6906</u>	<u>6907</u>	<u>6909</u>	<u>7011</u>	<u>7112</u>	<u>7214</u>	<u>7216</u>	<u>7318</u>	<u>7320</u>
D(0) :	400.	270.	225.	225.	315.	300.	230.	155.	215.	350.	470.
Episode	<u>7321</u>	<u>7426</u>	<u>7527</u>	<u>7528</u>	<u>7630</u>	<u>7734</u>	<u>7836</u>	<u>7837</u>	<u>7938</u>	<u>7939</u>	<u>8040</u>
D(0) :	200.	650.	340.	265.	445.	415.	170.	240.	310.	165.	190.
Episode	<u>8041</u>	<u>8142</u>	<u>8343</u>	<u>8344</u>	<u>8345</u>						
D(0) :	1350.	250.	450.	490.	305.						

MODELE ANALYTIQUE:

$$C: 200. \quad \alpha = 0.90 \quad \lambda = 0.040 \quad \beta = 0.400 \quad \gamma = 0650$$

MODELE TEMPS DE SUBMERSION (Calibration en PE):

$$K_s = 13.5. 10^{-1} \text{mm}^{1/2} \text{h}^{-1} \quad H_c = 3150. 10^{-1} \text{mm} \quad N = 2.$$

	<u>Paramètre d'épisode ($\Delta\theta$-10⁻¹mm^{1/2}h⁻¹)</u>										
Episode	<u>6601</u>	<u>6602</u>	<u>6906</u>	<u>6907</u>	<u>6909</u>	<u>7011</u>	<u>7112</u>	<u>7214</u>	<u>7216</u>	<u>7318</u>	<u>7320</u>
$\Delta\theta$:	0.385	0.405	0.090	0.150	0.220	0.140	0.110	0.030	0.090	0.250	0.230
Episode	<u>7321</u>	<u>7426</u>	<u>7527</u>	<u>7528</u>	<u>7630</u>	<u>7734</u>	<u>7836</u>	<u>7837</u>	<u>7938</u>	<u>7939</u>	<u>8040</u>
$\Delta\theta$:	0.115	0.630	0.160	0.115	0.270	0.650	0.030	0.090	0.230	0.050	0.035
Episode	<u>8041</u>	<u>8142</u>	<u>8343</u>	<u>8344</u>	<u>8345</u>						
$\Delta\theta$:	0.320	0.095	0.315	0.805	0.250						

**Thèse de Doctorat de l'Institut National Polytechnique de
Grenoble**

Titre de l'ouvrage :

**CALCUL DE LA LAME RUISSELEE DANS LA
MODELISATION PLUIE-DEBIT : LIMITATIONS DES
APPROCHES GLOBALES ET INTRODUCTION
SIMPLIFIEE DE LA TOPOGRAPHIE ET DE LA
VARIABILITE SPATIALE DES PLUIES.**

**Applications aux bassins versants du Gardon d'Anduze et
du Réal Collobrier.**

Nom de l'auteur :

SEMPERE TORRES Daniel

Etablissement :

Institut de Mécanique de Grenoble

RESUME

Ce mémoire étudie les processus de production de la Pluie Efficace dans les modélisations globales (qui considèrent le bassin versant comme une seule entité) de la relation pluie-débit à l'aide de la méthode DPFT.

S'appuyant sur un ensemble de crues, cette méthode permet d'identifier une Fonction de Transfert moyenne pour le bassin et un jeu de Pluies Efficaces propres à chaque crue. Celles-ci sont ensuite utilisées afin d'optimiser la Fonction de Production.

Dans une première étape, nous avons utilisé trois modèles représentant les grandes familles de modèles globaux de Fonction de Production, et nous avons mesuré leurs performances et limitations sur les données de deux bassins versants : le Gardon d'Anduze et le Réal Collobrier. Les résultats obtenus ont montré la nécessité d'introduire des informations complémentaires à celles données par la lame moyenne de Pluie Brute.

Dans une deuxième étape, nous avons introduit de façon simplifiée la topographie du bassin et la variabilité spatiale de la pluie à l'aide de la fonction de répartition d'un indice topographique et d'un indice de concentration de la pluie tombée, et sous l'hypothèse que ces deux aspects jouent un rôle de second ordre par rapport à la description fournie par un modèle global.

Les résultats obtenus ont permis de proposer des améliorations des modèles pluie-débit globaux, susceptibles d'être utilisés dans un contexte de prévision de crues.

MOTS CLES

Modélisation Pluie-Débit ; Prévision de crues ; Identification DPFT ; TOPMODEL ; Fonction de Production ; Variabilité spatiale de la pluie ; Pluie Efficace ou excédentaire ; Modèle d'infiltration du bassin.