

TH-HB58a

UNIVERSITE de PARIS-SUD

CENTRE d' ORSAY

THESE

Presentée
pour obtenir

Le titre de Docteur en Sciences

par

Cécile LOUMAGNE

Sujet:

PRISE EN COMPTE D'UN INDICE DE L'ETAT HYDRIQUE DU SOL DANS LA MODELISATION PLUIE - DEBIT

Soutenue le

17 octobre 1988

Devant la commission d'examen :

MM J.Ch FONTES

Président

J.F JATON

F LELONG

J.L MICHELOT

M NORMAND

P.A ROCHE

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier ici, l'ensemble des personnes sans qui ce travail n'aurait pas pu voir le jour:

Tout d'abord ma reconnaissance va à M. J.Ch. FONTES, président du jury de cette thèse, à qui je dois mes premières connaissances en hydrologie, à M. P.A. ROCHE qui très tôt a montré son intérêt pour cette étude en acceptant de suivre régulièrement son développement au cours de ces trois années, ainsi qu'à M. M. NORMAND, mon responsable de thèse et instigateur de cette recherche.

Je tiens également à remercier MM. F. LELONG, J.F. JATON, et J.L. MICHELOT qui ont bien voulu faire partie de mon jury de thèse. Ils m'ont fait bénéficier de leur nombreuses remarques et suggestions et ont volontiers consacré une partie de leur temps à la critique de ce travail.

Tous mes remerciements vont aussi à ceux qui m'ont suivi quotidiennement tout au long de cette étude:

Je remercie tout particulièrement M. C. MICHEL qui par sa rigueur scientifique m'a apporté une aide précieuse pour l'interprétation des résultats et l'orientation de cette recherche.

Je ne saurais oublier tous les ingénieurs et techniciens de la division Hydrologie-Hydraulique d'ANTONY qui ont su me donner des conseils éclairés lors du traitement des données ou la mise en forme des programmes. Th. LEVIANDIER, M. POIRSON, J.M. PANETIER, J.L. ROSIQUE, M. FERRY, et M. TANGARA ont toujours répondu à mes demandes par une grande disponibilité.

Je remercie aussi vivement P. ROSIQUE et G. DUBEE sans qui le travail de terrain aurait été impossible. Cette liste ne saurait être complète sans citer S. PALAGOS qui a assuré avec gentillesse la frappe de ce texte, les stagiaires de la division (Messaouda, Ali, Ma, Edi, Marcio) ainsi que les ingénieurs et techniciens de la division Drainage qui ont pu me donner à l'occasion un coup de main efficace.

Pour terminer j'exprime ma reconnaissance à tous ceux qui m'ont soutenu et encouragé au cours de ma vie de "Thésarde".

PRISE EN COMPTE D'UN INDICE DE L'ETAT HYDRIQUE DU SOL DANS LA
MODELISATION PLUIE-DEBIT

| | Pages |
|---|--------|
| <u>INTRODUCTION GENERALE</u> | 1 |
| <u>PREMIERE PARTIE : OUTILS DISPONIBLES, HYPOTHESE DE TRAVAIL ET DEMARCHE SUIVIE</u> | 5 |
| Introduction | 7 |
| I - Outils disponibles | 9 |
| I.1 - Les modèles pluie-débit pour la prévision à court terme | 9 |
| I.1.1 - Présentation de différents types de modèles | 10 |
| I.1.1.1 - Les modèles stochastiques | 10 |
| I.1.1.2 - Les modèles déterministes | 12 |
| I.1.1.2.1 - Les modèles de ruissellement | 13 |
| I.1.1.2.2 - Les modèles de bilans en eau | 15 |
| I.1.2 - Principales fonctions d'un modèle déterministe | 19 |
| I.1.2.1 - La fonction de production | 20 |
| I.1.2.2 - La fonction de transfert | 20 |
| I.2 - Critique des modèles déterministes | 21 |
| I.2.1 - Disparité de traitement entre fonction de production et fonction de transfert | 21 |
| I.2.2 - Exemples d'échecs dans la modélisation des débits | 23 |
| I.3 - La problématique | 31 |
| II - Importance des processus de l'eau dans le sol | 33 |
| II.1 - Complexité du système eau-sol | 33 |
| II.1.1 - L'eau et le sol | 33 |
| II.1.2 - Interactions eau-sol | 33 |
| II.1.3 - Processus intervenant dans le régime des écoulements | 35 |
| II.1.4 - Représentativité spatiale des phénomènes | 37 |
| II.2 - Rôle de l'état hydrique du sol | 37 |
| II.2.1 - Description du processus d'infiltration | 39 |
| II.2.2 - Lois d'infiltration | 39 |
| II.2.3 - Facteurs intervenant dans le processus d'infiltration | 40 |

| | Pages |
|--|--------|
| II.3 - Etude statistique des écoulements | 43 |
| II.3.1 - Cadre de l'étude | 43 |
| II.3.2 - Etude statistique sur un premier échantillon de données | 43 |
| II.3.2.1 - Sélection des événements | 43 |
| II.3.2.2 - Variables explicatives à considérer | 44 |
| II.3.2.3 - Amélioration de la connaissance de la fonction de rendement | 44 |
| II.3.3 - Etude statistique sur un deuxième échantillon de données | 46 |
| II.3.3.1 - Augmentation de la taille de l'échantillon | 46 |
| II.3.3.2 - Elargissement à l'ensemble du bassin | 47 |
| II.3.3.3 - Comparaison d'un modèle classique au modèle proposé | 47 |
| II.3.4 - Conclusion | 48 |
| III - Démarche suivie | 49 |
| III.1 - Hypothèse avancée | 49 |
| III.2 - Choix d'un modèle | 49 |
| III.3 - Description du modèle de base A | 53 |
| III.3.1 - La fonction de production | 53 |
| III.3.1.1 - fonctionnement du réservoir de rendement S | 53 |
| III.3.1.2 - expression du coefficient d'écoulement | 54 |
| III.3.2 - La fonction de transfert | 55 |
| III.4 - Description du modèle de base B | 59 |
| III.4.1 - La fonction de production | 59 |
| III.4.1.1 - suppression du réservoir de rendement S | 59 |
| III.4.1.2 - expression du coefficient d'écoulement | 59 |
| III.4.2 - La fonction de transfert | 61 |
| III.5 - Critères d'appréciation des résultats | 61 |

| | |
|--|-----|
| <u>DEUXIEME PARTIE : MISE EN OEUVRE, EXPERIMENTATIONS ET TECHNIQUES ANNEXES</u> | 63 |
| Introduction | 65 |
| IV - Mesure, acquisition et traitement des données | 67 |
| IV.1 - Teneur en eau du sol | 67 |
| IV.1.1 - Rappel du principe de mesure | 67 |
| IV.1.2 - Méthode d'étalonnage utilisée | 68 |
| IV.1.3 - L'appareil de mesure utilisé | 71 |
| IV.1.4 - Erreurs de mesure | 72 |
| IV.1.5 - Acquisition des données | 73 |
| IV.1.6 - Traitement des données | 75 |
| IV.2 - Potentiel hydrique du sol | 77 |
| IV.2.1 - Principe de mesure | 77 |
| IV.2.2 - Limites de la méthode | 79 |
| IV.2.3 - La chaîne de mesure tensiométrique | 79 |
| IV.2.4.- Réglage de la chaîne de mesure | 79 |
| IV.2.4.1 - Description du montage expérimental | 80 |
| IV.2.4.2 - Principe du montage | 81 |
| IV.2.4.3 - Résultats obtenus après réglage | 82 |
| IV.2.5 - Estimation des erreurs de mesure | 83 |
| IV.2.6 - Acquisition des données | 86 |
| IV.2.7 - Traitement des données | 87 |
| IV.3 - Problèmes rencontrés et critique des données | 91 |
| V - Calage des paramètres des fonctions de transfert et de production | 93 |
| V.1 - Calage de la fonction de transfert | 93 |
| V.1.1 - Calage à partir des crues caractéristiques | 94 |
| V.1.1.1 - Sélection des crues caractéristiques | 94 |
| V.1.1.2 - Etude du déphasage à adopter | 96 |
| V.1.1.3 - Estimation de l'ordre de grandeur des paramètres | 100 |
| V.1.2 - Calage à partir d'une période de simulation | 101 |
| V.2 - Calage de la fonction de production | 102 |
| V.2.1 - Estimation de l'ordre de grandeur des paramètres | 104 |
| V.2.1.1 - Etude de quelques crues caractéristiques | 104 |
| V.2.1.2 - Etude du domaine de recherche des paramètres | 104 |
| V.2.2 - Optimisation des paramètres | 109 |
| V.2.2.1 - Les méthodes d'optimisation utilisées | 109 |
| V.2.2.1.1 - Exploration d'une grille de recherche | 109 |
| V.2.2.1.2 - Optimisation par la méthode de ROSENBROCK | 110 |

| | Pages |
|--|-------|
| <u>TROISIEME PARTIE : RESULTATS DE LA COMPARAISON DES MODELES A ET B, REFLEXIONS ET DISCUSSIONS</u> | 113 |
| Introduction | 115 |
| VI - Comparaison des deux modèles A et B | 117 |
| VI.1 - En simulation | 117 |
| VI.2 - En prévision | 126 |
| VI.2.1 - Traitement de l'erreur du modèle | 127 |
| VI.2.2 - Résultats en prévision avec correction des erreurs | 128 |
| VI.3 - Conclusion | 138 |
| VII - Essai de combinaison des modèles A et B | 139 |
| VIII - Réflexions sur un affinement éventuel du modèle A | 141 |
| VIII.1 - Calcul de l'évapotranspiration | 141 |
| VIII.1.1 - Equation de PENMAN | 142 |
| VIII.1.2 - Simulation des débits à partir des deux évaluations de l'évapotranspiration potentielle | 143 |
| VIII.2 - Modélisation de l'infiltration | 146 |
| VIII.2.1 - Description du modèle de MOREL-SEYTOUX | 148 |
| VIII.2.1.1 - Temps de saturation | 148 |
| VIII.2.1.2 - Capacité d'infiltration après saturation | 150 |
| VIII.2.1.3 - Calcul de l'évolution de la teneur en eau dans le sol en phase de drainage | 150 |
| VIII.2.2 - Intégration au modèle A | 153 |
| VIII.2.2.1 - Mise en oeuvre | 153 |
| VIII.2.2.2 - Résultats de la simulation | 155 |
| VIII.3 - Conclusion | 166 |
| IX - Autres indicateurs de l'état hydrique du sol pour le modèle B | 167 |
| IX.1 - L'humidité et le "gradient d'humidité" | 167 |
| IX.1.1 - La teneur en eau du sol | 167 |
| IX.1.2 - Le "gradient d'humidité" | 174 |
| IX.1.3 - Introduction de plusieurs variables | 177 |
| IX.2 - Le potentiel hydrique et le "gradient de potentiel" | 180 |
| IX.2.1 - Le potentiel hydrique | 180 |
| IX.2.2 - Le gradient de potentiel | 182 |
| IX.2.3 - Introduction de plusieurs variables | 185 |
| IX.3 - Conclusion | 187 |

| | Pages |
|--|-------|
| X - Discussion des résultats | 189 |
| X.1 - Fallait-il faire une approche plus détaillée du régime des écoulements ? | 189 |
| X.2 - Y-a-t-il d'autres variables descriptives de l'état hydrique du sol à mesurer ? | 190 |
| X.3 - Les mesures ponctuelles de l'état hydrique du sol sont-elles représentatives à l'échelle du bassin versant ? | 192 |
| X.4 - Le régime des écoulements est-il modifié par l'aménagement des terres ? | 193 |
| X.5 - Les résultats sont-ils généralisables ? | 194 |

| | |
|-----------------------------------|-----|
| <u>CONCLUSION GENERALE</u> | 195 |
|-----------------------------------|-----|

BIBLIOGRAPHIE

ANNEXES

INTRODUCTION GENERALE :

L'étude du régime des écoulements, des relations existant entre les pluies et les débits et de leur modélisation est, de par ses implications économiques, une des préoccupations majeures des hydrologues.

De nombreuses recherches ont porté et portent encore sur ce domaine de l'hydrologie. Or si celles-ci continuent de se multiplier, c'est que les phénomènes intervenant dans la transformation des pluies en débits sont très complexes et qu'il reste encore un grand nombre de points mal décrits et donc difficiles à simuler.

Les différents processus participant à l'écoulement au sein d'un bassin versant sont en général représentés par deux fonctions : la fonction de production et la fonction de transfert.

Si, à l'échelle globale du bassin, les mécanismes de transfert d'une onde de crue sont assez bien maîtrisés et ont donné lieu à des modèles performants, il n'en est pas de même en ce qui concerne le rendement des pluies.

Les processus liés à la transformation pluie-débit ne sont bien connus qu'en laboratoire pour une colonne de sol ou sur des micro-parcelles. A l'échelle du bassin, la connaissance insuffisante des nombreux paramètres entrant en jeu et des phénomènes physiques qui se produisent, conduisent l'hydrologue à choisir des modèles qui schématisent la fonction de production en utilisant des approximations nécessaires pour résoudre les équations différentielles générales qui définissent le comportement du bassin.

Ces approximations conduisent à une mauvaise adéquation de la simulation des débits, et plus particulièrement, lors des périodes de transition telles que la reprise des écoulements après une longue période d'étiage. Cette caractéristique n'est pas propre à certains modèles, mais à quasiment tous les modèles conceptuels pluies-débits. Ceci met bien en évidence la difficulté qu'il y a à modéliser à l'échelle du bassin versant, toute la partie du cycle de l'eau concernant les phénomènes d'interaction eau-sol.

L'inégalité de traitement entre la fonction de transfert et la fonction de production, nous a donc amenés à nous intéresser plus particulièrement à cette dernière dans le but de contribuer à l'amélioration opérationnelle de la prévision des crues sur des petits bassins ruraux dont le temps de propagation est très court.

Dans cette optique, nous travaillerons avec un modèle pluie-débit à un pas de temps fin en accordant une attention plus particulière aux forts débits.

Ce modèle est choisi parmi la multitude de ceux que nous avons à notre disposition qui, pour la plupart, avaient montré leur intérêt dans de nombreuses applications. Chacun d'eux ayant été conçu dans un but bien déterminé, possède de ce fait avantages et inconvénients suivant l'utilisation qui en est faite.

Notre propos n'est pas de présenter un nouveau modèle qui se serait révélé être aussi passablement représentatif du comportement réel du bassin, mais plutôt d'aborder le problème selon une approche différente qui peut nous permettre de mieux estimer la fonction de rendement des pluies.

Nous ne présenterons pas une nouvelle théorie, mais nous essaierons tout au long de ce travail, de montrer l'intérêt d'introduire un nouveau type de données, non prises en compte jusqu'ici en simulation, afin de remplacer une modélisation qui s'est révélée défectueuse.

L'originalité de ce travail ne porte pas sur les données utilisées car celles-ci sont connues depuis bien longtemps, mais sur le fait qu'elles sont introduites à pas de temps fin dans le modèle et sur une longue période. Elles sont mesurées en bordure d'un bassin de recherche situé dans le bassin parisien en zone de grande culture. Il s'agit d'un bassin au relief peu marqué, assez homogène, et recouvert d'une épaisse couche de limons des plateaux en partie drainée.

Dans certains modèles déterministes, l'état d'un réservoir "sol" est réévalué à chaque itération, à partir d'équations complexes utilisant des mesures extérieures au milieu considéré ou nécessitant le calage préalable de grandeurs physiques difficiles à évaluer précisément "in situ". L'intérêt des mesures proposées est de servir d'indice pour connaître directement et précisément les variations dans le temps du système étudié.

L'objectif de ce travail est donc de mettre en évidence l'utilité de mesures ponctuelles de l'état hydrique du sol pour caractériser l'écoulement sur l'ensemble d'un bassin versant et de souligner leur rôle dans la modélisation de la fonction de rendement des pluies.

Pour cela, nous avons articulé notre étude en trois parties :

- Une première partie dans laquelle nous présentons la problématique, l'hypothèse de travail et la démarche suivie.
- Une deuxième partie qui décrit les méthodes de mesures utilisées, le traitement des données et le calage des paramètres. Différents points de la mise en oeuvre, qu'il nous a paru important de présenter avant d'aborder la présentation des résultats.
- Une troisième partie dans laquelle nous développons les différentes étapes vérifiant la pertinence de l'hypothèse émise dans la première partie.

La première partie situe le problème dans le cadre plus large de la modélisation pluie-débit pour la prévision à court terme. Une présentation sommaire est faite des différents outils mis à notre disposition et de leur application en hydrologie.

Chacun d'eux étant assujetti à une application donnée, présente des limites liées à un traitement inégal d'une des composantes du cycle de l'eau.

La critique de ces outils met en évidence la complexité des processus participant à l'écoulement et fait apparaître les erreurs liées à une mauvaise connaissance de la fonction de production.

Puisque les outils existants ne permettent pas une représentation suffisamment correcte des phénomènes observés, une autre approche est proposée permettant de s'affranchir des difficultés dues à une description trop simplifiée du système eau-sol.

Après avoir décrit l'importance des processus de l'eau dans le sol, l'étude du rôle des différents facteurs intervenant dans l'écoulement d'un bassin fera l'objet d'un test statistique préliminaire.

A la suite de ce test sommaire, une hypothèse est avancée, à savoir l'utilité de l'état hydrique du sol comme variable indicatrice du rendement des pluies à venir, et un protocole de travail est présenté dont l'objectif est de vérifier le bien fondé de cette hypothèse.

La deuxième partie a constitué une étape essentielle dans la conduite de cette étude. Elle présente de façon détaillée les procédés employés pour la mise en oeuvre du protocole de travail.

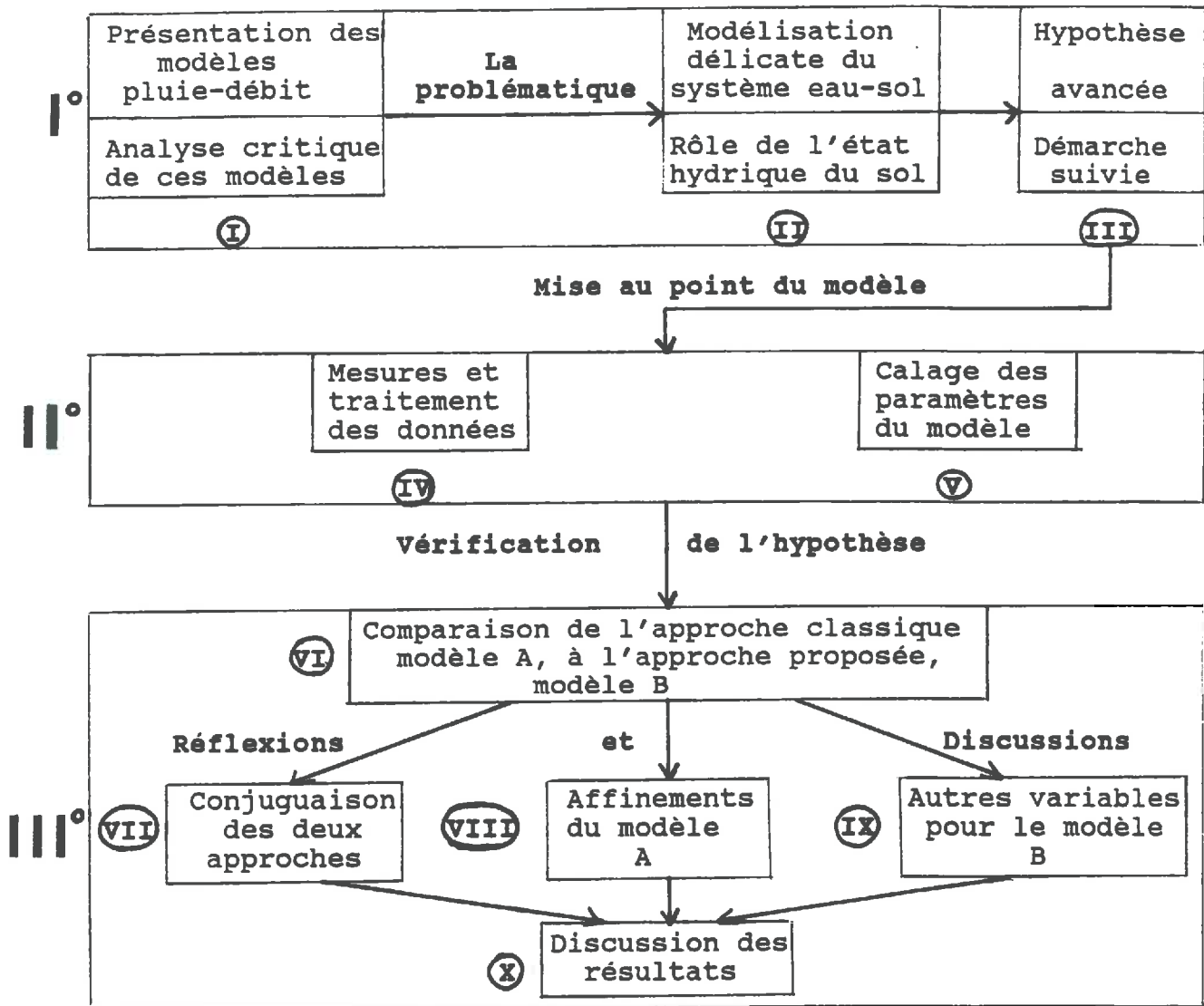
Dans la troisième partie, pour expliquer le plus simplement possible le rôle de la fonction de production, nous avons voulu pouvoir comparer à l'aide d'un modèle, l'emploi de mesures directes de l'état hydrique du sol par rapport aux méthodes indirectes habituellement utilisées. Le modèle choisi devait pouvoir accepter les deux types d'approche : l'approche traditionnelle à partir des méthodes indirectes de calcul, et l'approche proposée qui court-circuite une partie périlleuse de la modélisation du rendement des pluies.

Dans un premier temps, nous comparerons les modèles sous leur forme initiale. Ce travail sera fait en simulation et en prévision afin de pouvoir comparer une méthode par rapport à l'autre .

Dans un deuxième temps, nous étudierons l'intérêt qu'il y aurait à conjuguer les avantages spécifiques de chacune des deux approches ainsi que les effets d'une amélioration possible du modèle de base en sophistiquant la représentation de la fonction de production.

Puis nous testerons, différents indicateurs de l'état hydrique du sol et comparerons leur intérêt dans la simulation en continu des débits.

Enfin, une place est laissée à l'examen des différents points qui peuvent prêter à discussion.
Le schéma suivant résume la démarche suivie:



PREMIERE
PARTIE

**PREMIERE PARTIE : Outils disponibles, hypothèse
de travail et démarche suivie**

INTRODUCTION :

L'étude de la transformation pluie-débit en vue d'améliorer la prévision des débits des rivières n'est pas un sujet nouveau. Et pourtant, si de nombreuses recherches portent encore sur ce domaine de l'hydrologie, c'est qu'il existe toujours des problèmes non résolus.

Dans cette première partie, nous essayerons de présenter le plus clairement possible les nombreux moyens mis à notre disposition pour aborder cette question. Ces nombreux outils ont fait leur preuves dans de multiples applications et ont montré leur intérêt pour résoudre une grande partie des phénomènes complexes intervenant dans la transformation pluie-débit.

Mais, chacun d'entre eux est assujéti à une application donnée et de ce fait, présente des limites liées à un traitement inégal privilégiant l'une des composantes du cycle de l'eau.

Notre propos n'était pas de présenter une nouvelle méthode qui se serait révélée tout aussi approximative, mais plutôt de simplifier les méthodes existantes tout en introduisant des mesures directes de l'état hydrique du sol qui nous paraissaient être plus efficaces que des calculs pour connaître les variations dans le temps du système étudié.

La mise en évidence du rôle joué par l'état hydrique du sol dans les différents processus participant à l'écoulement d'un bassin a constitué une partie fondamentale de cette recherche et nous a permis de faire dans un premier temps, une étude statisque des écoulements qui nous a conduit à émettre une hypothèse de travail avant de proposer un protocole permettant de vérifier cette hypothèse.

Cette première partie se divise donc en trois chapitres, le premier présentant et critiquant les différents outils disponibles, le deuxième décrivant la complexité des processus de l'eau dans le sol et le dernier proposant un protocole de travail.

I - Outils disponibles :

L'objectif final de cette étude étant l'amélioration opérationnelle de la fonction de rendement dans la prévision des débits, nous avons à notre disposition différents outils qui pouvaient nous permettre de mener à bien cette recherche. Or, chacun de ces outils a été conçu dans un but bien déterminé (aménagement, prévention ...) et possède de ce fait avantages et inconvénients suivant l'utilisation qui en est faite. (ROCHE M., 1972). Le problème était donc de savoir lequel choisir.

Travaillant sur un petit bassin versant rural ayant un temps de propagation court et dans l'optique de transposer l'étude à d'autres petits bassins ne possédant pas forcément de longues séries hydrométriques, nous devons chercher à prévoir les débits à partir des données hydrométéorologiques.

Cette prévision comporte un stade important, celui de la transformation des pluies en débit, qui recouvre des processus complexes mettant en jeu de très nombreuses caractéristiques du bassin versant. Dans la mesure où nous voulions nous situer dans le domaine de la prévision des crues, nous avons travaillé à un pas de temps fin tout en accordant une attention plus particulière aux forts débits.

A partir de ces objectifs bien précis, il nous restait à choisir parmi les modèles pluie-débit adéquats celui ou ceux que nous allions pouvoir utiliser.

Ainsi, après une présentation très rapide des différents types de modèles et de leurs principales fonctions, nous avons essayé d'en faire une critique et de voir leurs limites à partir d'exemples concrets.

I.1 - Les modèles pluies-débit pour la prévision à court terme:

Un modèle pluie-débit est un outil mathématique qui permet d'obtenir à partir de données de pluies en entrée du modèle, des débits en sortie, les plus proches possibles de la série concomitante des débits observés sur le bassin versant (ROCHE M., 1970). Les modèles sont très variés et il est relativement artificiel de vouloir les classer; on peut pourtant définir quelques critères de classement même si la majorité des modèles sont hybrides (OBERLIN G., 1973) (NEMEC J., 1986).

Une des principales caractéristiques est la structure du modèle par rapport au temps ; plus le pas de temps est petit plus le modèle doit être complexe pour tenir compte de la dynamique du système.

En fonction des besoins on peut soit choisir de travailler sur des chroniques de données continues (on étudie alors l'ensemble des écoulements produits sur une période complète),

soit travailler sur plusieurs périodes courtes correspondant aux seules crues.

Une autre caractéristique importante est l'existence d'une prise en compte de la variation spatiale des phénomènes : on peut soit considérer le bassin versant dans son ensemble comme une unité ponctuelle (on dit alors qu'il est global), soit lui faire subir un découpage par zones homogènes considérées comme des sous-modèles globaux entre lesquels s'effectuent des transferts, il est alors dit distribué ou matriciel.

D'autres caractéristiques peuvent permettre de différencier les modèles : la linéarité ou non de leurs relations, leur architecture fondée sur des hypothèses mathématiques abstraites ou plutôt sur des caractéristiques physiques du bassin versant, etc.

Il apparaît souvent, que la plupart des modèles sont mixtes et empruntent l'une et/ou l'autre des caractéristiques précitées.

Ainsi, pour essayer de faire une présentation qui reste assez claire et simple nous avons choisi arbitrairement de différencier les modèles qui essaient plutôt de se rapprocher de la réalité physique des phénomènes (modèles déterministes) et ceux qui relèvent plutôt d'une approche statistique (modèles stochastiques).

I.1.1 - Présentation de différents types de modèles :

I.1.1.1 - Les modèles stochastiques :

Ces modèles font intervenir, en plus de variables mesurables ou observables, une ou plusieurs variables aléatoires non indépendantes qui correspondent à l'effet possible de facteurs non contrôlés par les variables définissant le modèle.

Le but de ces modèles est de fournir une description statistique de la réponse du système : une analyse statistique des variables hydrologiques mesurées va permettre d'établir une relation entre le débit à prévoir et ces variables, connues au moment de la prévision.

Ces modèles se basent sur une connaissance des caractéristiques statistiques des entrées-sorties (moyenne, variabilité, autocorrélation, etc ...) et font correspondre à l'ensemble des pluies du bassin, un débit à l'exutoire.

Une façon de procéder est de rechercher les événements passés ressemblant le plus à l'événement en cours en ce qui concerne les variables explicatives et de prendre comme prévision la moyenne des réalisations correspondantes de la variable concernée. Cette méthode non linéaire (régression par boules) est très simple dans son principe (LEVIANDIER, 1986), mais elle a comme inconvénient d'utiliser le fichier même dans la phase opérationnelle et de sous-estimer les débits voisins ou supé-

rieurs aux plus forts débits contenus dans le fichier (HERMELINE et al, 1982).

Les méthodes les plus souvent utilisées sont les méthodes régressives multilinéaires, car elles sont simples et restent parmi les plus fiables quant à leurs résultats. Elles permettent entre autres, la sélection des facteurs explicatifs utiles, la pondération de chacun d'eux et le degré de confiance qui s'y attache, la graduation en probabilité de l'écart entre prévision et réalisation (LUGIEZ et al, 1968).

Nous ne nous étendrons pas sur les principes de la méthode, il suffit de noter que les relations établies entre les variables à expliquer et les variables explicatives sont linéaires par rapport aux paramètres du modèle (LEBOSSE, 1986). Si ces relations traduisent des phénomènes non linéaires par rapport aux variables on y remédie par des transformations simples de ces variables (racines carrées ou logarithmes).

Les hypothèses de base de la méthode sont fondées sur l'indépendance des erreurs entre les débits calculés et les débits observés.

Ces erreurs doivent être indépendantes de la grandeur des variables utilisées dans la régression (homocédasticité), indépendantes des instruments de mesure, indépendantes entre elles etc ...

Ces hypothèses sont rarement satisfaites et les intervalles de confiance annoncés autour des prévisions faites par les modèles de régression doivent être considérés avec prudence (MASSON, 1971).

Lorsque les modèles présentent des erreurs qui gardent le même signe pour plusieurs tentatives de prévision successives il est possible alors d'envisager une correction de la valeur obtenue par la dernière erreur observée (absolue ou relative) ou seulement d'une fraction de cette erreur (TUCCI et al, 1987).

Ces modèles de traitement des erreurs exploitent leur autocorrélation dans la phase de prévision (modèle ARMA, filtre de KALMAN) ou dans l'estimation des variables en réactualisant le modèle en fonction des dernières observations connues de la variable à prévoir (modèles adaptatifs).

Il existe aussi des méthodes supposant des erreurs sur les variables explicatives telles que les modèles à variable instrumentale .

La méthode de l'hydrogramme unitaire est difficile à situer entre le pôle stochastique et le pôle déterministe; dans sa conception initiale, cette méthode était plutôt considérée comme déterministe, nous la décrirons donc par ailleurs. On peut citer ici néanmoins, la DPFT (Dérivée Première de la Fonction de Transfert) qui calcule la fonction de transfert linéaire pluie efficace-débit indépendamment de la fonction de rendement à appliquer à la pluie brute pour obtenir la pluie efficace (MARCHAND et al, 1986).

Ces méthodes statistiques sont bien connues car elles ont fait l'objet de nombreuses études où elles ont montré leur robu-

tesse et leur fiabilité dans de multiples applications ; mais, du fait de leur caractère empirique et dans l'optique d'une meilleure compréhension des phénomènes complexes intervenant dans les relations pluies-débits, une approche déterministe semble plus appropriée. En effet cette dernière, essaye de décrire les nombreux phénomènes physiques observés ainsi que les différents mécanismes entrant en jeu dans la formation des débits.

I.1.1.2 - Les modèles déterministes :

Ce sont des modèles qui traduisent par des expressions mathématiques parfois empiriques mais plus souvent à base physique, les relations existant entre les éléments du cycle hydrologique (GALEA et al, 1972). Ils ne contiennent pas d'éléments aléatoires comme les modèles stochastiques et déterminent de manière certaine l'état ou l'évolution du système en fonction des variables considérées.

La modélisation déterministe se situe entre deux pôles : le modèle physique et le modèle empirique:

Le modèle physique n'a pas ici, le sens qui est généralement donné en hydraulique et qui recouvre une reproduction fidèle d'un ouvrage ou d'un ensemble structural ayant souvent des dimensions réduites

En hydrologie, le modèle physique se rattache à une représentation physique du bassin versant avec une description plus ou moins détaillée des processus qui s'y produisent, comprenant des paramètres en principe mesurables sur le bassin.

Le modèle empirique propose un schéma sans lien direct avec la réalité physique avec pour unique but d'obtenir des sorties les plus proches possibles des débits d'un bassin versant réel. Ce modèle autorise une abstraction très simplificatrice de la réalité.

En général, on préfère souvent des modèles intermédiaires entre empiriques (simplificateurs) et physiques (complexes demandant l'introduction de très nombreuses données) auxquels on réserve parfois le terme de conceptuel. Ils ont une structure identique ou proche de celle des modèles physiques, mais leurs composants n'ont pas de signification aussi nette et certains de leurs paramètres doivent être identifiés à partir des données. Signalons que cette acception n'est pas universelle et que l'on dit souvent conceptuel pour physique.

Ces modèles peuvent être utilisés de façon continue, ce sont les plus nombreux, et nous citerons parmi les plus connus les modèles STANFORD de CRAWFORD et LINSLEY (1960, 1966), le modèle SIM de GIRARD (1970), les modèles MERO, AYERS etc ... Ceux qui sont utilisés de façon discontinue concernent, surtout les crues et, de façon indirecte, les étiages.

En fonction des objectifs à atteindre, on peut distinguer deux types de modèles : les modèles à balance hydraulique d'une

part, et les modèles de ruissellement d'autre part (JATON, 1982).

I.1.1.2.1 - Les modèles de ruissellement

Dans les modèles de ruissellement, on cherche à isoler la phase de ruissellement en considérant comme pertes l'infiltration et l'évaporation. Ces pertes sont prises en compte de manière globale soit par un paramètre soustractif (méthode de la capacité d'absorption), soit à l'aide un coefficient multiplicatif (méthode du coefficient de ruissellement). L'eau disponible pour le ruissellement (c'est-à-dire la pluie nette) est ensuite mise en forme par une fonction d'étalement pour obtenir l'hydrogramme à l'exutoire du bassin. Ce type de modèle est surtout utilisable pour l'étude et la prévision des crues, au cours desquelles on espère que les pertes sont relativement faibles par rapport aux volumes ruisselés. C'est à ce type de modèles que correspond le modèle PREVIK mis au point par SOGREAH en 1966.

Les modèles de ruissellement sont nés de méthodes simples telles que les méthodes "rationnelles" et l'hydrogramme unitaire, puis ont vu leur complexité s'accroître.

. L'hydrogramme unitaire est un opérateur traduisant la fonction d'étalement appliquée à une pluie nette de courte durée.

L'hypothèse de base est que le transfert pour une pluie nette (par définition égale à la hauteur de la lame d'eau ruisselée), correspond au produit de convolution de la pluie nette $h(\tau)$ et d'une fonction $u(D, t)$:

$$Q(t) = \int_0^t u(D, t - \tau) \cdot h(\tau) d\tau$$

avec D : durée élémentaire caractéristique de l'hydrogramme unitaire

t : temps

Linéarité et invariance dans le temps sont les deux principes fondamentaux de la théorie de l'hydrogramme unitaire. Les autres hypothèses (pluie à peu près uniformément répartie sur le bassin, hydrogramme unitaire indépendant de la pluie ...) ont plutôt un aspect pratique qui permet des simplifications moyennant quelques précautions à prendre lors de leur utilisation.

On rappelle que la méthode ne concerne pas la fonction de rendement, le problème de cette fonction doit être résolu par ailleurs : la pluie nette est alors calculée soit à partir de la méthode de la capacité d'absorption soit à partir de la méthode du coefficient de ruissellement (méthode "rationnelle") (OBERLIN, 1973).

La capacité d'absorption d'un sol donné correspond à l'intensité maximale de pluie qu'il peut absorber. La capacité d'absorption, est donc caractérisée par la vitesse d'infiltration de l'eau dans le sol. Cette vitesse peut être considérée comme constante dans le temps ou décroissante dans le temps.

Différentes formules simples ont été imaginées telles que celle de HORTON (1940), de type exponentiel, ou d'autres plus complexes car inspirées des lois de l'infiltration étudiées en laboratoire (HOLTAN, PHILIP, GREEN et AMPT...) et dépendant de nombreux facteurs tels que le type de sol et ses caractéristiques hydrauliques, la topographie ...

. La méthode dite "rationnelle" consiste à déterminer le volume de ruissellement engendré sur une petite surface par une précipitation, puis à transférer ce volume à l'exutoire en introduisant des délais variés. Le bassin est alors divisé en zones isochrones et leurs débits élémentaires sont composés selon le temps de transfert entre ces zones et l'exutoire.

De nombreux auteurs anglosaxons, parlent de la notion de "contributing area"; DUNNE et al (1970) par exemple, développent l'hypothèse que seule une petite partie du bassin versant contribue à l'écoulement de la rivière. La formation de ruissellement provient des pluies tombant sur une zone imperméable, parce que saturée, dont l'étendue varie avec le niveau de la nappe phréatique. Le ruissellement sur les versants est alors peu important voire même inexistant. L'état hydrique général du bassin, celui qui conditionne le ruissellement est, dans ce cas, représenté par l'extension des zones saturées à surface variable, se trouvant dans les fonds de vallons. Il n'est pas exclu que sur d'autres zones éloignées du réseau hydrographique il y ait aussi formation de ruissellement, mais celui-ci étant localisé ne rejoindra pas l'exutoire.

Le volume de ruissellement engendré est calculé à partir de la méthode du coefficient de ruissellement dite aussi méthode du coefficient d'écoulement direct. Ce coefficient correspond au rapport de la lame d'eau d'écoulement direct à la hauteur de pluie responsable de cet écoulement. Il peut être considéré comme constant dans le temps, ou expliqué par des variables fonction des caractéristiques du bassin. Nous pouvons citer pour mémoire la méthode du Soil Conservation Service (SCS) (MOCKUS, 1969) qui postule l'existence d'une relation hyperbolique entre la hauteur de pluie P et la hauteur de ruissellement R :

$$R = (P - I_a)^2 / (P - I_a + S) ;$$

où : I_a représente la quantité maximum de pluie qui ne provoque pas de ruissellement et le paramètre S caractérise l'infiltration maximale.

Il est possible de tracer une série de courbes en fonction du paramètre S ou de sa transformée CN (Curve Number) définie par:

$$CN = 1000 / (S + 10)$$

CN est essentiellement fonction du type de sol et de l'état de surface du bassin. Ia et CN sont donc à déterminer sur chaque bassin en fonction aussi, du type de couverture végétale, du mode d'aménagement cultural, ainsi que des conditions antérieures d'humidité.

Pour caractériser les variations de ruissellement, depuis très longtemps les hydrologues, ont fait aussi intervenir le débit de base ou des indices liés aux averses, grandeurs commodes pour représenter l'état du sol de façon globale sur l'ensemble du bassin. CHEVALLIER (1983), dresse un inventaire des différents indices des précipitations antérieures liés à l'eau infiltrée, à l'évapotranspiration potentielle, au temps séparant chaque averse ect..

I.1.1.2.2 - Les modèles de bilans en eau

Dans les modèles de bilans en eau, on cherche à identifier les différents flux d'eau dans le sol et à vérifier l'équilibre des échanges hydrauliques. L'espace souterrain est partagé en systèmes qui ont des dynamiques différentes et entre lesquels se produisent un certain nombre de transferts. Pour chacun des systèmes on satisfait au bilan hydrique (les sorties sont égales aux entrées moins la variation de stock). Le modèle BILIK mis au point par SOGREAH en 1969, (MOUGIN et al, 1972) illustre ce type de modèle.

Souvent, les différentes parties du cycle hydrologique ont été caractérisées par des réservoirs se remplissant et se vidant selon certaines lois simulant ainsi les différents systèmes (surface, subsurface, nappe ...) participant à l'écoulement d'un bassin versant.

Cette approche née de l'étude du cycle hydrologique a permis d'avoir une meilleure connaissance structurelle et fonctionnelle d'un bassin. Celui-ci est assimilé à un assemblage de réservoirs interconnectés qui fonctionnent suivant des lois déterministes : chaque sortie de réservoir est fonction de son taux de remplissage ainsi que de paramètres spécifiques liés aux équations de bilan assurant la conservation de l'eau dans l'ensemble des variations de stock et des flux d'un réservoir à l'autre (AMBROISE et al, 1982).

On y retrouve au minimum les éléments suivants :

- un réservoir de surface qui reçoit l'eau tombée non ruisselée et dans lequel puise l'évapotranspiration réelle ; ce réservoir permet la percolation dans un second réservoir ;

- un réservoir dit de subsurface, qui peut encore être réduit par l'évapotranspiration (remontées capillaires ou par aspiration des racines) et alimente le cours d'eau par écoulement retardé. Il transmet l'eau dans un troisième réservoir simulant les nappes profondes.

- ce dernier réservoir se vide lentement dans le cours d'eau (loi de vidange lente).

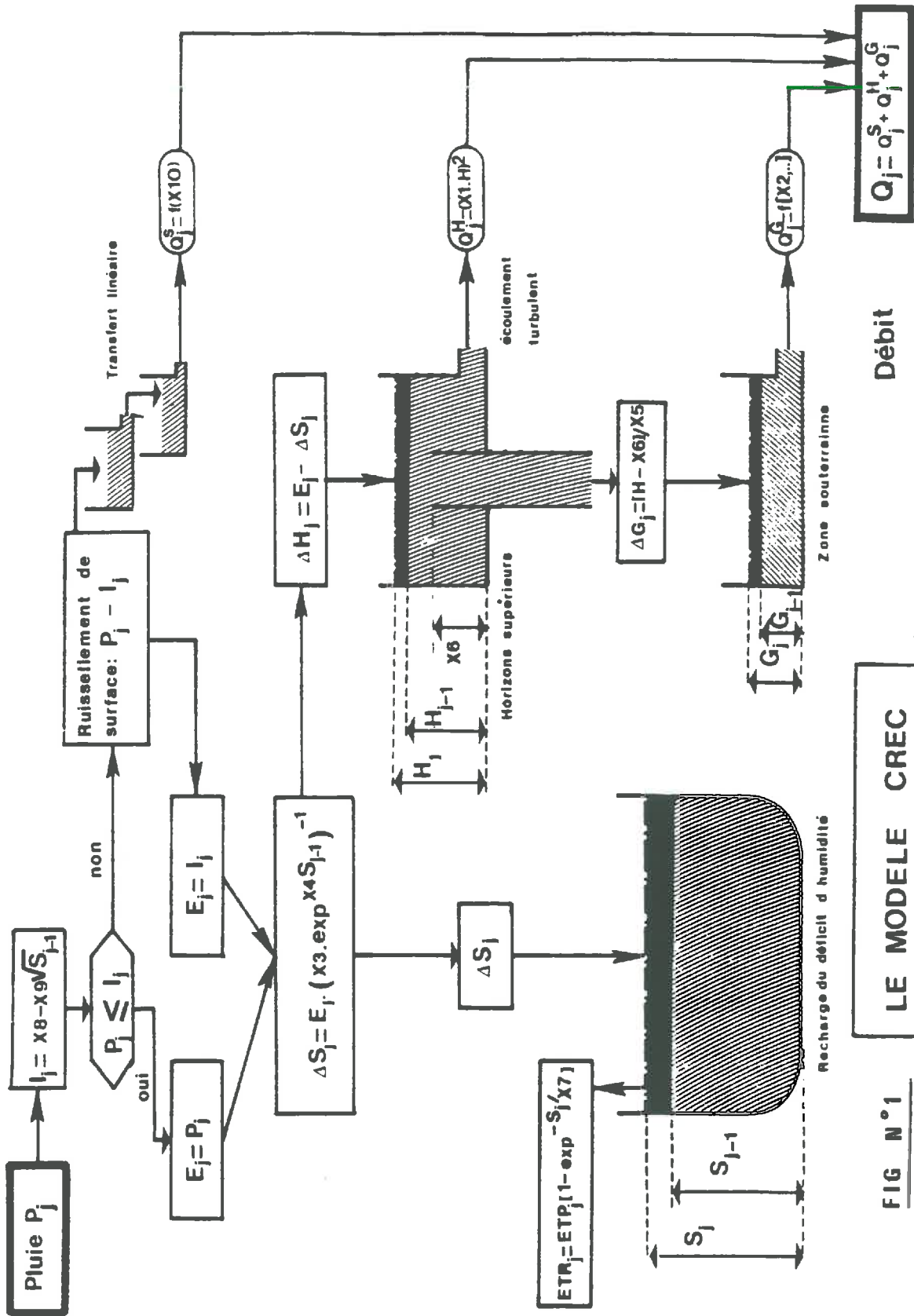


FIG N°1

LE MODELE CREC

(Beisson, 1985)

d'après Gormary

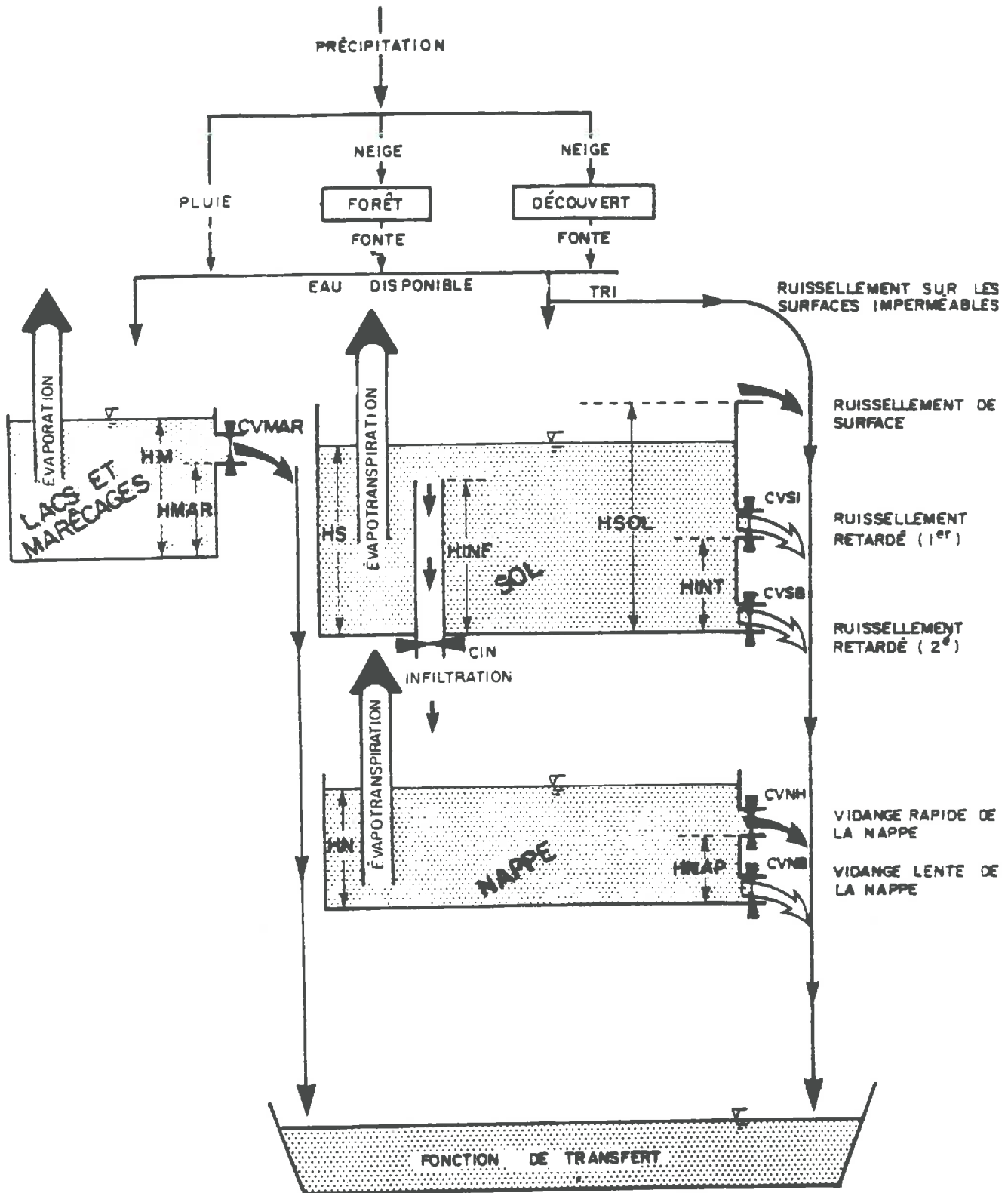


FIG N°2

SCHEMATISATION DU MODELE CEQUEAU (Mailhol, 1983)

d'après Girad

Peuvent s'y ajouter des interactions entre ces réservoirs principaux, leur multiplication à un même niveau, l'adjonction de réservoirs "en cul de sac" ou de réservoirs secondaires souvent destinés à augmenter les délais par des niveaux supplémentaires ...

Il est aisé d'imaginer la multiplicité des combinaisons que l'on peut effectuer. Ces modèles à réservoirs sont donc très nombreux, certains dérivés du modèle STANFORD soit par des simplifications, soit par des différences conceptuelles de détail (modèle de O'DONNELL ...).

D'autres procèdent de points de départ originaux, parfois même antérieurs au modèle STANFORD.

Les réservoirs peuvent être linéaires, c'est-à-dire tels que le débit de sortie soit proportionnel au stock du réservoir, ou non linéaires.

Une fois l'architecture trouvée (nombre et disposition des réservoirs), il reste à décider de la forme des transferts de l'un à l'autre (vidange, échanges capillaires, etc ...). C'est là que chaque auteur peut imaginer les lois régissant ces transferts en se basant sur des concepts souvent fortement non linéaires tels que ceux de l'infiltration ou des écoulements en milieu non saturé.

Les modèles à réservoirs peuvent simuler la complexité du système hydrologique, soit de façon globale, soit de façon distribuée.

Citons dans les premiers le modèle GARDENIA du BRGM (ROCHE PA et al, 1984) ou le modèle très connu de CORMARY, CREC à 3 réservoirs et 10 paramètres (CORMARY et al, 1969) (fig n° 1)

Les seconds prennent en compte la structure spatiale du bassin à partir d'une subdivision selon un maillage systématique ou d'autres critères plus naturalistes qui permettent d'avoir des unités homogènes au point de vue des caractéristiques physiques ou hydrodynamiques.

Le modèle CEQUEAU (GIRARD et al, 1972) développé à l'ORSTOM et à l'INRS-EAU (QUEBEC) fournit un exemple intéressant de modèle conceptuel à discrétisation spatiale (fig n° 2). Il est fondé sur une subdivision d'un bassin selon une grille carrée adaptée à sa taille et à sa complexité. Chaque carreau est supposé homogène; il est décrit par un ensemble de caractéristiques choisies en fonction des conditions hydrologiques dans le bassin (altitude, pente, exposition, type de sol ou de couverture végétale, ...). Si besoin est, chaque carreau peut être lui-même subdivisé en quartiers suivant les lignes de partage des eaux. A chaque pas de temps, un bilan hydrique est calculé pour chaque carreau et chaque quartier.

On pourrait énumérer bien d'autres modèles qui rentrent dans cette catégorie, mais nous nous limiterons à ceux qui ont été précédemment cités car ils nous paraissent être les plus caractéristiques.

Avant d'étudier par des exemples concrets les limites de ce type de modèles nous allons décrire rapidement les principales fonctions qui caractérisent les modèles déterministes.

I.1.2. - Principales fonctions d'un modèle déterministe :

Construire un modèle de transformation pluie-débit, c'est traduire par différentes fonctions élémentaires les relations existant entre les éléments du cycle hydrologique ou une partie de ceux-ci.

Pour cela, on s'efforce d'utiliser ce qu'on connaît des phénomènes physiques mis en jeu ; par exemple, les lois de l'infiltration, les différentes formes que peut prendre la loi de vidange d'un réservoir, les lois de l'évapotranspiration ...

En d'autres termes, on essaye de résoudre le problème de la transformation pluie-débit par une juxtaposition de fonctions élémentaires dans le cadre du pas de temps choisi.

Dans presque tous les modèles pluie-débit, la succession des opérations à effectuer est la suivante :

- il faut tout d'abord introduire les précipitations, c'est-à-dire la pluie brute, tombant sur un bassin pendant l'intervalle de temps choisi ;

- cette pluie brute va se répartir en interception, rétention de surface, infiltration, évapotranspiration et ruissellement direct.

Ainsi pour déterminer le volume de ruissellement direct, qui correspond à la pluie nette, il suffit d'effectuer une opération de réduction de la pluie brute par les différentes "pertes de l'averse".

S'il est aisé d'obtenir la pluie brute à partir des observations ponctuelles effectuées, il est par contre beaucoup plus difficile de déterminer les différentes composantes des pertes.

En effet, les processus mis en jeu sont variables et dépendent des caractéristiques des précipitations, du type de sol, de sa couverture végétale, des conditions initiales d'humidité etc ...

- une fois la pluie nette calculée, il faut la transformer en hydrogramme d'écoulement à l'exutoire du bassin. Le transfert de l'hydrogramme à l'exutoire se fait soit en bloc après déphasage ou opérations d'étalement, soit par un calcul de propagation.

A cet hydrogramme d'écoulement sont souvent ajoutés les apports provenant des nappes souterraines et alimentant le débit de base.

Ces différentes opérations élémentaires sont en général regroupées en deux fonctions principales : la fonction de production (ou de rendement) et la fonction de transfert.

I.1.2.1 - La fonction de production :

Cette fonction va permettre la transformation de la précipitation en pluie nette disponible pour l'écoulement; elle recouvre donc toutes les opérations élémentaires qui déterminent quelle fraction de l'eau précipitée participera à l'écoulement après avoir subi un certain nombre de pertes.

L'analyse de cette fonction est le problème principal qu'il convient de résoudre lors de l'écriture d'un modèle pluie-débit dont la qualité sera avant tout fonction de l'adéquation du sous-système de rendement à simuler le comportement du sol soumis à l'action des pluies.

Chaque modèle a sa particularité et simule de façon plus ou moins complexe cette fonction de production, fonction qui est souvent adaptée au type de bassin étudié.

I.1.2.2 - la fonction de transfert :

Si la fonction de production constitue l'élément essentiel des relations pluies-débit, la fonction de transfert, quoique nécessaire est moins importante pour la modélisation des écoulements. Ainsi on pourrait souvent simplifier à l'extrême cette fonction sans beaucoup diminuer la qualité de la simulation (GUILLOT, 1971).

Cette fonction permet la transformation de la pluie nette P_n en hydrogramme d'écoulement à l'exutoire du bassin versant, transformation qui correspond à un étalement dans le temps de la lame d'eau. Son rôle est de schématiser l'ensemble des mécanismes hydrauliques qui décrivent la dynamique de l'eau dans le bassin.

Les différentes fonctions de transfert essaient d'utiliser les lois connues de l'hydraulique concernant le transfert en masse ou en onde de l'eau. Lorsqu'il s'agit d'un écoulement à très faible hauteur d'eau comme le ruissellement de surface ou bien de l'infiltration dans un sol non saturé ... le problème devient plus délicat et en général la fonction de transfert est décrite par des modèles qui sont souvent éloignés de la réalité physique du phénomène : on cherche simplement à avoir une sortie estimée proche de celle observée pour une pluie nette donnée.

I.2 - Critique des modèles déterministes :

La multitude de modèles déterministes mis au point et dont l'application s'est révélée être satisfaisante sur de nombreux bassins, peut laisser croire que la transformation des pluies en débits est actuellement parfaitement maîtrisée.

Or si les modèles continuent à se multiplier c'est que, malgré toutes les études effectuées dans ce domaine, de nombreux points sont encore mal décrits et parmi eux tout particulièrement les phénomènes régissant la fonction de rendement des pluies. Par contre, la fonction de transfert décrivant la propagation de l'onde de crue de l'amont vers l'aval ainsi que les flux d'eau participant à l'écoulement, semble avoir fait depuis longtemps déjà l'objet d'études approfondies qui ont donné lieu à de nombreux modèles fondés sur les lois de l'hydraulique.

I.2.1 - Disparité de traitement entre fonction de production et fonction de transfert :

La connaissance insuffisante des nombreux paramètres en jeu, des phénomènes physiques qui ont lieu et des équations différentielles générales qui les définissent, la pénurie de méthodes de résolution commodes limitant le volume très important des calculs nécessaires à la reproduction intégrale du comportement d'un bassin, conduisent l'hydrologue à choisir des modèles simplifiés au niveau de la fonction de production. Alors que, contrairement aux mécanismes de transformation pluie brute-pluie nette qui font intervenir les processus physiques généralement non linéaires et mal décrits de l'évapotranspiration, de l'infiltration en zone non saturée ..., la propagation des ondes de crues dans les lits des rivières obéit à des lois dérivées de la mécanique des fluides dont la validité pratique a été confirmée par de nombreuses observations. Dans beaucoup de cas, les équations de Saint-Venant rendent compte de façon très suffisante de l'évolution des ondes de crues dans les rivières. Un grand nombre de travaux ont été consacrés à l'étude de ces équations et de nombreux programmes efficaces ont été établis et sont utilisés de façon courante (PREISSMAN, 1971).

Alors que la forme de l'hydrogramme est un point relativement mineur, la littérature est très abondante sur ce sujet tandis que peu d'ouvrages approfondissent le point essentiel qu'est la fraction de pluie que le sol va laisser s'écouler ou s'infiltrer. Cette remarque faite par GUILLOT(1971) est confirmée par JATON en 1982.

Le processus de transformation étant complexe, de même que le système physique du bassin versant dans lequel il intervient, il est naturel que l'on cherche à étudier directement les relations existant entre l'entrée et la sortie.

Pour cela on utilise un opérateur tel, que son application sur l'entrée soit une représentation satisfaisante de la sortie. Ce faisant, il est préférable d'affiner davantage la fonction de

production que celle de transfert, car c'est de cette fonction que dépend une part importante de la qualité de la simulation.

Le transfert de la pluie nette, c'est-à-dire la répartition temporelle de la quantité d'eau susceptible de ruisseler, donnera des hydrogrammes simulés qui surestimeront ou sousestimeront les débits de pointe ou qui seront déphasés positivement ou négativement ...

L'opération de transfert ne conditionnant que la forme de la crue, cette fonction est moins importante que la fonction de production et d'ailleurs les opérations de calage arrivent à diminuer assez facilement les erreurs de transfert.

Ces dernières n'ont finalement qu'une influence sur la forme de la crue (diminution ou accentuation des pointes de crue, avance ou retard des différentes phases de l'écoulement) sans toutefois agir sur les volumes.

A partir du moment où la fonction de production est bien simulée, la fonction de transfert peut prendre une forme très simple et toute recherche visant à améliorer cette fonction ne semble pas dans un premier temps capitale. Les efforts doivent plutôt tendre d'abord à l'amélioration de la fonction de production, dont les imperfections sont beaucoup plus manifestes.

Bien que ces dernières décennies la modélisation des phénomènes se produisant en zone non saturée a été largement étudiée (PHILIP, RICHARDS, MOREL-SEYTOUX ...) une grande partie des modèles utilisés en prévision de crue mettent plutôt l'accent sur la fonction de transfert.

Cette disparité se révèle dans de nombreux modèles qui développent les différentes méthodes de transfert, allant du transfert hydrologique tel que la méthode MUSKINGUM, au transfert hydraulique fondé sur les équations de convection et de diffusion et leurs solutions numériques (SHAW, 1983).

Nous n'en présenterons ici que quelques exemples :

Le modèle GARDENIA du BRGM (ROCHE et al 1984,1985), pour décrire la fonction de transfert, comporte une série de réservoirs se vidant les uns dans les autres par des lois linéaires comme dans le modèle NASH et des réservoirs simulant l'allure exponentielle du tarissement des débits de rivière et des niveaux des nappes souterraines.

La fonction de production est, par contre, réalisée uniquement dans la réserve superficielle par un bilan hydrique dont les entrées sont la pluie et la neige et les sorties sont l'évapotranspiration réelle et la pluie efficace engendrant le ruissellement (obtenue quand le niveau du réservoir dépasse la valeur maximale de rétention).

Le modèle MERO (modèle israélien) introduit en France par R. DEGALLIER y a connu un certain succès ; (DEGALLIER, 1972), (DELAROZIERE, 1972).

Ce modèle comporte outre le calcul des bilans, une méthode assez sophistiquée de calcul du transfert de l'eau infiltrée en zone non saturée.

Le sol est représenté par un ensemble de deux réservoirs, un réservoir superficiel et un réservoir profond.

En ce qui concerne la fonction de production, des bilans sont réalisés en s'inspirant de modèles américains comme le modèle très connu de STANFORD : les précipitations alimentent en premier lieu le réservoir superficiel jusqu'à son remplissage maximal, puis l'eau excédentaire, soustraction faite s'il y a lieu du ruissellement, est répartie entre le réservoir profond et l'écoulement souterrain en fonction du taux de remplissage du réservoir profond.

Les différentes sorties de ce bilan sont ensuite introduites dans une seconde partie du modèle dans laquelle on opère un transfert à travers le sol au moyen d'une fonction introduisant un certain déphasage, de façon à tenir compte des temps de séjour qui peuvent être plus longs dans le sol.

Une fonction similaire est appliquée au transfert dans la nappe souterraine, dans chacun de ces transferts interviennent des paramètres qui sont identifiés avec les caractéristiques hydrodynamiques du sol d'une part et de la nappe souterraine d'autre part.

On peut ajouter encore une fonction de transfert pour la propagation des écoulements dans le lit des cours d'eau. Cette fonction est fondée sur la méthode de MUSKINGUM : dans cette méthode, l'équation dynamique est remplacée par une relation entre la variation de stock dans un bief et les débits aux deux bouts du bief.

On pourrait présenter bien d'autres modèles qui privilégient la fonction de transfert par rapport à la fonction de production, mais il est plus intéressant de regarder les conséquences que cela implique dans la modélisation des débits d'un bassin versant.

I.2.2 - Exemples d'échecs dans la modélisation des débits :

Les défauts de la plupart de ces modèles sont l'incertitude de la simulation en dehors des périodes d'ajustement et la difficulté d'extrapolation à des bassins voisins (DEGALLIER, 1972). Ces défauts sont dûs en partie à la faible signification physique des paramètres utilisés, qui ne sont généralement pas mesurables sur le terrain.

Pour améliorer les résultats il faudrait pouvoir introduire dans les modèles existants des possibilités d'ajustement sur des mesures de teneur en eau, de succion ... ainsi que certains paramètres susceptibles d'être identifiés avec des grandeurs classiques en hydrodynamique souterraine ou en physique des sols.

La difficulté rencontrée pour mesurer directement ces paramètres "in situ" fait que la plupart des modèles procèdent par ajustement de ces paramètres sur une période donnée.

Comme le souligne MAILHOL (1983), il y a souvent une mauvaise adéquation de la simulation des débits sur les périodes de transition telles que le début de l'automne après la période des basses eaux. Ceci n'est pas propre à certains modèles, mais à quasiment tous les modèles conceptuels. Sur les graphiques, représentant ces chroniques de débit observé et simulé, on voit que l'erreur ne vient pas d'un décalage ou d'une modulation défectueuse mais bien de la fonction de rendement. Ces modèles simulent mal en général les crues survenant en fin de période de basses eaux, surtout lorsque la pluie qui génère la première crue fait suite à un intervalle de temps sans pluie de plusieurs jours.

Il semble donc qu'il y ait là une particularité sur laquelle il faudrait plus spécialement réfléchir.

Sur les figures qui suivent (fig n° 3,4,5,6,7,8) nous présentons des exemples d'échecs dans la modélisation des débits, qui sont visiblement liés à une mauvaise connaissance de la fonction de rendement des pluies plutôt qu'à celle de la fonction de transfert.

Ces exemples sont tirés de l'étude faite par MAILHOL sur la comparaison des modèles CREC, GR1 et CEQUEAU sur les bassins de l'ORGEVAL (SEINE ET MARNE) et de l'EURON (MEURTHE et MOSELLE).

GR1 est un modèle conceptuel dérivé de CREC déjà présenté précédemment conjointement au modèle CEQUEAU.

Sur les chroniques de débit observé et calculé, la période critique de reprise des écoulements après la période de basses eaux a été encadrée.

On remarque que pour les mêmes années, que ce soit pour l'un ou l'autre des modèles, cette période a été mal simulée : le débit calculé sous estime la valeur réelle du débit observé.

L'application de CREC à d'autres bassins de nature et de superficie assez différentes a montré le même type d'erreur sur la période considérée. (BEISSON, 1985 au REAL COLLOBRIER, GUILBOT et RUIZ 1976 à BAR SUR SEINE).

Comme on peut le voir sur ces exemples, c'est à cette période que se situent les plus forts écarts entre volumes observés et calculés.

Ce problème important est lié à la conception même des modèles à réservoirs. Il fallait donc pouvoir trouver une solution qui améliore sensiblement la simulation des débits au début de l'automne.

Pour ce faire, nous allons proposer d'utiliser une approche différente que nous allons développer dans les chapitres qui suivent.

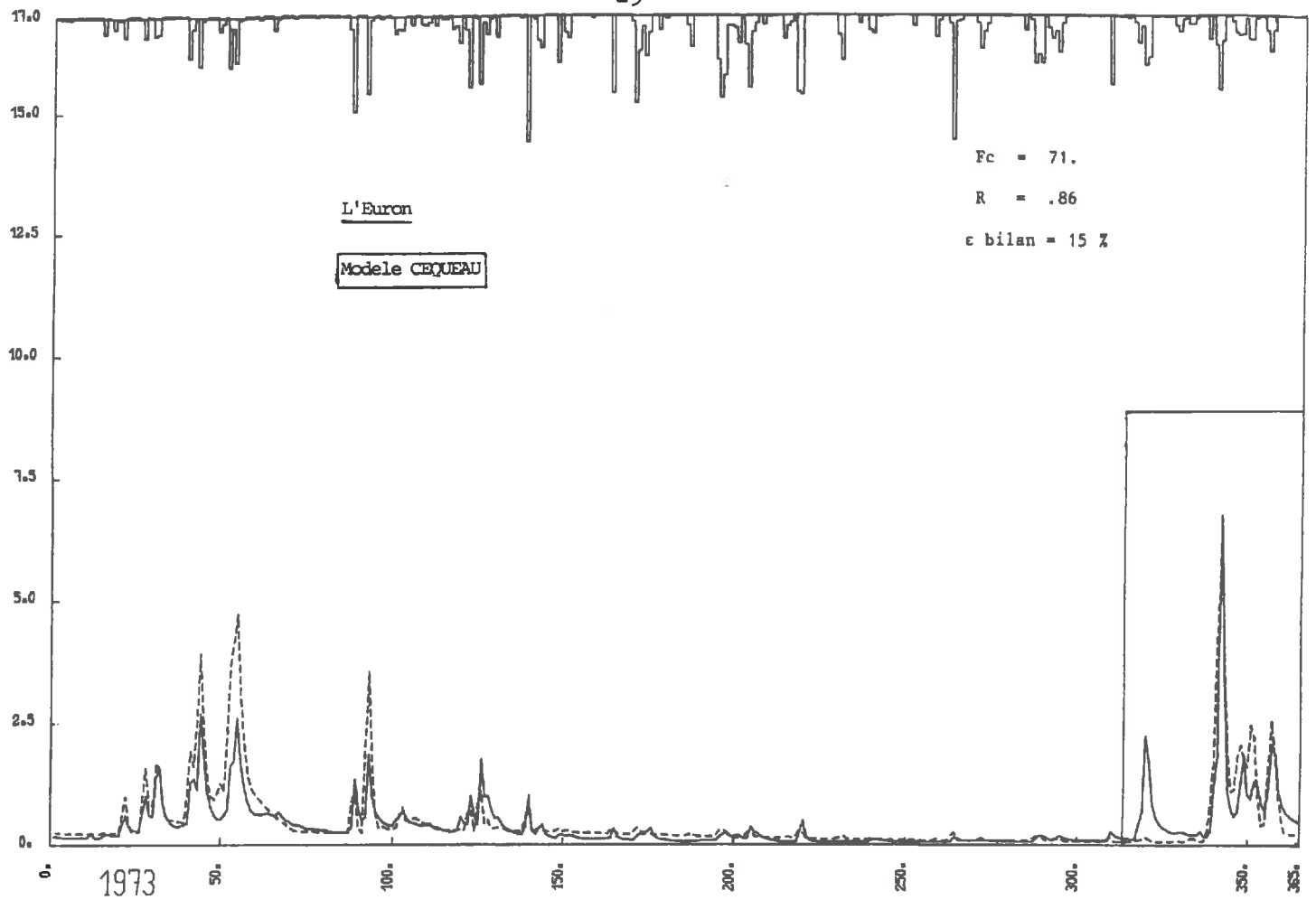
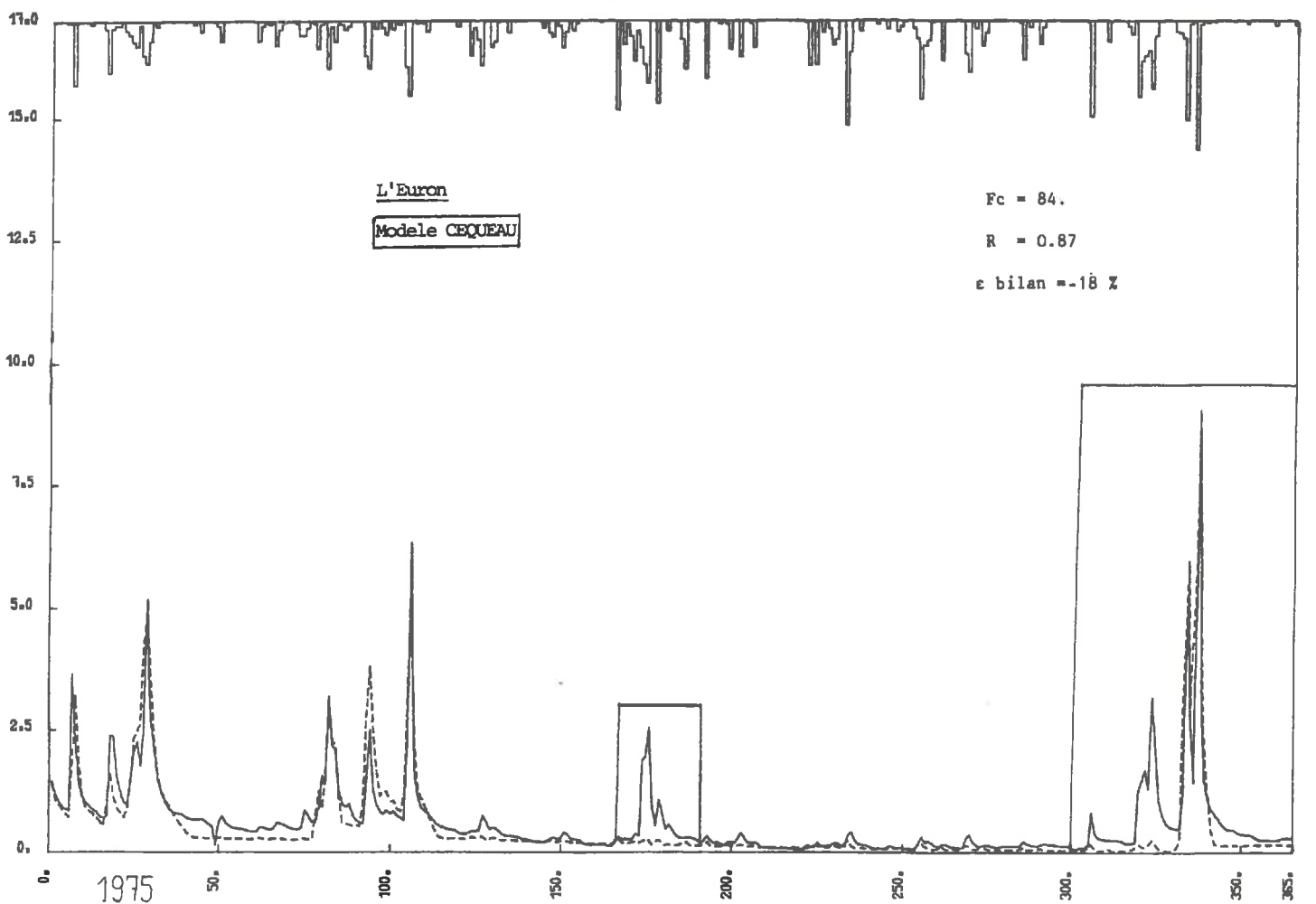


FIG N ° 3



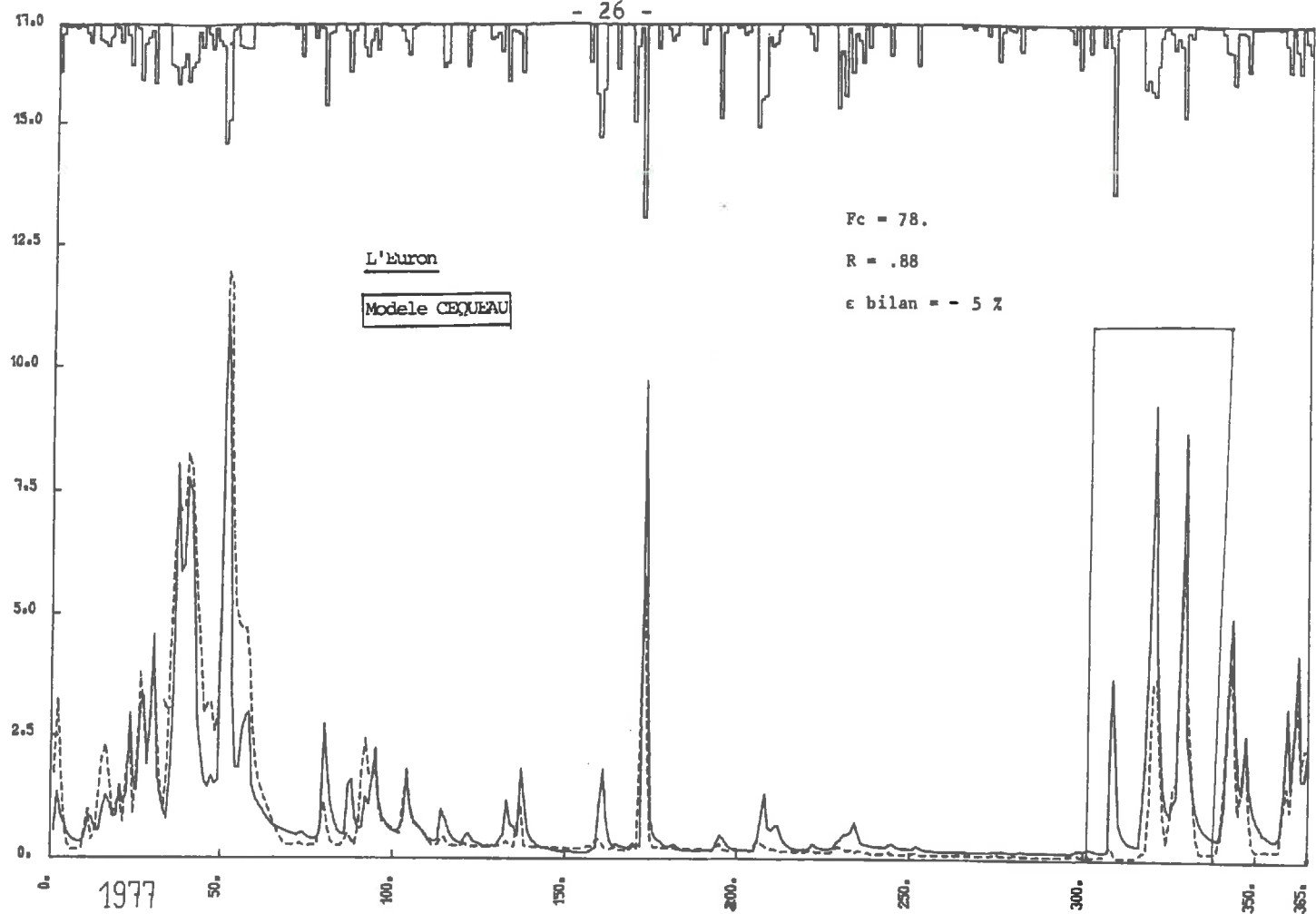
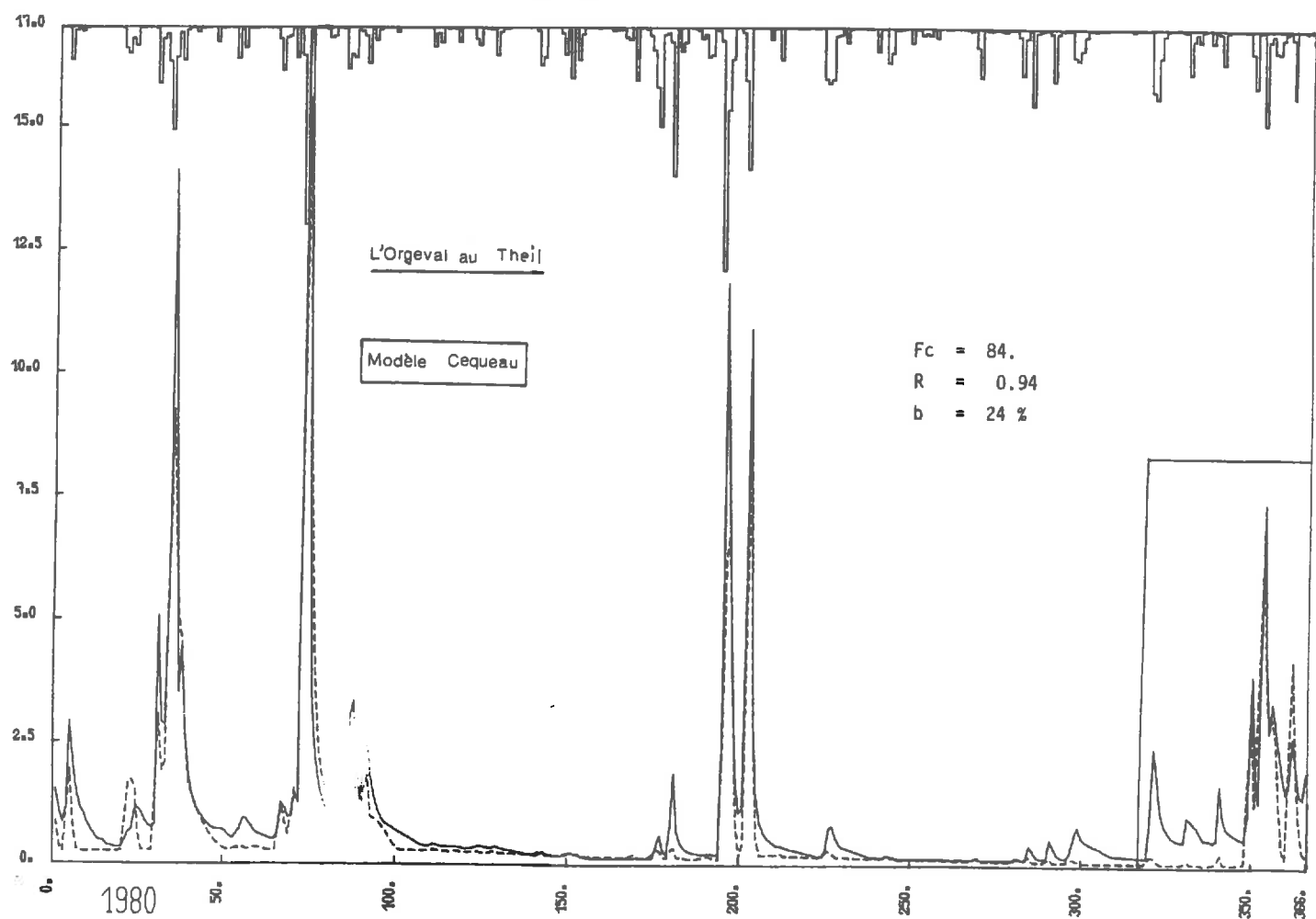


FIG N° 4



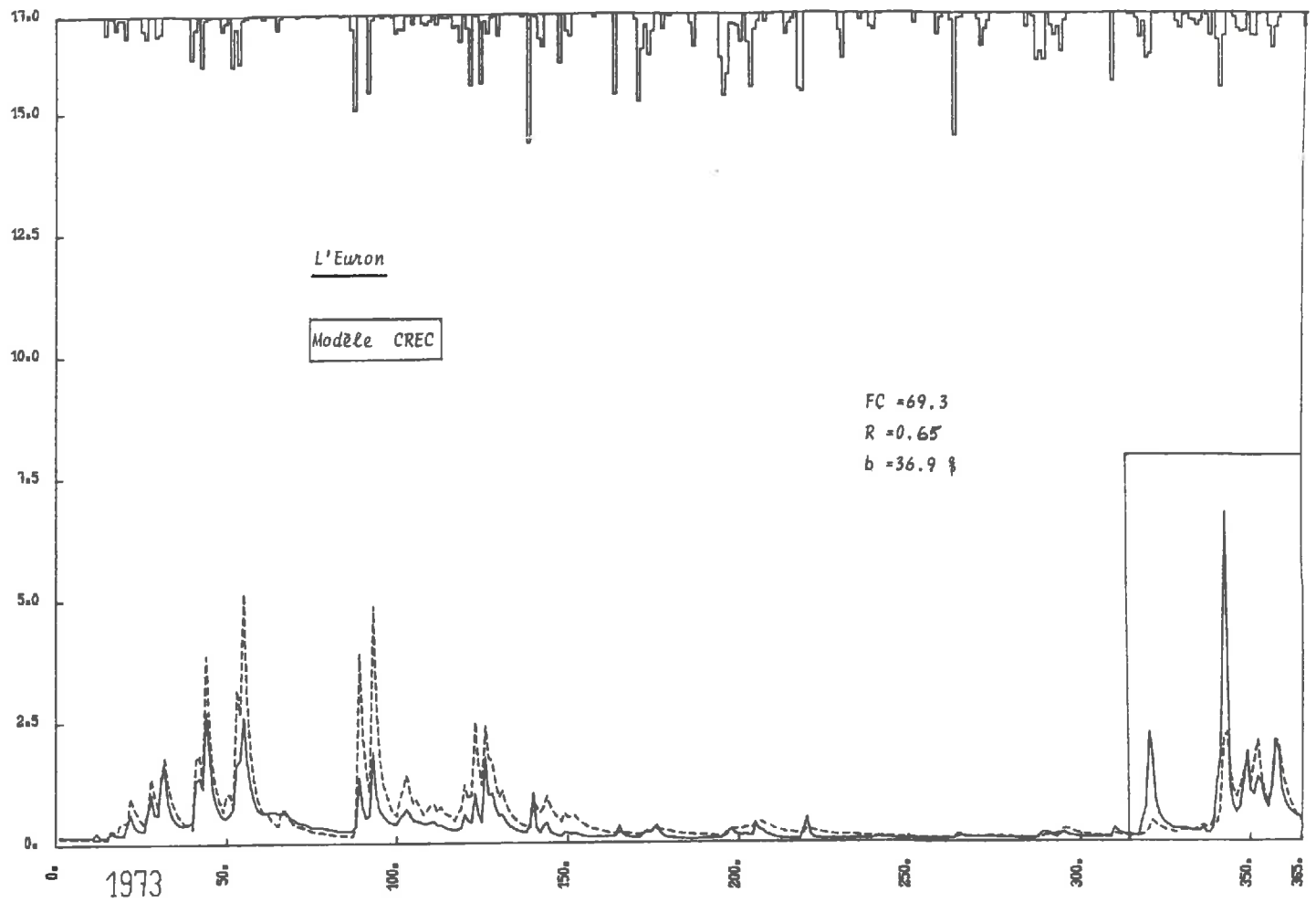
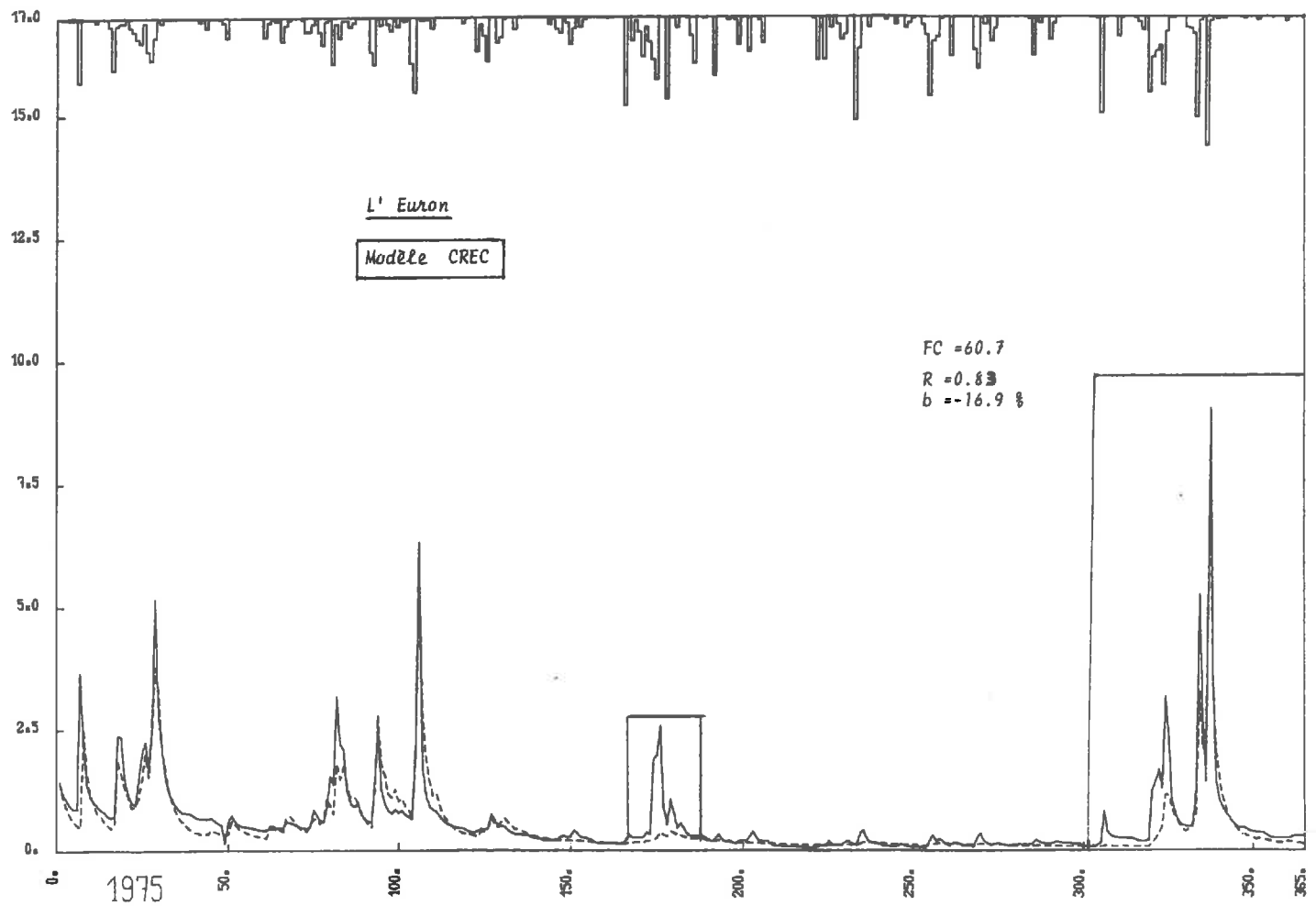


FIG N ° 5



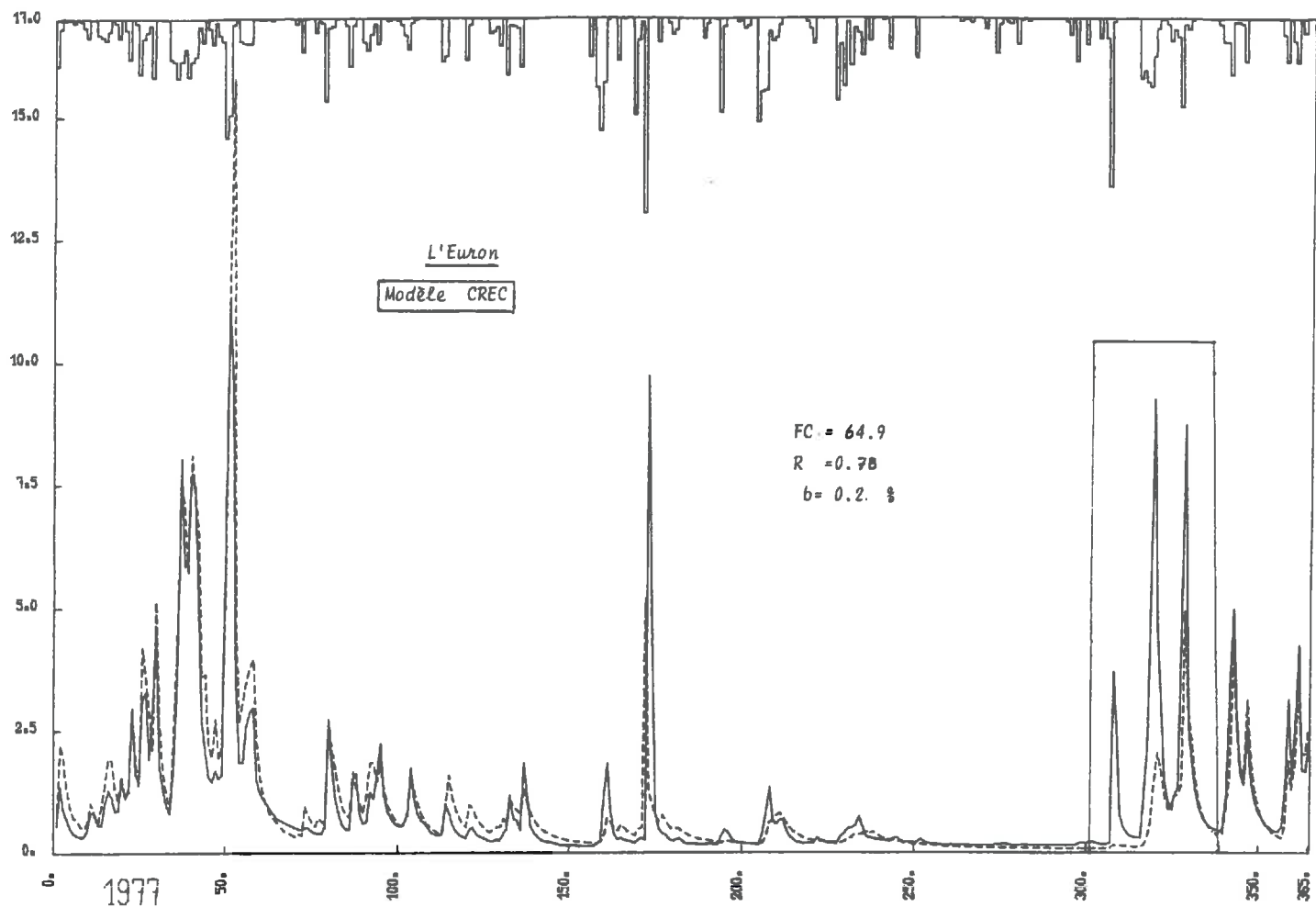
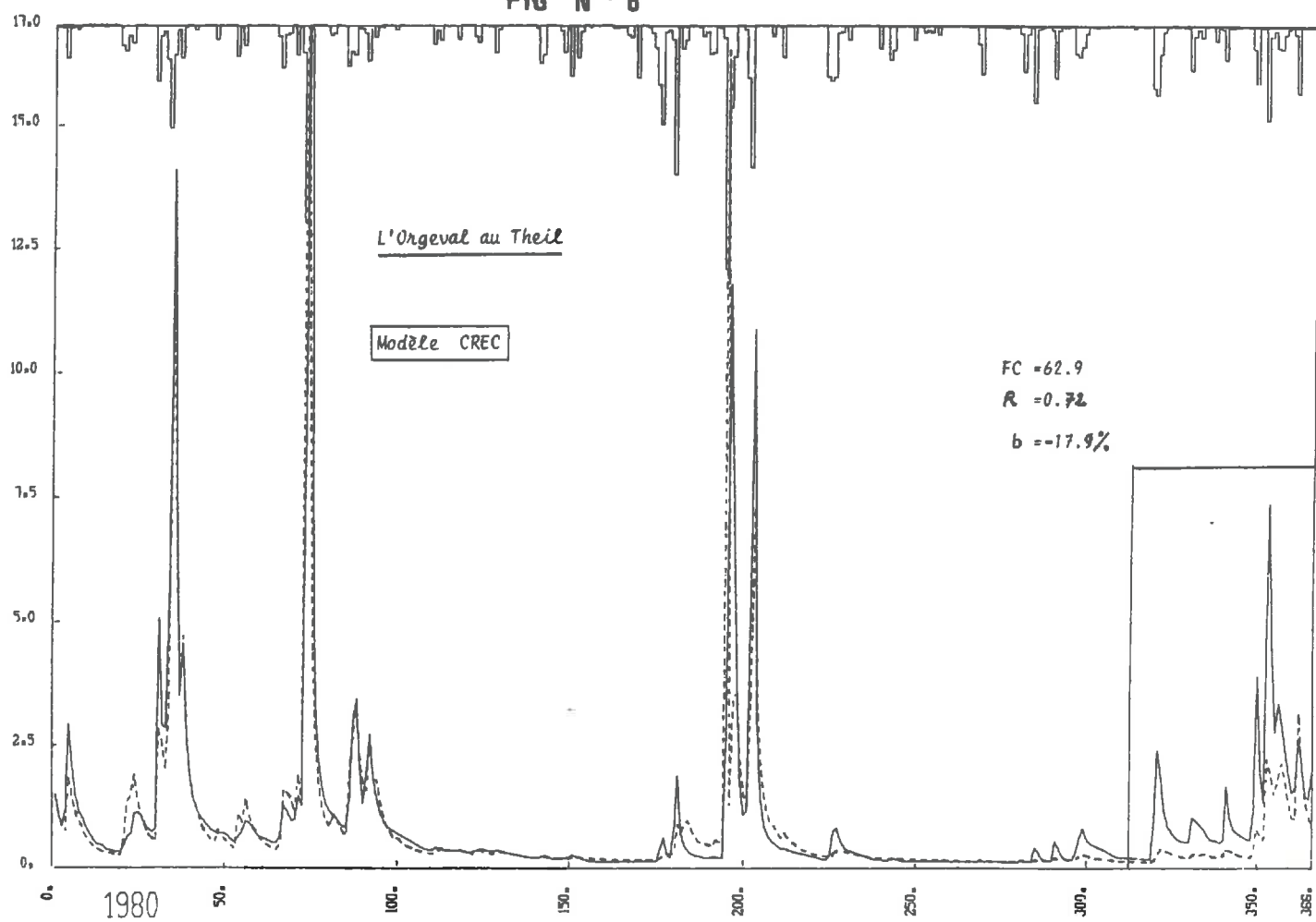


FIG N ° 6



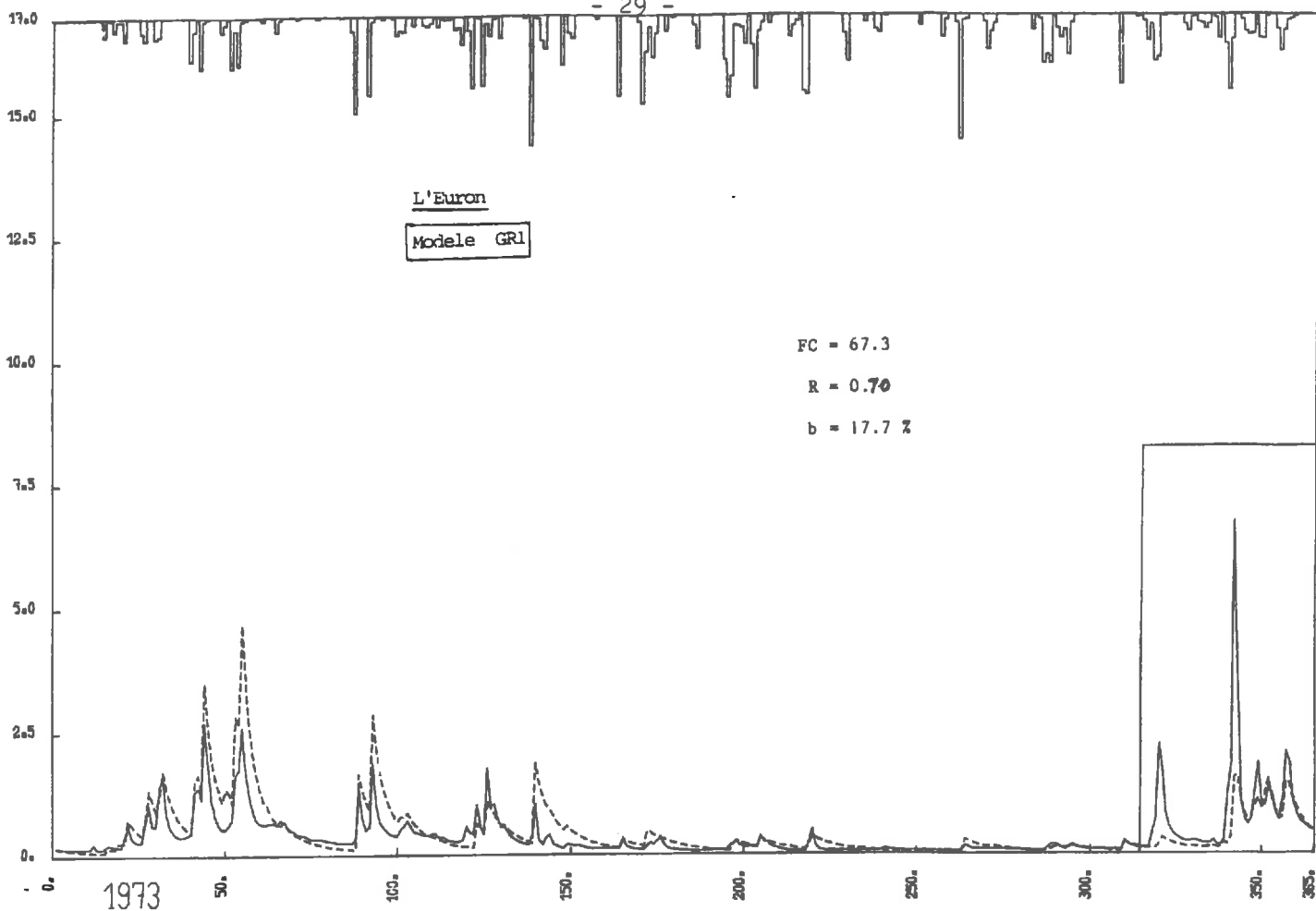
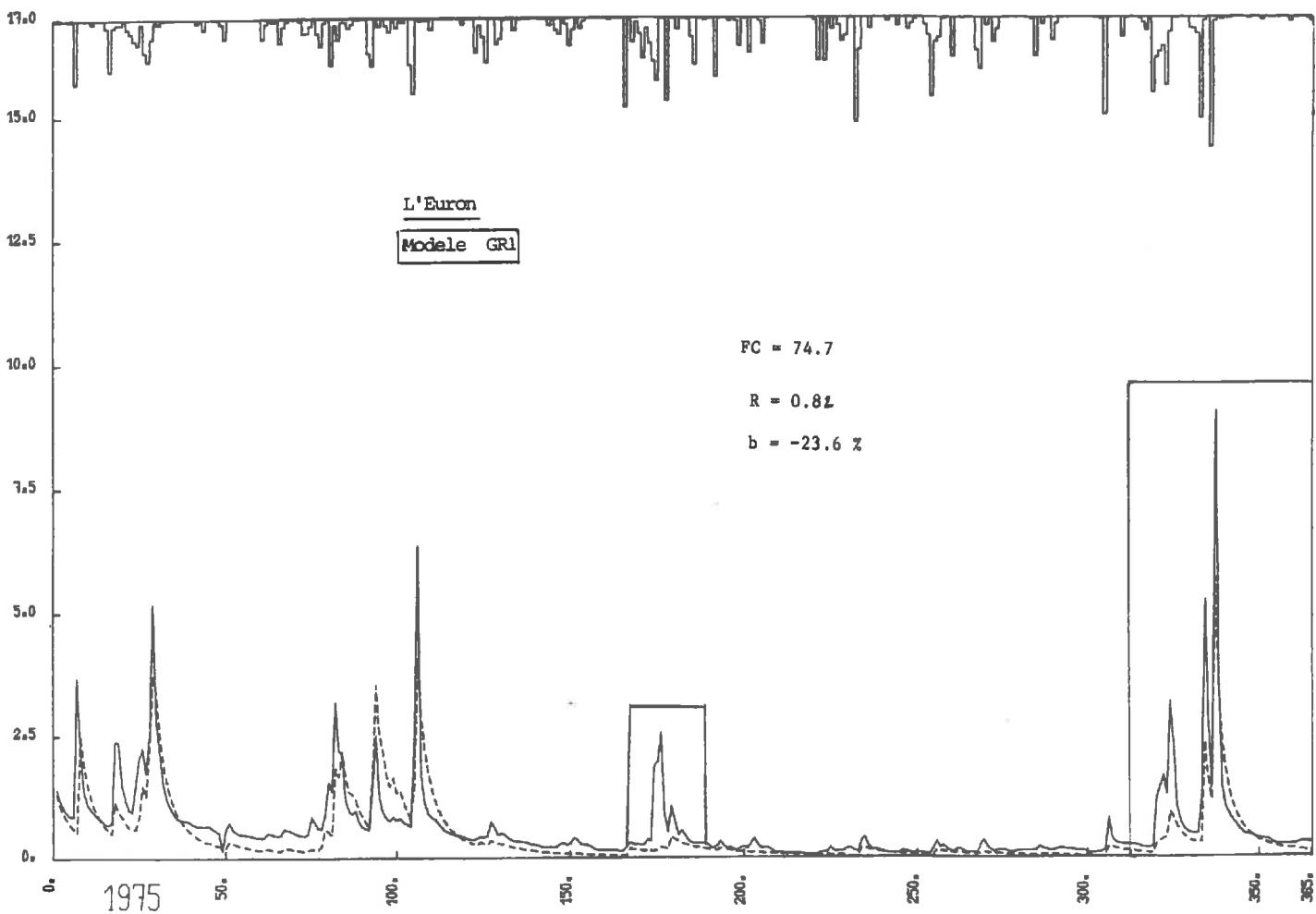


FIG N ° 7



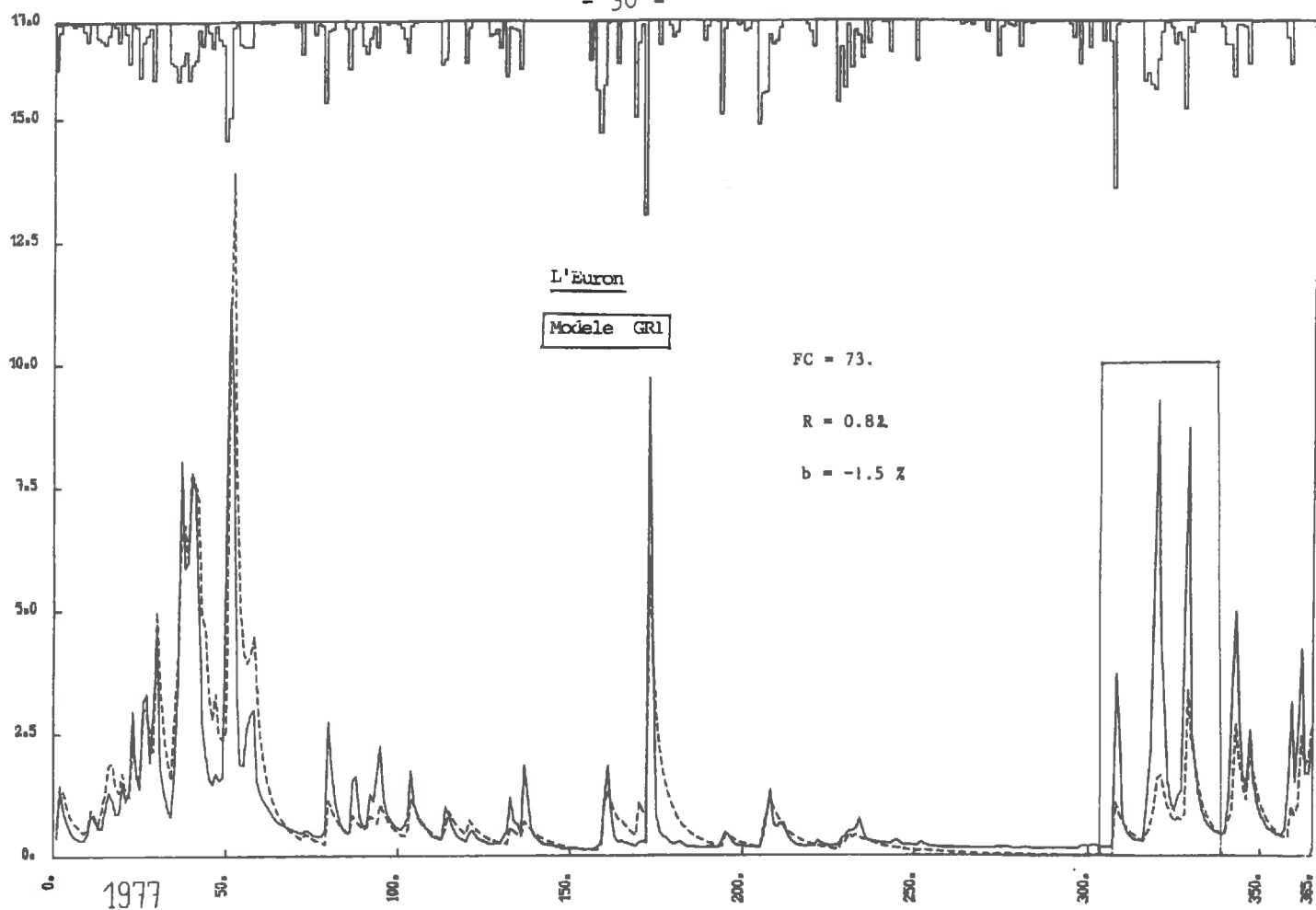
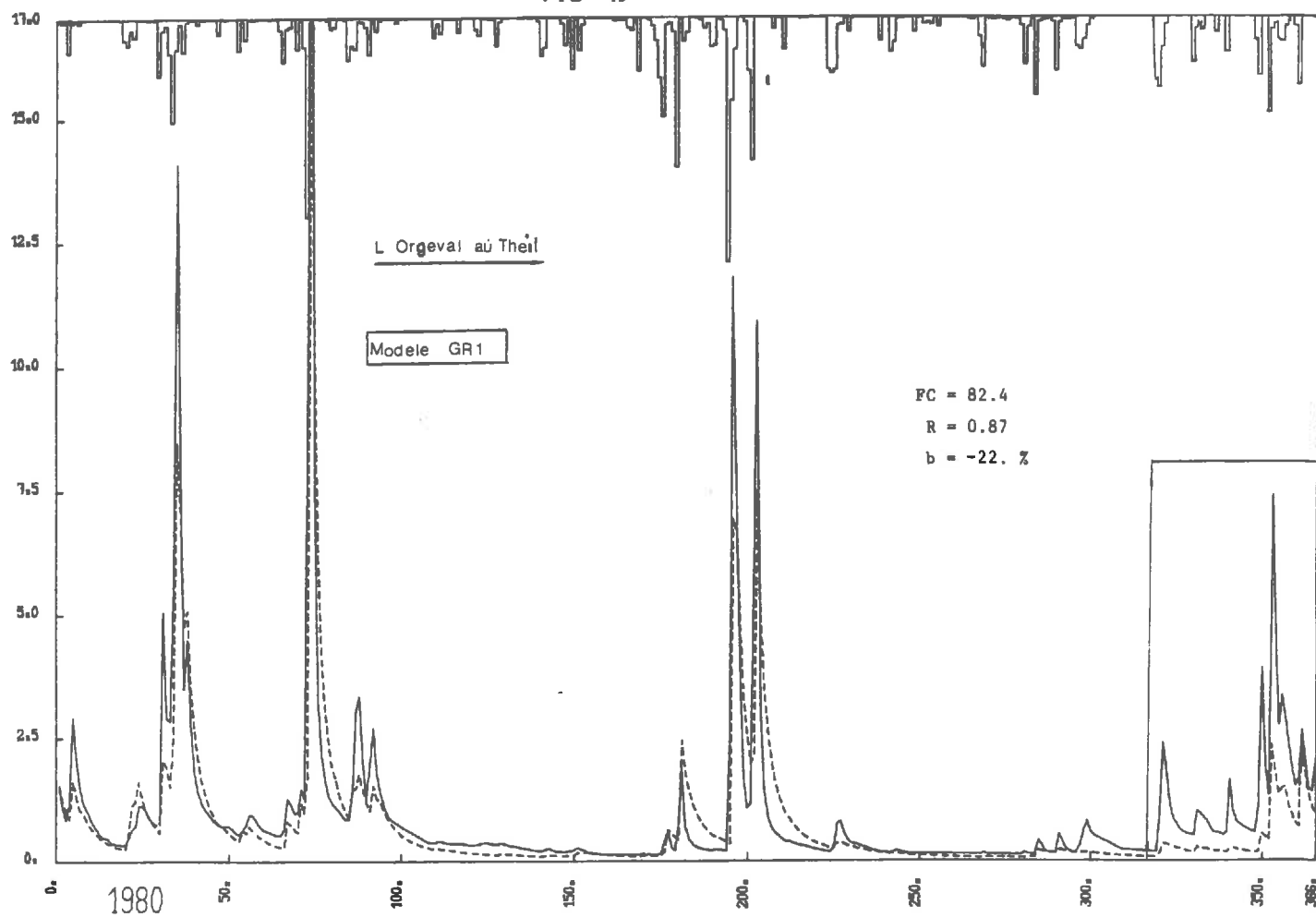


FIG N ° 8



I.3 - La problématique

Les modèles dits conceptuels, demandent un calage de leurs paramètres, puisque ces derniers ne correspondent pas à des grandeurs mesurables sur le terrain.

L'expérience montre que ce calage est très délicat lorsque le nombre de paramètres dépasse trois ou quatre. Une réaction assez générale est de compliquer la structure du modèle et donc d'accroître encore le nombre de paramètres dont la redondance interdit alors d'isoler le rôle propre.

De plus, la porte est ouverte aux initialisations factices qui permettent de corriger provisoirement les défauts d'adéquation du modèle (par exemple, il arrive souvent que dans le modèle CREC, les étiages ne sont effectivement soutenus que par une valeur anormalement élevée du stock initial du réservoir souterrain).

Les possibilités pour améliorer les modèles conceptuels sont donc très restreintes.

Les améliorations semblent devoir porter essentiellement sur la partie rendement du modèle qui révèle sa faiblesse dans les périodes transitoires au début ou à la fin des écoulements hivernaux.

Dans le cas des modèles globaux on peut penser à une non prise en compte de la répartition spatiale des entrées ou des processus. Cependant les modèles distribués révèlent les mêmes imperfections notamment à la reprise des étiages (chapitre I.2.2)

Il apparaît donc, qu'il est très difficile d'intégrer dans un modèle, la complexité des processus de l'eau dans le sol, et il est souvent nécessaire de faire des approximations pour résoudre les équations d'hydrodynamique.

Puisque les efforts déjà investis dans l'étude des modèles pluie-débit n'ont pas donné les progrès espérés, il ne s'agit pas pour nous de présenter une nouvelle théorie venant compliquer la structure des modèles existants, ni d'augmenter le nombre de paramètres descriptifs du bassin en cherchant une solution plus adéquate aux équations d'hydrodynamique du sol.

Au contraire, notre approche est différente: l'idée est plutôt de simplifier la structure du modèle et de diminuer au maximum le nombre de paramètres introduits afin de mieux cerner le fonctionnement de la fonction de production.

Comme cette fonction a une dynamique assez lente comparativement à la fonction de routage, il doit être possible de mesurer sur le terrain une variable indicatrice du rendement des pluies à venir, et on a pensé que cette procédure pouvait permettre la quasi suppression de la modélisation de cette fonction en supprimant également les mesures liées à l'estimation de l'évaporation potentielle.

Cette variable indicatrice, non encore utilisée jusqu'ici en simulation, serait la résultante des phénomènes complexes se produisant dans le sol. :

On verra si cette approche peut conduire à une amélioration des résultats tout en assurant un allègement considérable de la modélisation.

Dans le chapitre suivant, pour mettre en évidence cette variable indicatrice , nous décrirons les différents processus de l'eau dans le sol et essayerons d'identifier les rôles respectifs des facteurs intervenant dans l'écoulement d'un bassin.

II - Importance des processus de l'eau dans le sol

Nous avons vu dans le chapitre précédent les limites que représentent les modèles pluie-débit et notamment leur difficulté à modéliser correctement la fonction de rendement. Cette difficulté est liée au fait que toute une partie du cycle de l'eau concernant les phénomènes d'interaction eau-sol n'est pas bien simulée parce que difficile à modéliser pour un bassin versant (HILLEL, 1974).

Dans un premier temps nous décrirons donc la complexité des processus de l'eau dans le sol puis, nous présenterons la contribution à l'écoulement du bassin, d'une variable caractérisant la résultante des phénomènes se produisant dans le sol.

Une étude statistique nous permettra alors, de mieux cerner les rôles respectifs des différents facteurs classiquement utilisés comparativement à ceux nouvellement proposés.

II.1. - Complexité du système eau-sol :

II.1.1 - L'eau et le sol

Les processus intervenant dans le devenir de la pluie après son arrivée au sol font appel à quantité de concepts de base sur les phénomènes de dynamique de l'eau en milieu saturé et non saturé : les vitesses de transfert sont différentes suivant les couches de sol traversées, il existe aussi de très nombreux paramètres qui essayent de caractériser la surface d'entrée d'eau dans le sol, le sol lui-même et l'eau qui va y circuler. Par exemple, la texture et la structure définissent la répartition et l'organisation des particules du sol mais ne suffisent pas à décrire entièrement son comportement hydrodynamique. De plus la phase solide réagit avec les fluides qui remplissent les pores, et le système eau-sol va présenter des propriétés qui vont varier suivant l'état dans lequel il se trouve. Le sol subira alors des modifications chimiques et structurales (gonflements, floculations, compactions, ...). D'autre part, l'eau est sujette à de fréquents changements de phase allant du solide au liquide ou à la vapeur ainsi que des changements de propriété (viscosité, tension superficielle, etc ...) qui sont affectés par la température, la pression et les éléments dissous.

Ainsi, du fait que le système eau-sol réagit à tout moment d'une manière complexe, il est quasiment impossible de définir complètement son état physique à un moment donné et en particulier au moment où se produit une averse.

II.1.2 - Interactions eau-sol

Il en résulte que les modélisateurs sont obligés en général, de simplifier le système eau-sol en se limitant aux facteurs qui semblent avoir une plus grande importance dans le problème

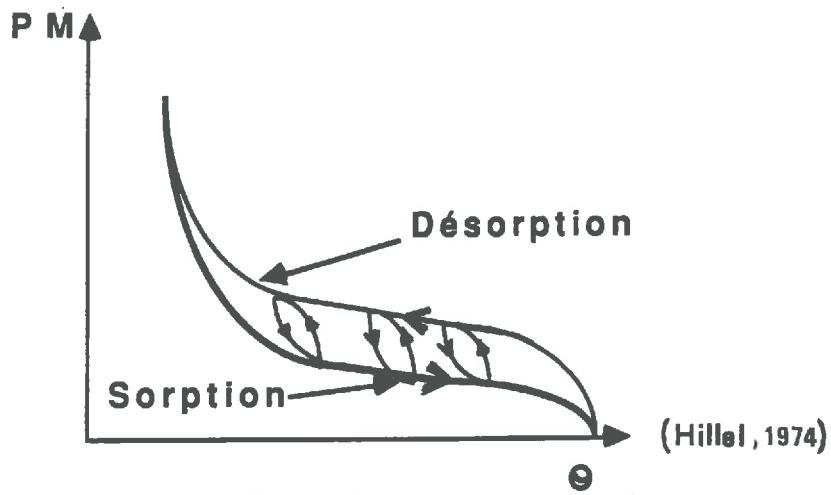


Fig n° 9

Courbes caractéristiques de teneur en eau Θ en fonction du potentiel matriciel PM et courbes de passage

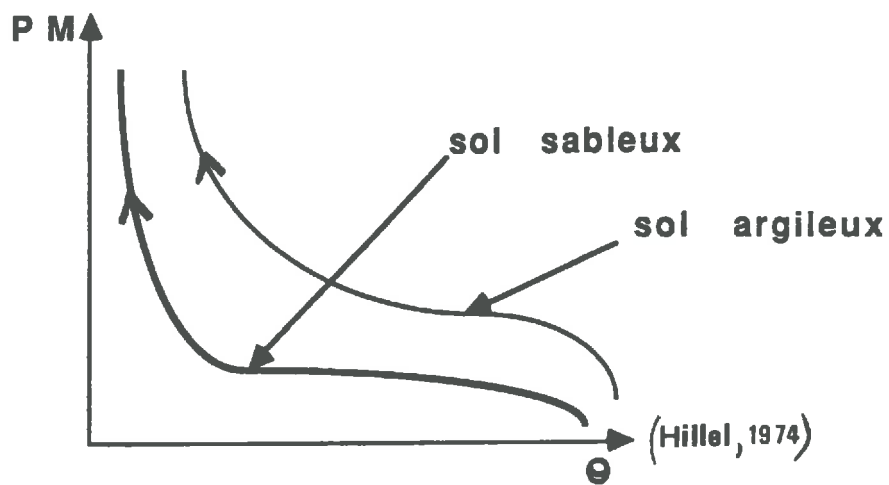


Fig n° 10

Influence de la texture sur la rétention d'eau dans le sol

considéré tout en négligeant les facteurs qui leur semblent être d'importance secondaire.

Dans l'étude des interactions eau-sol, les facteurs essentiels à connaître sont : la quantité d'eau contenue dans le sol et son état énergétique, facteurs qui déterminent ce que l'on a appelé "l'état hydrique du sol".

Ces deux informations sont fonction l'une de l'autre et la relation qui les lie exprime l'effet des caractéristiques du sol sur l'état de l'eau qui s'y trouve (fig n° 9).

Cette relation n'est pas unique : lorsque l'on applique une succion sur un sol initialement saturé (désorption), on obtient une courbe différente de celle obtenue quand on réhumidifie un sol initialement sec (sorption). Ce phénomène est appelé hystérèse. De plus, la relation entre le potentiel matriciel et la teneur en eau suit certaines courbes intermédiaires en passant d'une branche à l'autre quand un sol partiellement mouillé commence à se drainer ou quand un sol partiellement drainé est réhumidifié. La courbe caractéristique de l'humidité fonction du potentiel matriciel est aussi fortement influencée par la texture du sol (fig n° 10). Par exemple dans un sol sableux, pour une succion donnée, presque tous les pores se vident et il ne reste plus qu'une petite quantité d'eau dans le sol.

Par contre dans un sol argileux, au fur et à mesure que la succion augmente, la diminution de la teneur en eau est plus graduelle car la répartition des pores est plus uniforme.

Les transferts hydriques sont non seulement régis par la relation potentiel matriciel-teneur en eau mais aussi par les relations conductivité-teneur en eau et conductivité-potentiel matriciel (fig n° 11,12).

En général, quand le potentiel matriciel varie, l'humidité et la conductivité varient également et ces relations sont liées à la texture du sol : un sable à saturation est beaucoup plus conducteur que l'argile, mais lorsque la teneur en eau est très faible, l'argile devient à son tour plus conductrice car les macropores du sable sont remplis d'air et empêchent plus l'écoulement que les micropores de l'argile. De même pour une succion faible on aura une conductivité plus élevée pour les sables que pour les argiles et inversement pour une forte succion.

II.1.3 - Processus intervenant dans le régime des écoulements

Ces différentes relations vont influencer fortement le régime de l'infiltration, et donc de la production de ruissellement, mais aussi le prélèvement en eau par évapotranspiration. Tous ces processus qui caractérisent la propension à l'écoulement d'un bassin sont fortement interdépendants : ainsi, la teneur en eau ne peut augmenter que par infiltration ou remontée capillaire et ne peut diminuer que par évapotranspiration, drainage ou redistribution en profondeur.

Du fait de leur complexité (hétérogénéité spatiale), chacun de ces processus est traité indépendamment et très rares sont ceux qui ont utilisé des modèles de simulation conjointe de

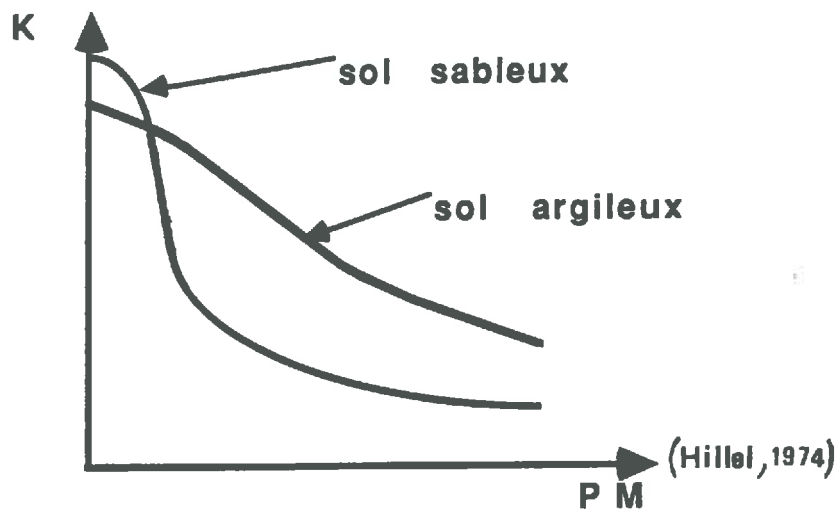


Fig n° 11

Variation de la conductivité
hydraulique K en fonction du
potentiel matriciel $P M$

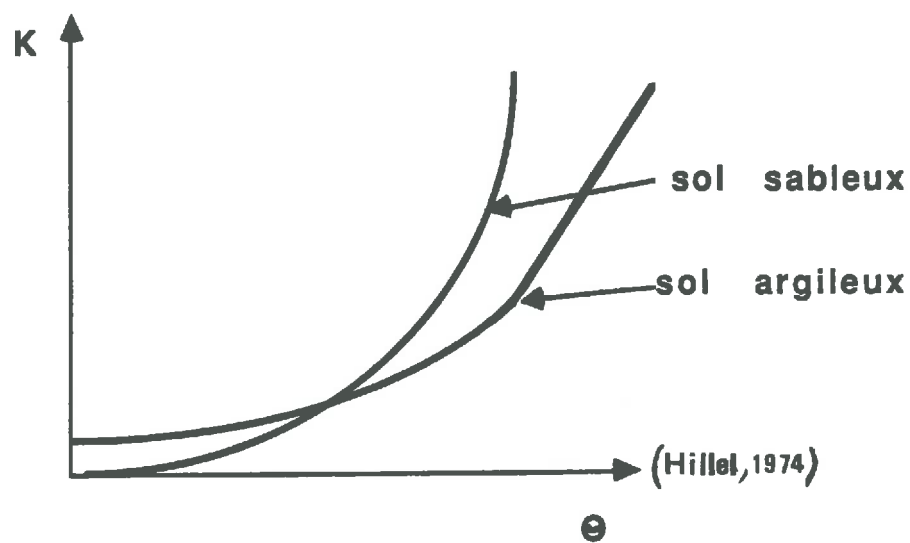


Fig n° 12

Variation de la conductivité
hydraulique K fonction de la
teneur en eau θ

l'écoulement souterrain et superficiel qui tiennent compte de l'infiltration (YEN, AKAN, 1983).

En effet, de nombreux chercheurs ont fait des études sur les effets de tel ou tel facteur sur l'infiltration, d'autres sur l'influence des propriétés hydriques sur l'écoulement souterrain mais la plupart de ces études ont traité le ruissellement indépendamment de l'infiltration et du drainage interne.

II.1.4 - Représentativité spatiale des phénomènes

Souvent, aussi, les phénomènes d'infiltration et de ruissellement ont été étudiés en laboratoire sur des milieux parfaitement connus ou sur des parcelles expérimentales soumises à un régime de pluies artificielles. Aussi, lorsqu'il faut passer à l'échelle du bassin versant, les modèles mis en place ont tendance à simuler chacun des processus séparément, et dans des conditions idéales qui sont bien éloignées des conditions de terrain (LUC, 1978).

Il existe toujours cette difficulté de passer de l'échelle fine des phénomènes complexes mais assez bien connus en laboratoire, à celle globale du bassin. En vue de modéliser le système sol-eau, on est amené à simplifier les relations existantes en négligeant certains facteurs ou en considérant comme indépendants des processus qui ne le sont pas. Nous avons pensé nous affranchir de toutes ces difficultés en mesurant en continu l'état hydrique du sol et sa variation dans le temps. L'hypothèse est que ces mesures étant faites en un point de la région où se trouve le bassin, elles peuvent donner des indices précieux pour la description de l'état de saturation du sol. Ces informations n'ont pu être mesurées que grâce aux progrès techniques récents effectués dans le domaine de l'acquisition automatique des données (cf IIème partie).

Il est à noter, que le choix du site de mesures, a uniquement été conditionné par des considérations pratiques (surveillance technique possible) et non par une exceptionnellement bonne représentativité de l'humidité du bassin ou de son aptitude à pouvoir s'écouler.

II.2 - Rôle de l'état hydrique du sol

Si les mesures d'état hydrique du sol nous ont semblé d'un si grand intérêt, c'est parce que l'eau contenue dans le sol (humidité) et son état énergétique (potentiel hydrique, succion, ...) sont des facteurs qui interviennent à différents niveaux dans les processus qui participent à l'écoulement du bassin et plus particulièrement dans celui de l'infiltration. Avant de les mettre en évidence, quelques rappels sont nécessaires :

Principales lois d'infiltration

| Auteur | Fonction | Légende |
|-------------------------|--|---|
| GREEN et AMPT (1911) | $f = Ks (1 + \frac{Pw}{F} (\frac{IMD}{F}))$ | f= vitesse d'infiltration (cm s ⁻¹) Ks= conductivité hydraulique à saturation (cm s ⁻¹) Pw= succion de l'eau du sol au front d'humectation (cm) IMD= déficit en eau initial (cm) F= hauteur d'eau infiltrée depuis le début de l'alimentation en eau (cm) |
| KOSTIAKOV (1932) | $f = f_0 t^{-\alpha}$ | f ₀ = vitesse d'infiltration initiale (cm s ⁻¹) t= temps (s) α= paramètre fonction des conditions du sol |
| HORTON (1940) | $f = Ks + (f_0 - Ks) e^{-Et}$ | E= constante empirique |
| HOLTAN (1965) | $f = Ks + c \cdot w ((IMD) - F)^n$ | c= facteur fonction des conditions de surface w= facteur d'échelle de l'équation n= exposant (expérimental) |
| PHILIP (1957) | $f = 1/2 St^{-1/2} + A$ | S= sorptivité (cm s ^{-1/2}) A= composante gravitaire fonction de la conductivité hydraulique à saturation (cm s ⁻¹) |
| DOOGE (1974) | $f = a (F_{max} - F_t)$ | F _{max} = capacité de rétention maximale F _t = teneur en eau à l'instant t a= constante |
| MOREL-SEYTOUX (1974) | $f = Ks ((\frac{\theta_s - \theta_i}{\theta_s}) \frac{hc + W}{\beta W})$ | θ _s = teneur en eau à saturation θ _i = teneur en eau à l'instant t hc= poussée capillaire (mm) W= lame d'eau infiltrée cumulée (mm) α, β= paramètres correctifs |

Tableau N°1

II.2.1 - Description du processus d'infiltration

L'infiltration est le nom donné au processus d'entrée de l'eau dans le sol à la suite d'une pluie et à sa redistribution dans les couches inférieures du profil. Ce processus a une grande importance car son régime détermine souvent la formation du ruissellement (HILLEL, 1974).

L'infiltration est causée principalement par deux forces motrices qui sont la capillarité et la pesanteur, et elle est freinée essentiellement par une force liée à la viscosité des fluides mis en jeu. Généralement dans le processus d'infiltration les forces de capillarité créent des gradients de succion qui sont très importants au départ puis deviennent négligeables au cours du temps.

En effet, la différence de pression entre la surface saturée du sol et le sol non saturé se répartit sur une distance toujours croissante au fur et à mesure que l'eau pénètre plus profondément dans le sol. Au contraire, les forces de gravité négligeables au départ deviennent assez rapidement prépondérantes : le rapport des forces motrices évolue dans le temps.

Ainsi, au cours d'un épisode pluvieux, tant que le sol n'a pas atteint sa limite d'absorption, la pluie s'infiltré intégralement puis au fur et à mesure que le sol se sature, l'infiltration décroît et la pluie excédentaire s'accumulera puis ruissellera le long de la pente.

Le taux d'infiltration (ou capacité d'infiltration) répond à une loi qui dépend de l'histoire de l'évolution de l'eau dans le sol. De nombreux auteurs ont cherché à formuler ce processus en fonction du temps ou des conditions d'humidité du sol, soit de façon empirique soit de façon plus physique ; nous ne citerons ici que les lois les plus connues.

II.2.2 - Lois d'infiltration :

Le tableau ci-après résume les principales relations proposées ces dernières décennies (tableau n° 1).

La loi d'infiltration la plus connue est celle de HORTON, qui tient compte de la capacité d'infiltration au temps zéro, d'une constante représentative du sol et de la durée de l'averse. On s'aperçoit que le taux d'infiltration diminue exponentiellement avec le temps quelle que soit la chronique de la pluie et de ses variations d'intensité.

Les lois les plus récentes moins empiriques sont basées sur la loi de DARCY généralisée combinée à l'équation de continuité, elle s'écrit :

$$\frac{\delta \theta}{\delta t} = \text{div} (K(\theta)) \overrightarrow{\text{grad } H}$$

où H est la charge hydraulique totale ou pression effective
K la conductivité hydraulique et la teneur en eau

On en tire des équations différentielles qui n'admettent pas de solutions analytiques. Deux démarches sont possibles alors : soit on obtient une expression analytique valable dans certains cas simples, soit on entreprend une résolution numérique itérative.

Ces techniques de résolution ne sont pas très faciles à appliquer et dans certaines solutions des hypothèses restrictives sont imposées (milieu homogène, absence de macroporosités...) qui parfois entraînent une certaine inaptitude à appréhender les phénomènes.

Les approximations de GREEN et AMPT (WOLSAK, 1979) ont été obtenues en assimilant le milieu poreux à un faisceau de tubes capillaires parallèles et identiques et en supposant qu'il existe un front séparant la zone saturée de la zone à teneur en eau initiale. La succion matricielle au niveau du front reste pratiquement constante quels que soient le temps et la position. Derrière le front, le sol est uniformément humide et la conductivité constante.

PHILIP prend en compte la sorptivité définie comme un paramètre qui tient compte de la viscosité et des tensions superficielles du fluide. Cette notion englobe l'influence de la succion matricielle et de la conductivité dans les processus d'écoulement.

Peu nombreux sont les auteurs qui font intervenir directement la teneur en eau du sol ; ce terme apparaît en général de façon implicite sous le couvert d'autres paramètres tels que la sorptivité, la vitesse d'infiltration initiale ...

D'autre part ces lois supposent le sol homogène avec des conditions initiales uniformes. Les formules données en fonction du temps pour le calcul du taux d'infiltration ne s'appliquent que si le sol est déjà à saturation.

De ce fait la loi de HOLTAN paraît mieux adaptée car elle tient compte du volume des vides du sol qu'il reste à remplir et donc de l'évolution de l'humidité au cours du temps.

MOREL-SEYTOUX reprend la théorie traditionnelle de l'infiltration (MOREL-SEYTOUX et al, 1974 ; MOREL-SEYTOUX, 1978; MOREL-SEYTOUX et al 1982) décrite par l'équation de RICHARDS en intégrant une analyse biphasique (eau-air) plus rigoureuse.

II.2.3 - Facteurs intervenant dans le processus d'infiltration

Ces facteurs ont souvent été mis en évidence lors d'expériences en laboratoire ou sur des parcelles expérimentales en simulation de pluie.

Ainsi (IBIZA, 1984-1985) constate par exemple que : après un fort épisode pluvieux et quand le sol a une grande capacité d'infiltration, les couches près de la surface se saturent et le front humide se propage d'abord rapidement puis

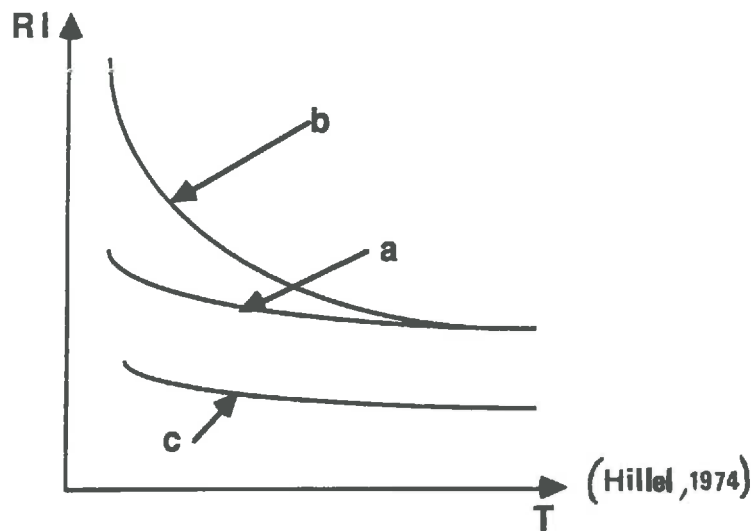


Fig n° 13

Régime d'infiltration $R I$
 en fonction du temps T :
 a= dans un sol uniforme
 b= dans un sol plus poreux en surface
 c= dans un sol couvert d'une pellicule d'argile

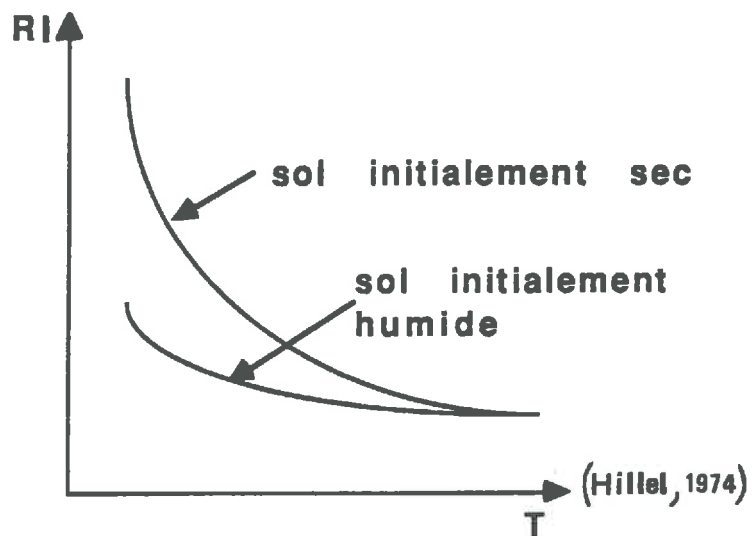


Fig n° 14

Régime d'infiltration $R I$ en
 fonction du temps T

plus lentement au fur et à mesure que le front saturé progresse. Si le taux d'infiltration est inférieur aux apports le ruissellement commence.

Comme les couches superficielles se saturent progressivement, le gradient qui permet la percolation diminue avec le temps. Ainsi, les apports restant constants, la diminution de l'infiltration entraîne une augmentation de l'eau disponible pour le ruissellement (fig n° 14).

Rapidement, il en arrive à la conclusion qu'en période de précipitations, l'infiltration est plus faible en profondeur qu'en surface puisque l'humidité a tendance à croître avec la profondeur et que la capacité d'infiltration de chaque tranche de sol croît lorsque l'humidité décroît, ce qui veut dire que le ruissellement se produit surtout quand la surface est saturée et que les tranches plus profondes le sont aussi. L'infiltration est alors un phénomène répétitif selon un déterminisme de l'état initial d'humidité du sol : en général, plus un sol est humide à l'origine moins son infiltrabilité sera élevée à cause des gradients de succion qui sont plus faibles et plus le régime final sera atteint tôt.

L'infiltration ne dépend pas, bien sûr, que de l'humidité initiale; elle dépend aussi de la conductivité hydraulique elle-même liée à l'humidité, et de l'état du sol en surface qui peut entraîner la formation dans certaines conditions d'une pellicule de battance et une réduction de l'infiltration des premières couches du sol, sous l'effet de ces réorganisations superficielles. L'infiltration est alors un phénomène aléatoire, selon les processus de formation et de démantèlement de cette pellicule de battance (fig n° 13).

Mais les mesures d'état de surface ou de conductivité hydraulique sont difficiles à mener sur le terrain. En particulier, s'il est possible d'avoir une idée de la conductivité hydraulique à saturation (infiltromètre de MUNTZ par exemple), les mesures de conductivité en milieu saturé à partir de la méthode du drainage interne sont liées aux hypothèses simplificatrices de base (sol non compressible, système isotherme, air du sol à la pression atmosphérique, eau pure). La courbe de conductivité en fonction de l'humidité ainsi obtenue, n'est donc pas très fiable.

Par contre, les mesures de l'état hydrique du sol qui représentent la résultante des phénomènes de transfert d'eau dans la zone non saturée, sont obtenues "in situ" de façon simple et fiable, elles devraient permettre une prévision correcte du rendement des pluies.

Dans un travail préliminaire que nous allons rappeler succinctement dans le chapitre suivant, on a constaté l'intérêt d'utiliser ces mesures.

II.3 - Etude statistique des écoulements :

Ayant présenté l'intérêt de l'état hydrique du sol dans la transformation des pluies en débits, ce travail préliminaire (LOUMAGNE, 1984 et LE GALLIC, 1985) a eu comme objectif d'établir une première démonstration de l'utilité d'une telle mesure pour le calcul du coefficient d'écoulement direct.

De nombreuses études (COLIN et al, 1980) (MAILHOL, 1982) ... présentent ce coefficient comme une variable aléatoire expliquée soit par un indice des pluies antérieures, soit par un indice des débits antérieurs ou par les deux à la fois. Pour remplacer ces indices peu descriptifs de l'état du système au moment où se produit l'averse (MICHEL, 1987), des données d'humidité volumique, plus directement liées aux variations de l'état de saturation du bassin versant, leur ont été substituées.

Comme pour l'ensemble de notre recherche, le bassin versant de l'ORGEVAL a servi de cadre physique pour cette première étude statistique.

Nous le présenterons donc rapidement avant de donner les résultats de la comparaison entre ces différents indices sur deux échantillons de données.

II.3.1 - Cadre de l'étude :

Le bassin versant représentatif de l'ORGEVAL est situé à l'Est de PARIS, dans la Brie, en zone de grande culture. Il s'agit d'un bassin agricole en partie drainé, assez homogène, et recouvert de limons des plateaux. Les données de débit et de pluies utilisées proviennent de mesures collectées depuis 25 ans par le CEMAGREF sur l'ensemble du bassin. Les données d'humidité volumique ont été recueillies sur une parcelle expérimentale drainée, située à l'extérieur et en bordure du bassin à BOISSY LE CHATEL. Ces données ont été mesurées à pas de temps large (bimensuel) entre 1972 et 1980, grâce à une sonde neutronique manuelle (NEA). Des détails sur le bassin et la parcelle sont donnés en annexe n° I .

II.3.2 - Etude statistique sur un premier échantillon de données :

II.3.2.1 - Sélection des événements :

Ce premier échantillon a été constitué par 38 événements (averse/crue) qui ont été sélectionnés sur l'un des sous-bassins de l'ORGEVAL : Mélarchez de 7 km².

Pour qu'une mesure d'humidité soit retenue, il fallait qu'il se soit produit des pluies concomitantes ayant entraîné une augmentation de débit.

Ainsi sur les 218 mesures d'humidité effectuées seules celles concomitantes à des pluies significatives ont été sélectionnées. Nous n'avons donc pu faire une analyse

statistique que sur une quarantaine d'événements (pluie-débit-humidité).

II.3.2.2 - Variables explicatives à considérer :

Dans un premier temps, nous avons pu mettre en évidence par une étude du débit, les variables explicatives les plus significatives à prendre en compte comme indices de saturation globale du bassin versant (tableau n° 2) :

avec P_j : pluie au jour j , Q_j : débit au jour j
 H_j : humidité volumique de la tranche de sol 0-20 cm
 H'_j : humidité volumique moyenne de la tranche de sol 20-50 cm
 HT_j : humidité volumique de la tranche de sol 0-300 cm
 et
 X_o : variable à expliquer
 X_i : variables explicatives
 r : coefficient de corrélation
 r^2 en % : % de la variance expliquée

| X_o | X_1 | X_2 | X_3 | r de X_o | r^2 de X_o |
|-------|-------|-------------|------------|--------------|----------------|
| Q_j | P_j | HT_j | | 0,744 | 55% |
| Q_j | P_j | $H_j+3H'_j$ | | 0,748 | 56% |
| Q_j | P_j | $H_j+3H'_j$ | H_j/H'_j | 0,771 | 60% |

tableau n° 2
Variables explicatives du débit à prendre en compte

On constate que lorsqu'on prend comme variable explicative HT , la réserve hydrique totale sur 3 m, le coefficient de corrélation est déjà significatif ($r=0,744$). Si l'on veut améliorer la relation en prenant la réserve hydrique superficielle ($H_j+3H'_j$) c'est à dire la réserve hydrique des 50 premiers centimètres, (H'_j étant seulement l'humidité volumique moyenne entre 20 et 50 cm), le gain n'est pas énorme ($\Delta r^2=1\%$). Par contre quand on tient compte du gradient d'humidité en surface, le pourcentage expliqué de la variance du débit passe de 55% à 60%.

II.3.2.3 - Amélioration de la connaissance de la fonction de rendement :

Dans un deuxième temps, nous avons cherché la relation expliquant le mieux le coefficient d'écoulement (tableau n° 3).

Pour cela nous avons utilisé le coefficient C qui est une transformation du coefficient d'écoulement K, et de la pluie du jour j tel que :

$$K_j : \frac{Q(j+1) - Q_j}{P_j} \quad \text{et } C_j = K_j / (1 - K_j)$$

avec $P_j \neq 0$ et $Q(j+1) > Q_j$

connaissant C_j , on aura :

$$Q'_j = P / (1 + 1/C_j)$$

et Q_j : débit observé

Q'_j : débit calculé par le modèle

Cette transformation nous permet de changer le domaine de définition de la variable : C a un domaine de définition compris entre 0 et l'infini, ce qui est plus adéquat pour une étude statistique.

| X0 | X1 | X2 | X3 | r de X0 | r ² de X0 | r de Qj-Q'j | r ² de Qj-Q'j |
|-------|----|---------|--------|---------|----------------------|-------------|--------------------------|
| Cj | Pj | Hj+3H'j | Hj/H'j | .545 | 29% | .80 | 64% |
| ln Cj | Pj | Hj+3H'j | Hj/H'j | .889 | 80% | .94 | 88% |

Tableau n° 3
Résultat de la corrélation coefficient d'écoulement-pluie-réserve hydrique et "gradient d'humidité"

On remarque qu'en passant d'une expression linéaire de la transformée du coefficient d'écoulement à une expression logarithmique, on explique à 80% la fonction de rendement alors que sinon elle n'était expliquée qu'à 29%. D'autre part le pourcentage de débit expliqué passe de 64% à 88%; on constate donc une nette amélioration aussi bien de la fonction de rendement que de la connaissance des débits. La relation retenue est :

$$C_j = 12,8 + 0,12 P_j + 0,542 \frac{(H_j + 3H'_j)}{5} - 4,3 \frac{H_j}{H'_j} + 1,2 u$$

en posant :

$$C_j = \ln (K_j / (1 - K_j))$$

1,2u est l'erreur aléatoire du modèle, (avec u= variable normale centrée réduite). Les rapports de STUDENT pour les coefficients de régression sont respectivement 7,9 ; 4 ; 10 ; 4,4 ; ils sont tous très significatifs.

II.3.3 - Etude statistique sur un deuxième échantillon de données :

Afin de vérifier la validité de ces résultats, nous avons cherché successivement :

- à augmenter l'échantillon d'événements
- à élargir l'étude à l'ensemble du bassin de l'ORGEVAL au THEIL (104 km²)
- à comparer cette méthode à celle plus classique utilisant les pluies antérieures et le débit de base.

II.3.3.1 - Augmentation de la taille de l'échantillon :

L'échantillon initial a pu être porté à 222 événements en interpolant les données de réserve hydrique pour des dates intermédiaires où il n'existait pas de mesure d'humidité, mais où il y avait des pluies significatives.

Il fallait donc pouvoir obtenir la réserve en eau du sol juste avant chaque événement pluvieux à prendre en compte.

La connaissance de la réserve aux dates souhaitées a été fournie par résolution de l'équation du bilan hydrique, l'inconnue étant ici la variation de teneur en eau du sol.

L'infiltration profonde pouvant être négligée sur le bassin (MAIGA, 1985), la pluie et le débit étant connus, il ne restait plus qu'à déterminer l'ETR, approchée à partir du rayonnement net.

Le calcul des réserves hydriques par cette méthode a été contrôlé et corrigé grâce aux mesures ponctuelles d'humidité effectuées par la méthode neutronique.

L'échantillon de données ainsi augmenté, l'étude statistique, portant sur un échantillon 6 fois plus important est venue confirmer le pouvoir explicatif satisfaisant de l'humidité mesurée (tableau n° 4) :

| Xo | X1 | X2 | r de Xo | r ² de Xo | nb d'événements |
|--------|-----|----|---------|----------------------|-----------------|
| Log Kj | HTj | Pj | 0.86 | 74% | 38 |
| Log Kj | HTj | Pj | 0.76 | 58% | 222 |

Tableau n° 4
Résultat de la corrélation après augmentation
de la taille de l'échantillon

Il faut noter, ici, que ce ne sont plus les variables explicatives précédemment retenues qui ont été testées (réserve hydrique superficielle et gradient d'humidité), mais uniquement la réserve totale (HT). En effet, seule la réserve totale a pu être estimée par interpolation. Cela explique, en partie, la légère baisse de pouvoir explicatif (r² est passé de 80% à 74%).

Pour le même jeu de paramètres (HTj et Pj), on constate que les résultats restent significatifs lorsqu'on augmente l'échantillon à 222 événements ($r=0,76$).

II.3.3.2. - Elargissement à l'ensemble du bassin :

L'étude a été élargie à l'ensemble du bassin afin de pouvoir tester le facteur échelle, entre le sous-bassin de Mèlarchez (7 km²) et le bassin de l'ORGEVAL (104 km²). 180 événements pluvieux ont pu alors être retenus sur l'ORGEVAL. Avec les mêmes variables explicatives, pluie et réserve totale, on obtient des résultats qui restent du même ordre de grandeur (tableau n° 5), malgré un léger amortissement constaté dans la réponse du bassin de l'ORGEVAL en raison d'un rapport de taille de 15 à 1 par rapport à MELARCHEZ (r^2 passe de 58% à 50%).

| X0 | X1 | X2 | r de X0 | r ² de X0 | nb éven. | bassin |
|--------|-----|----|---------|----------------------|----------|-----------|
| Log Kj | HTj | Pj | 0.76 | 58% | 222 | Mèlarchez |
| Log Kj | HTj | Pj | 0.71 | 50% | 180 | Orgeval |

Tableau n° 5
Résultat de la corrélation appliquée à l'ensemble du bassin

II.3.3.3 - Comparaison d'un modèle classique au modèle proposé:

Avec le même jeu de données, le modèle utilisant la réserve hydrique a pu être comparé à un modèle classique introduisant les pluies antérieures (PA) et le débit de base (Qb).

L'amélioration du coefficient de corrélation est très sensible lorsqu'on introduit la variable réserve hydrique (tableau n° 6) ($\Delta r^2=32\%$ sur MELARCHEZ et $\Delta r^2=15\%$ sur l'ORGEVAL).

| Bassin | modèle classique | | modèle proposé | |
|-----------|------------------------|--------------|--------------------|--------------|
| | variables : Pj, PA, Qb | | variables: Pj, HTj | |
| Mèlarchez | $r = 0.514$ | $r^2 = 26\%$ | $r = 0,76$ | $r^2 = 58\%$ |
| Orgeval | $r = 0.594$ | $r^2 = 35\%$ | $r = 0,71$ | $r^2 = 50\%$ |

Tableau n° 6
Comparaison du modèle classique (Qb,PA) au modèle proposé

On constate que le recours à des données ponctuelles d'humidité introduit un net progrès par rapport aux variables traditionnelles, même si ces données ne sont qu'un indice dont on sait bien qu'il ne représente pas l'humidité réelle sur l'ensemble du bassin.

II.3.4 - Conclusion :

Ainsi l'objectif fixé pour cette étude préliminaire a été atteint puisqu'il a pu mettre en évidence :

- le bon pouvoir explicatif de l'état hydrique du sol (réserve et gradient) sur la fonction de rendement des pluies ;
- l'amélioration de l'estimation des débits en prenant en compte le coefficient d'écoulement expliqué par l'état hydrique du sol ;
- ainsi que l'extrapolation possible de ces résultats à l'ensemble du bassin.

Ce test de faisabilité a donc été encourageant puisqu'il a permis de montrer, sur des événements de pluie notable, la supériorité de la mesure directe de l'humidité d'une tranche de sol sur des indices classiques tels que le débit de base ou les indices de pluies antérieures.

III - Démarche suivie

La mise en évidence dans l'étude statistique de l'état hydrique du sol comme variable indicatrice de la saturation globale du bassin et de son rôle dans la fonction de rendement des pluies, nous a permis d'avancer l'hypothèse suivante:

III.1 - Hypothèse avancée :

Nous nous proposons de substituer au traitement des équations complexes de la physique des sols utilisant des mesures extérieures au milieu considéré, ou nécessitant un calage préalable de grandeurs physiques difficiles à évaluer précisément "in situ", des données déjà bien connues des hydrologues (teneur en eau et potentiel hydrique) mais non encore introduites à pas de temps fin et sur une longue période, pour servir d'indice représentatif de l'état global du sol sur l'ensemble du bassin.

Ainsi, plutôt que de traiter des équations qui approximent le système réel et ne donnent qu'une description pas toujours fiable de ce qui se passe dans le sol, nous prendrons des mesures directes de l'état hydrique du sol, en un point, à proximité du bassin versant (le site choisi n'étant pas spécialement favorable à l'application de cette étude).

Nous nous sommes proposés de vérifier cette hypothèse de travail, non pas sur quelques événements (averse/crue) mais sur des chroniques continues de pluie, de débit et d'état hydrique du sol à pas de temps fin (1/10ème de jour).

Nous présenterons ci-après les idées qui nous ont guidés pour le choix d'un modèle pouvant accepter les deux types d'approches, à savoir l'approche traditionnelle qui modélise l'ensemble du processus et l'approche proposée qui court-circuite une partie périlleuse de cette modélisation par le recours à des mesures directes du système étudié.

III.2 - Choix d'un modèle :

Pour expliquer le plus simplement possible le rôle de la fonction de production, nous avons voulu comparer, à l'aide d'un modèle, l'intérêt de l'emploi de mesures directes de l'état hydrique du sol par rapport aux méthodes indirectes habituellement utilisées.

Pour cela, nous avons préféré travailler à partir d'une approche déterministe décrivant les phénomènes physiques.

Celle-ci nous paraissait plus enrichissante dans la mesure où elle essayait de traduire les mécanismes observés dans l'optique d'une meilleure compréhension des phénomènes réels.

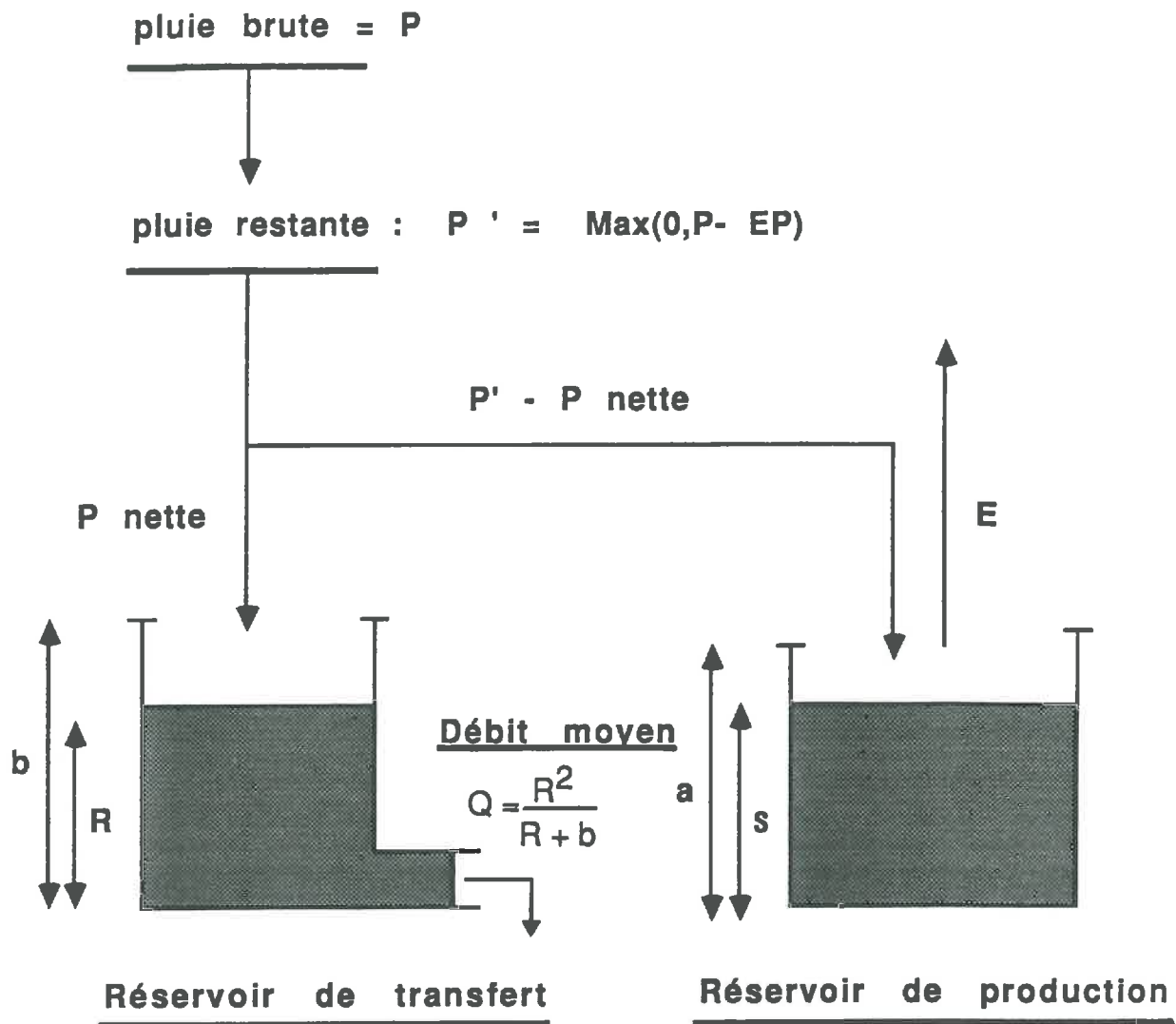


Fig n° 15 - Le modèle GR2

(Michel, 1993)

évaporation potentielle théorique : EP

évaporation potentielle réelle : $EPR = \text{Max} (0, EP - P)$

évaporation réelle : $E = EPR \cdot S/a$

$P_{\text{nette}} = P' \cdot K$ (K = coefficient d'écoulement)

$K = f(a, s)$

D'autre part, pour que la fonction de production puisse quantifier l'influence des différents facteurs intervenant dans le rendement des pluies, il fallait simplifier suffisamment les différents mécanismes rentrant en jeu, pour ne conserver que les mécanismes de base.

Nous avons donc utilisé un modèle très simple pouvant prendre deux formes, que nous avons appelé modèles de base A et B, identiques par leur structure et différant uniquement dans la modélisation de la fonction de production. Cette disposition était nécessaire pour pouvoir faire une comparaison rigoureuse des deux approches. La programmation des deux modèles A et B se trouve en annexe (annexe n° III-2-c).

Les modèles utilisés sont dérivés du modèle GR2 mis au point au CEMAGREF par (MICHEL, 1983) et qui est lui-même une simplification du modèle CREC élaboré par le laboratoire d'hydraulique de CHATOU, puis revu et corrigé en 1969 par l'équipe de CORMARY du laboratoire d'hydrologie de MONTPELLIER (CORMARY et al, 1970).

GR2 est un modèle global, conceptuel à deux paramètres, dont la mise au point est partiellement empirique. Un réservoir S gère la fonction de production en dépendant d'un premier paramètre a, un autre réservoir R est responsable de la fonction de transfert en dépendant d'un deuxième paramètre, b (fig n° 15).

Si notre choix s'est porté sur GR2, c'est parce que, du fait de son extrême simplicité, il permettait de caractériser les deux fonctions (transfert et production) de façon non ambiguë et ainsi de mieux comprendre leurs rôles respectifs.

GR2 a été testé sur l'ORGEVAL (100 km²) par (MAILHOL, JC. 1983) mais aussi sur des bassins plus étendus tels que la Seine à BAR/SEINE (2.300 km²) par (LEBOSSE A, et al, 1986). Ces études ont montré que ce modèle simple donne des résultats tout à fait acceptables et comparables à ceux de méthodes régressives depuis longtemps éprouvées et cela malgré la mise en évidence d'un point délicat qui est la nécessité de modéliser l'évapotranspiration puisant dans le réservoir S.

Ce choix fait, nous devons comparer l'introduction de mesures directes de l'état hydrique du sol venant se substituer au réservoir S servant au rendement des pluies. Notons au passage que la mesure de l'humidité en un point ne pose pas plus de problèmes que la mesure des nombreux paramètres concourant au calcul de l'évapotranspiration potentielle. Nous avons donc comparé les résultats obtenus en simulation et prévision de débits grâce aux modèles A et B dérivés de GR2, que nous allons décrire maintenant.

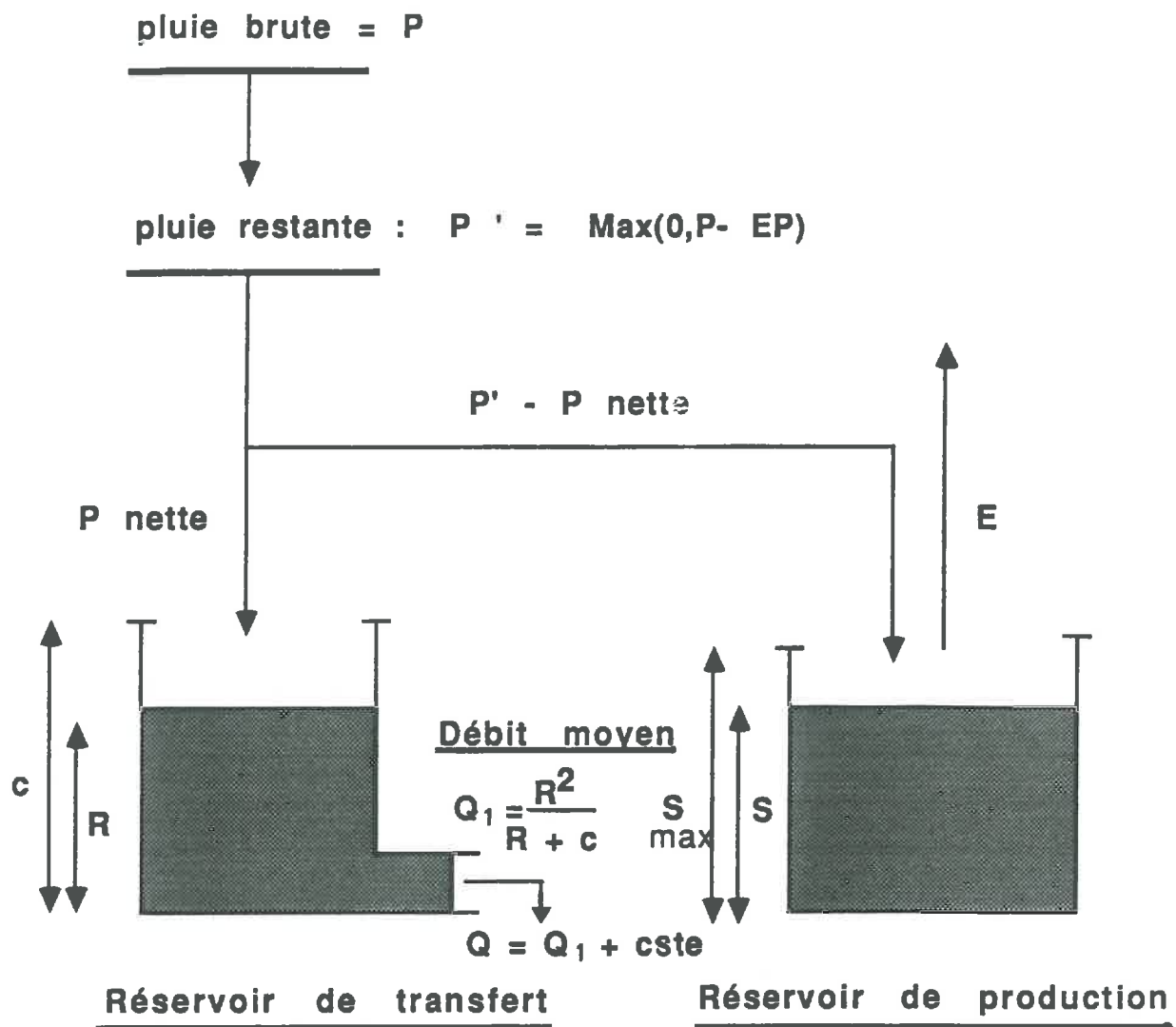


Fig n° 16 - Le modèle de base A

évaporation réelle : $E = EP \cdot S/S \text{ max}$
 $P \text{ nette} = P' \cdot K$ (K = coefficient d'écoulement)
 $K = f(a + b.S)$

III.3. - Description du modèle de base A :

Le modèle de base A est très similaire au modèle GR2 avec des modifications liées à l'adaptation de ce modèle journalier à un pas de temps fin (d'un dixième de jour) et à la possibilité de transposer la structure de la fonction de production au modèle B utilisant des données de l'état hydrique du sol (fig n° 16). C'est un modèle à trois paramètres: a et b gèrent la fonction de production et c la fonction de transfert.

III.3.1 - La fonction de production :

III.3.1.1. - Fonctionnement du réservoir de rendement S :

Pour transformer la pluie brute P en pluie nette Pn disponible pour l'écoulement, nous avons utilisé un modèle avec un réservoir S déprimé par l'évaporation E, et qui détermine l'eau qui va s'écouler.

S est un réservoir en cul de sac qui fonctionne comme un indice des pluies et des évaporations antérieures. Il permet de fixer quelle proportion de pluie est admise à s'écouler (BEISSON, 1985). La pluie P sert à faire face en priorité à l'évaporation potentielle; à la suite de cette opération, la pluie restante est notée P' et l'évaporation potentielle restante E'p :

Si $E_p > P$ on a $E'p = E_p - P$ et $P' = 0$

Si $E_p < P$ on a $P' = P - E_p$ et $E'p = 0$

L'entrée du réservoir S sera la pluie restante P' à laquelle on a soustrait la pluie nette Pn, destinée au ruissellement ; avec $Pn = P' \times K$. K est le coefficient d'écoulement.

L'évaporation réelle proportionnelle à l'évaporation potentielle est puisée dans le réservoir sol dont le contenu en eau est S. Il a été souvent montré (COSANDEY, 1983, par exemple), que dans les conditions où la teneur en eau du sol est maximale, l'évapotranspiration réelle est égale à l'évapotranspiration potentielle; mais lorsque le sol n'est pas assez humide ou si la circulation de l'eau dans le sol ne permet plus de remplacer en permanence l'eau évaporée, le sol constitue un facteur limitant et l'évapotranspiration réelle est inférieure à l'évapotranspiration potentielle. Il est alors naturel de considérer que S est compris entre 2 limites :

$$0 < S < S_{\text{max.}}$$

En effet si $S = 0$
alors $E_r = 0$

et si $S = a + b$ (capacité maximale)
alors $E_r = E'p$

La relation la plus simple qui satisfait à ces deux conditions est :

$$E_r = E'p \times S / \text{capacité maximale}$$

Le réservoir S au temps j sera fonction de son contenu en eau au pas de temps précédent tel que :

$$S_j = S_{j-1} - Er_j + (P'_j - P_{nj})$$

III.3.1.2 - Expression du coefficient d'écoulement :

Le coefficient d'écoulement K caractérise la fraction de la pluie qui va s'écouler P_n (celle qui va s'infiltrer étant alors $(P - P_n)$). Il ne peut donc varier qu'entre 0 et 1.

Une transformation analytique de ce coefficient peut prendre différentes formes : linéaire, logistique ...; il suffit que la transformation soit définie dans l'intervalle (0,1).

Lors de l'étude statistique préliminaire nous avons testé deux formes différentes de l'expression du coefficient ou plus exactement de sa transformée : $C = K/(1 - K)$.

Nous avons pu montrer (C. LOUMAGNE, 1984) que l'expression fonction logistique de K expliquait à 80% C, alors que l'expression linéaire ne l'expliquait qu'à 30%; il y avait donc eu une amélioration de 50% en passant d'une expression à l'autre.

D'autre part, c'est aussi la forme logistique qui a été choisie dans CREC pour caractériser la fonction de production (CORMARY et al, 1970). Nous avons donc effectué une comparaison des simulations à partir des expressions linéaires et logistiques de la fonction de production et cela sur une période de six mois afin de mettre en évidence l'expression la mieux adaptée à la simulation des débits.

Pour l'expression linéaire nous avons pris :

$$K = (S - b)/a \quad \text{avec } b \leq S \leq a + b$$

Pour l'expression logistique nous avons écrit :

$$\begin{aligned} \text{soit :} \quad & \log K/(1 - K) = (S - b)/a \\ & K = 1/(1 + \exp((b - S)/a)) \end{aligned}$$

Les résultats des tests effectués sont présentés sur le tableau n° 7 , avec CR = fonction critère proportionnelle à la somme des carrés des écarts entre débits observés et simulés :

| expression de K | modèle de base A | valeur des paramètres |
|-----------------|------------------|--------------------------|
| linéaire | CR = 43,5% | a = 206 mm b = 108 mm |
| logistique | CR = 30,6% | a = 85 mm b = 220 mm |

Tableau n° 7
Choix de l'expression du coefficient d'écoulement
pour le modèle A

Le dessin des simulations vient confirmer ces résultats (fig n° 17 a, b). L'expression logistique étant la mieux adaptée, c'est donc sous la forme $K = 1/(1 + \exp(b - S)/a)$ que nous avons choisi de caractériser le coefficient d'écoulement dans la suite de l'étude.

Le calage des paramètres a et b a nécessité une étude préalable de leur plage de variation qui a fait l'objet d'un chapitre dans la deuxième partie de cette étude (chapitre V).

III.3.2 - La fonction de transfert :

La transformation de la pluie nette en hydrogramme d'écoulement à l'exutoire du bassin a été représentée par un modèle à réservoir qui, bien que très éloigné de la réalité physique du phénomène de transfert, permet d'avoir une sortie estimée proche de celle observée pour une pluie nette donnée. Une telle représentation permet un stockage momentané des apports. Les sorties s'expriment comme une fonction puissance du niveau du réservoir (C. MICHEL, 1983), on a donc :

$$Q_{j+1} = f(R_j) \quad \begin{array}{l} R = \text{stock exprimé en mm} \\ \text{avec } Q = \text{flux exprimé en mm/pdt} \\ j = \text{date à laquelle se réfère la} \\ \text{variable étudiée} \end{array}$$

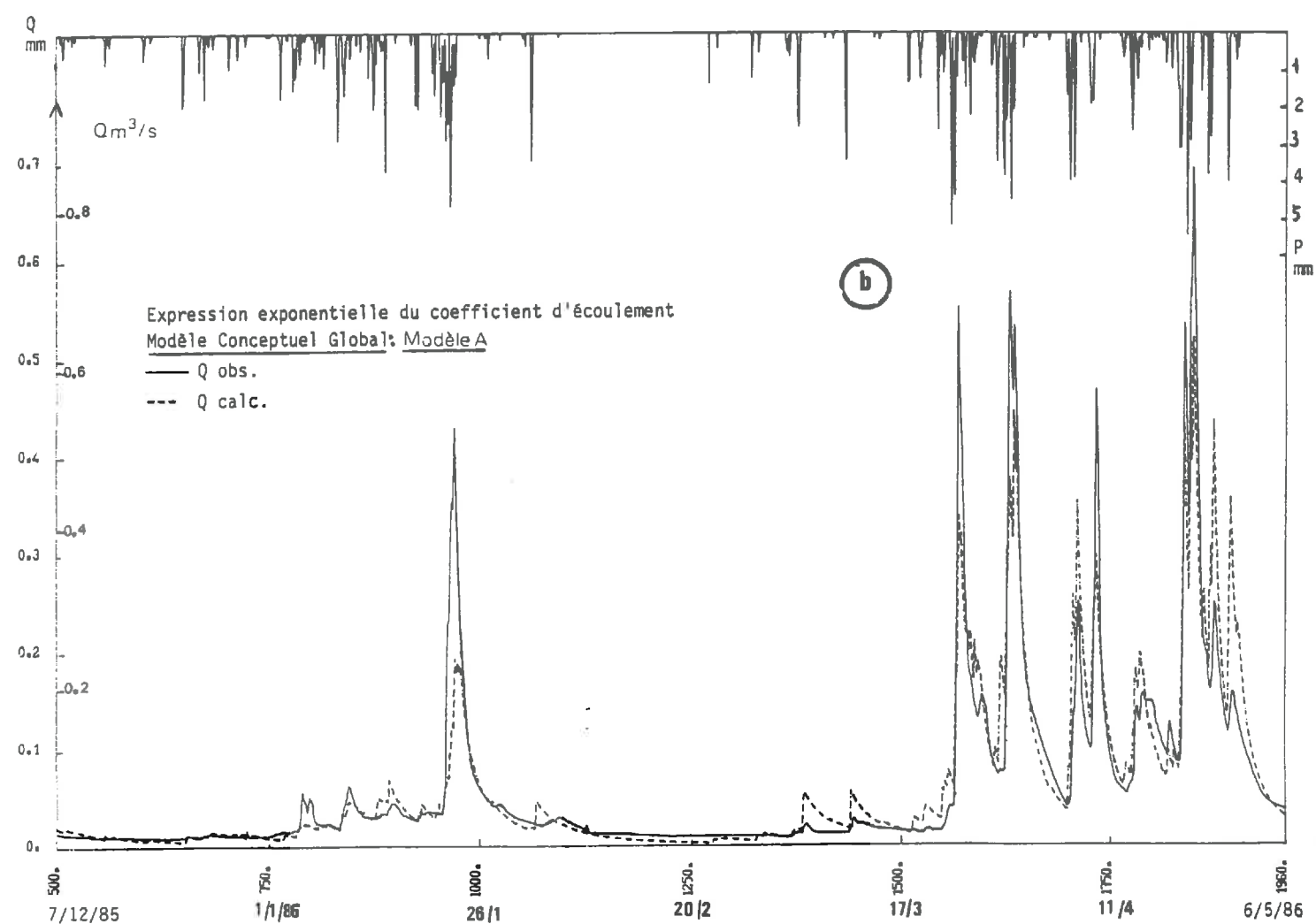
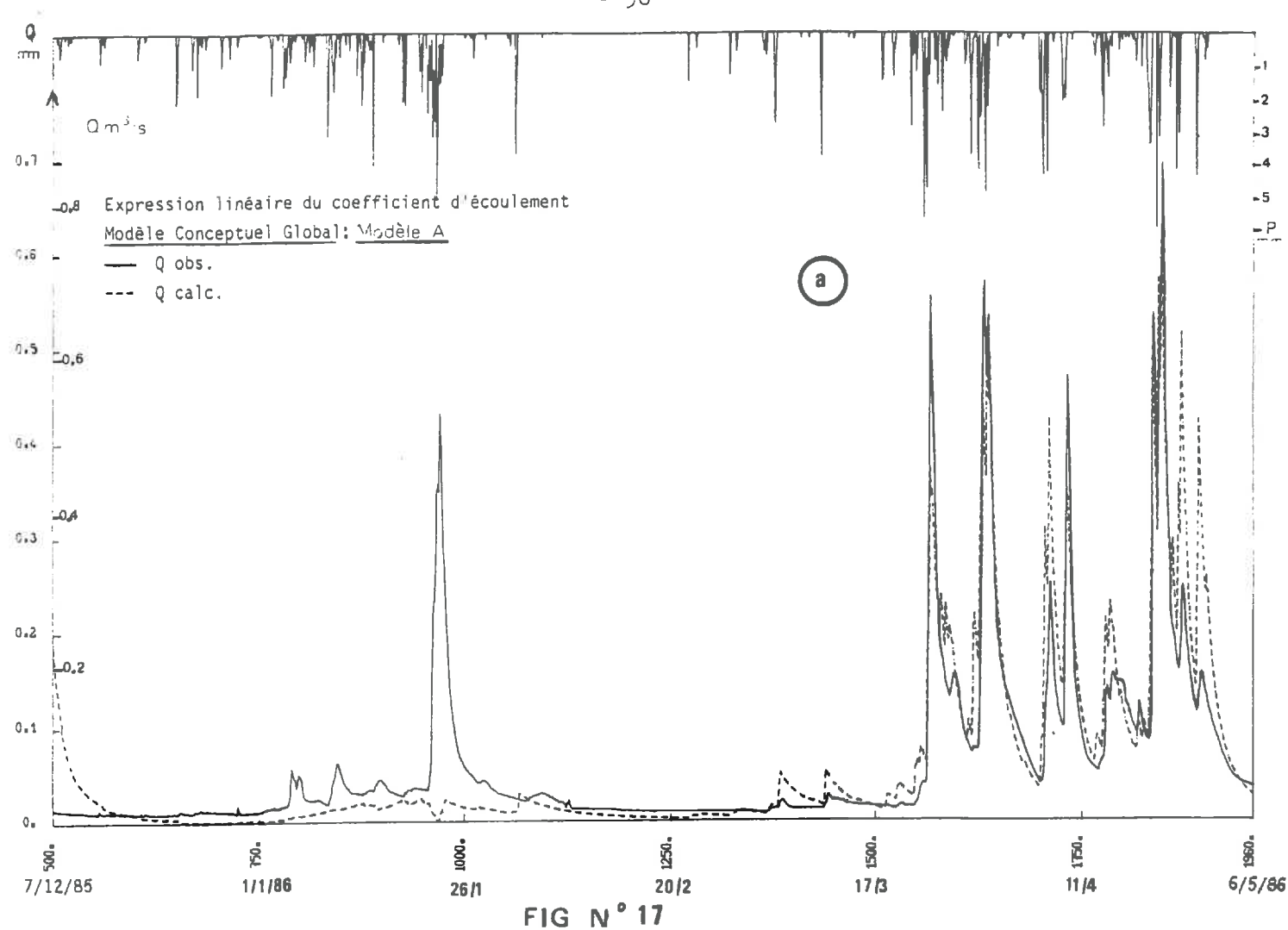
ou encore :

$$Q_{j+1} = \alpha R_j^\beta \quad \alpha, \beta = \text{coefficients}$$

En l'absence de pluies le réservoir R va se vidanger de la façon suivante :

$$\begin{array}{ll} R_{j+1} = R_j - Q_{j+1} & (a) \\ \text{soit } R_{j+1} = R_j - \alpha R_j^\beta & (b) \end{array}$$

Suivant les valeurs de β , on obtient 3 évolutions pour la vidange du réservoir R : dans le cas où β est inférieur à 1, la vidange est obtenue en un nombre fini d'itérations, ce qui ne correspond pas à la réalité ; dans le cas où β est égal à 1, on obtient une décroissance géométrique (par exemple $Q = Q_0 e^{-t}$), ce qui ne correspond pas non plus aux décrues observées généralement ; la solution la plus acceptable correspond à $\beta > 1$ (fig n° 18).



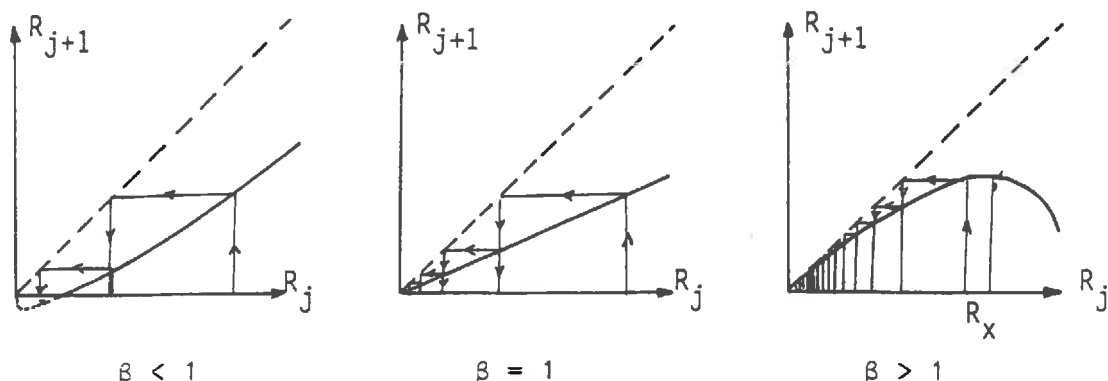


Fig n° 18

(Michel, 1983)

Vidanges du réservoir de routage

En prenant $\beta = 2$, une loi simple peut être retenue. Cependant la relation en fonction puissance n'est valable que pour un pas de temps très petit. Pour un pas de temps quelconque, il faut intégrer sur ce pas de temps la relation précédente. Dans le cas $\beta = 2$ on aboutit à la relation :

$$Q_{j+1} = R_j^2 / (R_j + c)$$

avec c = paramètre régissant la fonction de transfert.

Cette loi répond aux conditions suivantes :

- c est une fonction croissante et positive
- $f(0) = 0$
- sa dérivée f' est comprise entre 0 et 1 pour qu'à toute entrée lui corresponde une sortie qui lui est inférieure.

Dans ce cas, l'équation de continuité (a) peut s'écrire :

$$R_{j+1} = (R_j \times c) / (R_j + c)$$

La rétention maximale du réservoir de transfert R sera donc égale à la valeur du paramètre c (BEISSON, 1985).

En effet : $\lim_{R_j \rightarrow +\infty} R_{j+1} = c$

Si le réservoir quadratique permet de bien simuler les décrues au pas de temps journalier, il est évident qu'il faut l'adapter au pas de temps choisi dans cette étude. En effet, il est nécessaire de tenir compte du temps moyen de réponse du bassin ainsi que du temps moyen de montée de crue. On doit donc retarder l'entrée dans le réservoir par rapport aux dates des précipitations.

Différentes solutions ont été testées (chapitre V.1, deuxième partie) et c'est la solution la plus simple, c'est-à-dire un

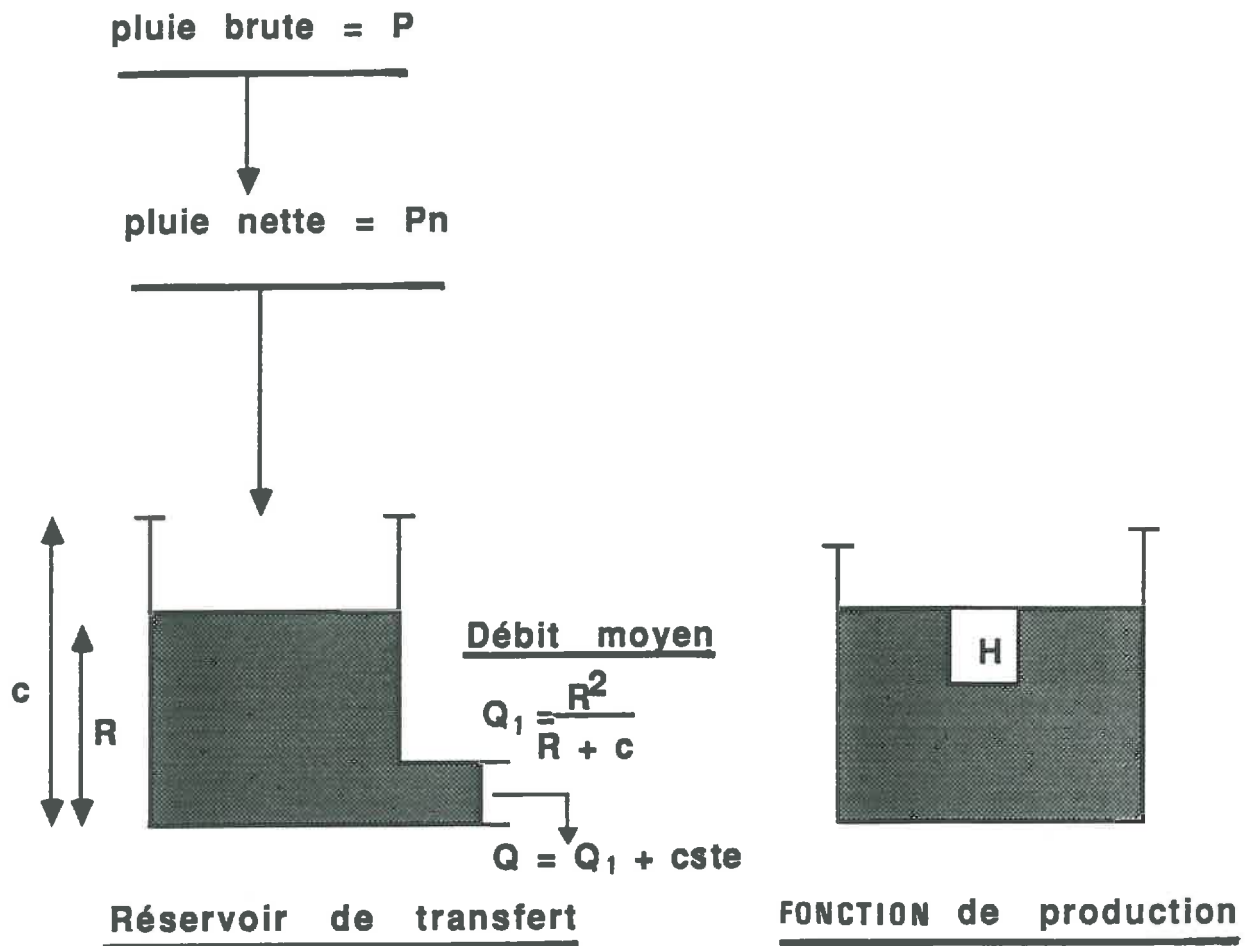


Fig n° 19 - Le modèle de base B

H : mesure directes d'humidité

$P_{\text{nette}} = P \cdot K$ (K = coefficient d'écoulement)

$K = f(a+b.H)$

réservoir quadratique et un décalage d'un pas de temps qui a été retenue pour représenter la fonction de transfert. Pour tenir compte de l'alimentation par drainage, nous avons ajouté à la sortie du réservoir R une constante égale à 50 l/s (voir IIème partie, chapitre V.1).

III.4 - Description du modèle de base B :

Le modèle de base B a la même structure que le modèle A, comme on peut le voir sur la fig n° 19 , la seule différence se trouvant dans la modélisation de la fonction de production.

III.4.1 - la fonction de production :

III.4.1.1 - Suppression du réservoir de rendement S :

Dans le modèle de base A, l'état du réservoir S commande le coefficient d'écoulement K par une relation dépendant de deux paramètres : $K = f((S - b)/a)$. S étant lui-même fonction du complément à la pluie nette et de l'évapotranspiration, deux données qui sont elles aussi déterminées de façon indirecte à partir de mesures météorologiques. Dans ce modèle B, plutôt que de modéliser l'état du réservoir "sol" on cherche à utiliser des mesures continues de teneur en eau et de potentiel hydrique.

Aussi, avons nous remplacé dans le modèle de base, le réservoir S par les valeurs mesurées de l'état hydrique du sol.

Le coefficient d'écoulement K est alors directement fonction d'un indice de l'état hydrique du sol tel que l'humidité H, par exemple : $K = f((H - b)/a)$.

III.4.1.2 - Expression du coefficient d'écoulement :

Dans l'optique d'une comparaison rigoureuse des deux fonctions de production, il fallait que dans les deux modèles le coefficient d'écoulement K soit déterminé avec la même souplesse, c'est-à-dire qu'il soit fonction du même nombre de paramètres.

L'expression de K dans le modèle de base A a donc été transposée au modèle de base B et les tests sur la forme linéaire ou logistique du coefficient ont eux aussi été effectués. Cela nous a permis de confirmer que l'expression la mieux adaptée était l'expression logistique. Les résultats sont présentés sur le tableau n° 8 , et la figure n° 20 a, b.

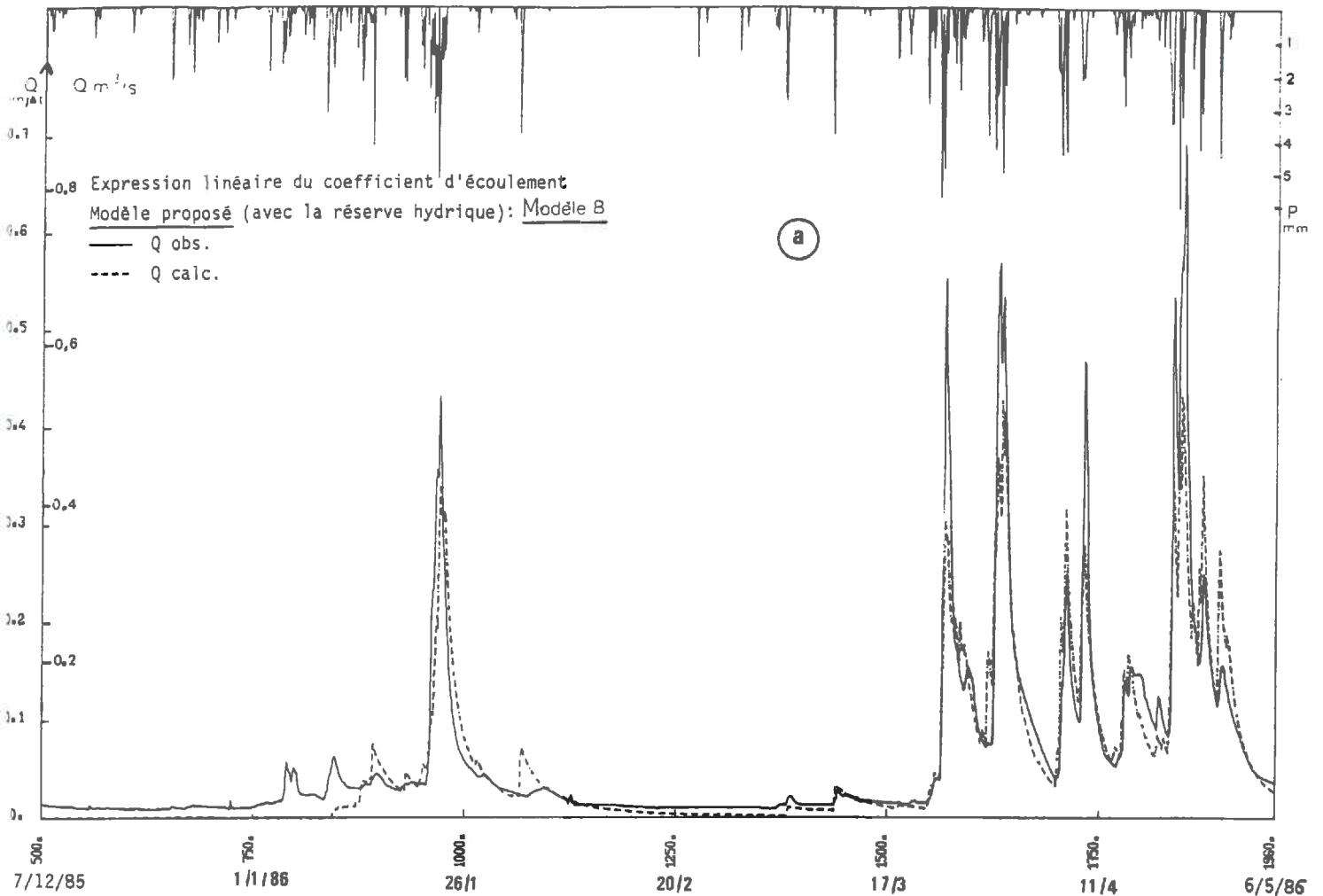
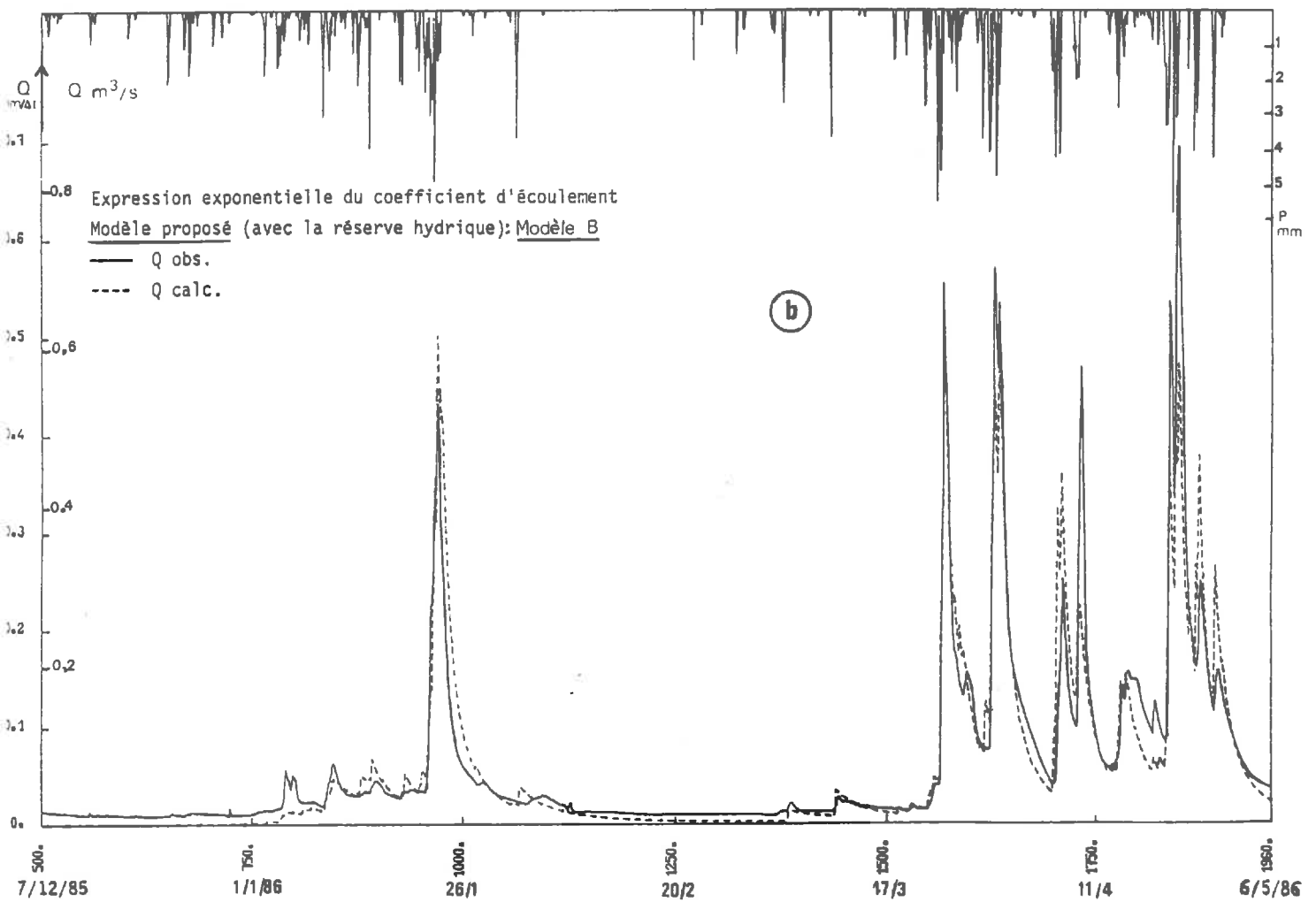


FIG N° 20



| expression de K | modèle de base B | valeur des paramètres |
|-----------------|------------------|-------------------------|
| linéaire | CR = 32% | a = 50 mm b = 573 mm |
| logistique | CR = 29% | a = 8 mm b = 593 mm |

Tableau n° 8
Choix de l'expression du coefficient d'écoulement
pour le modèle B

III.4.2 - La fonction de transfert :

La fonction de transfert du modèle B est strictement la même que pour le modèle A, c'est-à-dire que c'est un réservoir quadratique dont les entrées sont retardées d'un pas de temps.

On a également ajouté une constante de 50 l/s pour tenir compte d'une alimentation par drainance (cf IIème partie, chapitre V).

III.5 - Critères d'appréciation des résultats :

Une fois mis au point, les modèles A et B ont été testés en simulation et prévision ; or, pour évaluer les résultats il nous fallait choisir des critères.

De tous les critères, c'est le critère graphique qui est le plus complet pour pouvoir juger de la qualité des résultats ; en effet, il permet de voir en même temps les différences entre les débits de pointe, les dates de points particuliers, les volumes écoulés ... Mais il est nécessaire d'avoir en plus un critère numérique qui permette aux techniques d'optimisation automatique d'effectuer une recherche systématique et rapide sur une grande plage de variation des paramètres.

L'ordinateur effectue de nombreux essais inutiles en testant l'adéquation du modèle sur des valeurs des paramètres que l'hydrologue écarterait d'emblée, cependant, la grande rapidité d'exécution compense largement cette faiblesse (GUILBOT, 1972). Le choix du critère numérique est fonction de l'importance que l'on veut accorder à tel ou tel aspect de la modélisation des écoulements. Il va mettre l'accent soit sur les crues, soit sur les étiages soit sur les deux à la fois.

Dans notre cas, nous avons choisi la fonction critère la plus classique qui est égale à la somme des carrés des écarts entre les débits observés et calculés.

Pour juger plus commodément du résultat, on divise ce nombre par la somme des carrés des débits observés et l'on multiplie par 100 pour l'exprimer en pourcentage.

Cette fonction s'écrit :

$$CR = \left(\sum_{i=1}^n (Q_i \text{ calc} - Q_i \text{ obs})^2 \right) / \left(\sum_{i=1}^n (Q_i \text{ obs})^2 \right) \times 100$$

Comme nous avons pour objectif la prévision des crues et comme, d'autre part, les plus gros écarts entre débits observés et calculés s'observent pour les plus forts volumes écoulés, il nous a paru suffisant de choisir une fonction critère qui privilégiait les fortes valeurs plutôt que les faibles valeurs des débits.

Malgré la simplicité d'un tel critère numérique dans l'utilisation des techniques d'optimisation, nous avons dû résoudre quelques difficultés avant de pouvoir obtenir les valeurs optimales pour les paramètres étudiés (cf IIème partie, chapitre V).

Dans la troisième partie de cette étude, nous nous sommes largement servis du critère graphique en complément au critère numérique pour juger de la qualité des modèles présentés.

Les dessins des chroniques de débits observés et calculés, aussi bien pour toute la période de simulation ou de prévision que pour des événements particulièrement intéressants comme les reprises d'étiage, étaient essentiels pour pouvoir effectuer une comparaison complète des deux modèles.

DEUXIEME

PARTIE

DEUXIEME PARTIE : MISE EN OEUVRE, EXPERIMENTATIONS

ET TECHNIQUES ANNEXES

INTRODUCTION :

Cette deuxième partie forme une articulation, qui nous a paru nécessaire, entre la mise en place de la problématique de la recherche et la présentation des résultats. Cette partie a, en effet, constitué une étape essentielle dans la conduite de cette étude.

Elle peut présenter un intérêt moindre pour ceux qui n'auront pas à utiliser les techniques mises en oeuvre mais si elle a fait l'objet de développements c'est parce qu'elle présente dans le détail les procédés employés, que ce soit pour les différentes mesures et l'acquisition des données ou pour le calage des paramètres du modèle.

Un premier chapitre est consacré aux données d'état hydrique du sol mesuré "en continu" ou plus exactement à pas de temps fin et "in situ". L'originalité de ces mesures réside dans le fait qu'elles ont été effectuées de façon automatique, puis stockées en mémoire grâce à l'utilisation d'appareils récemment proposés sur le marché ou développés au CEMAGREF. A ce titre, elles permettent de fournir des données directes de l'état du réservoir "sol" comme entrées dans un modèle pluie-débit en continu.

Ces données ont été recueillies sur la parcelle expérimentale de BOISSY LE CHATEL, gazonnée et drainée à 100%, située à l'extérieur, en bordure du bassin de l'ORGEVAL (Annexe I).

Dans un deuxième chapitre nous présenterons les techniques utilisées pour caler les paramètres du modèle ; calage qui a nécessité de nombreux tests préalables qui font partie du domaine expérimental dans la mesure où ce travail propre à chaque étude n'a pas de caractère fondamental mais demande la réalisation de nombreux essais successifs pour arriver à une solution optimale.

IV - Mesures, acquisition et traitement des données :

Nous ne parlerons ici que de l'acquisition et du traitement des données relatives aux mesures de l'état hydrique du sol et plus précisément à la mesure de la teneur en eau et du potentiel hydrique du sol.

Pour le reste, il s'agit de données hydrométéorologiques obtenues de manière classique et dont le traitement et l'acquisition ont été décrits par ailleurs (LOUMAGNE, 1984). Mais du fait de leur période d'acquisition trop récente (85-88), ces données n'avaient pas été critiquées ; nous avons donc effectué une critique "à vue" en observant les séries chronologiques pluie-débit concomitantes tracées par l'ordinateur ; ceci nous a permis de déceler et de corriger rapidement certaines anomalies comme les décalages entre les relevés de pluie et de débit ou la présence de valeurs aberrantes.

Pour les mesures de l'état hydrique du sol, nous ne présenterons que le travail réalisé sur ces données ainsi qu'un rappel de quelques notions fondamentales relatives aux méthodes de mesures utilisées.

IV.1 - Teneur en eau du sol :

Les données d'humidité utilisées dans la modélisation des débits sont obtenues par la méthode neutronique grâce à un nouvel appareil, une sonde à neutrons automatique, installée à l'automne 85.

Nous en rappellerons tout d'abord très rapidement le principe de fonctionnement. (COUCHAT, 1974).

IV.1.1 - Rappel du principe de mesure :

Le principe de cette méthode est fondé sur le ralentissement et la diffusion de neutrons rapides dans le sol : la source radioactive de la sonde émet des neutrons rapides dans toutes les directions (fig n° 21) qui se propagent en perdant peu à peu leur énergie lors des chocs contre les noyaux des atomes constitutifs du sol. Un détecteur de neutrons lents (gaz ou solide), situé à proximité immédiate de la source, donne alors des indications en fonction du nombre de neutrons ralentis.

L'hydrogène, dont la masse est très proche de celle du neutron, est l'atome constitutif du sol qui a la plus grande section efficace d'interaction et comme il est présent dans le sol surtout sous forme d'eau, le taux d'humidité, peut être directement relié à la densité de neutrons lents détectée par la sonde (NORMAND, 1970). Même si la réponse de la sonde est essentiellement fonction de l'humidité elle est aussi influencée par les éléments chimiques présents et la densité apparente dans chaque type de sol, ainsi que par les caractéristiques propres à chaque appareillage. Il est donc nécessaire de procéder à un étalonnage pour convertir les comptages obtenus en teneur en eau volumique.

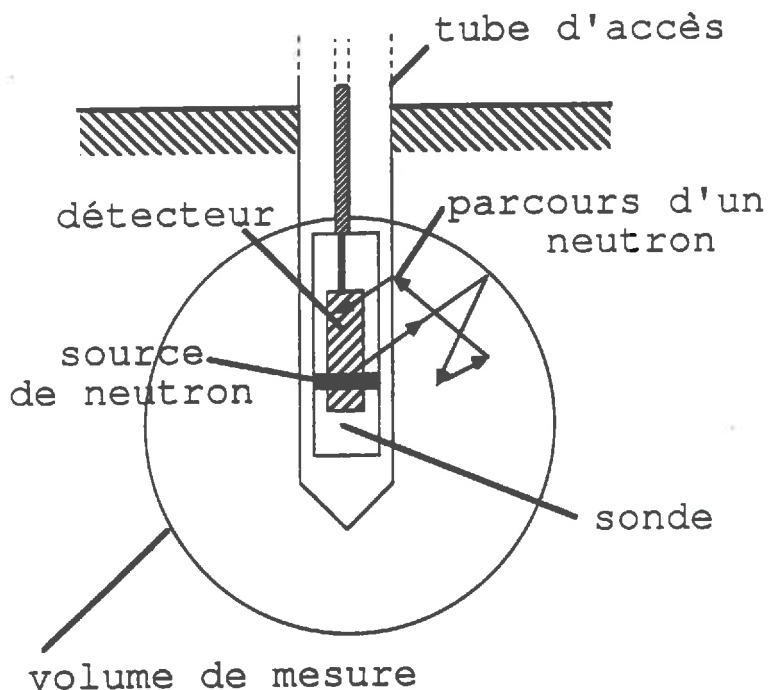


Fig n°21 Parcours d'un n.

IV.1.2 - Méthode d'étalonnage utilisée :

Les facteurs influant sur l'étalonnage ont été largement étudiés (IAEA, 1970 ; NORMAND, 1970 ; COUCHAT, 1983). Les différentes méthodes d'étalonnage (VACHAUD et al 1977), révèlent le caractère délicat de ce problème. Nous ne citerons que la méthode proposée par (NORMAND, 1974) déjà utilisée sur le même site pour une sonde manuelle NEA. Cette méthode utilise la référence des humidités pondérales des prélèvements et prend en compte l'influence de la densité apparente : la réponse de l'humidimètre est un faisceau de droites paramétré par la densité apparente. Le choix d'un faisceau d'étalonnage est fait par comparaison d'une série de profils hydriques calculés à l'aide d'un programme (USETA-CEMAGREF) à partir des mesures neutroniques, avec un profil hydrique obtenu par la méthode

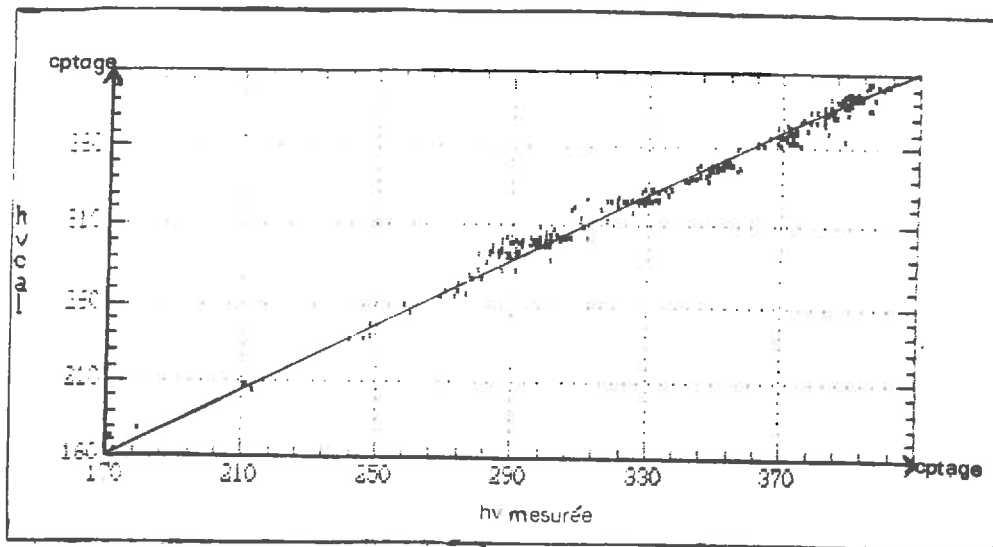


Figure n°22- Graphe de contrôle (de la régression)

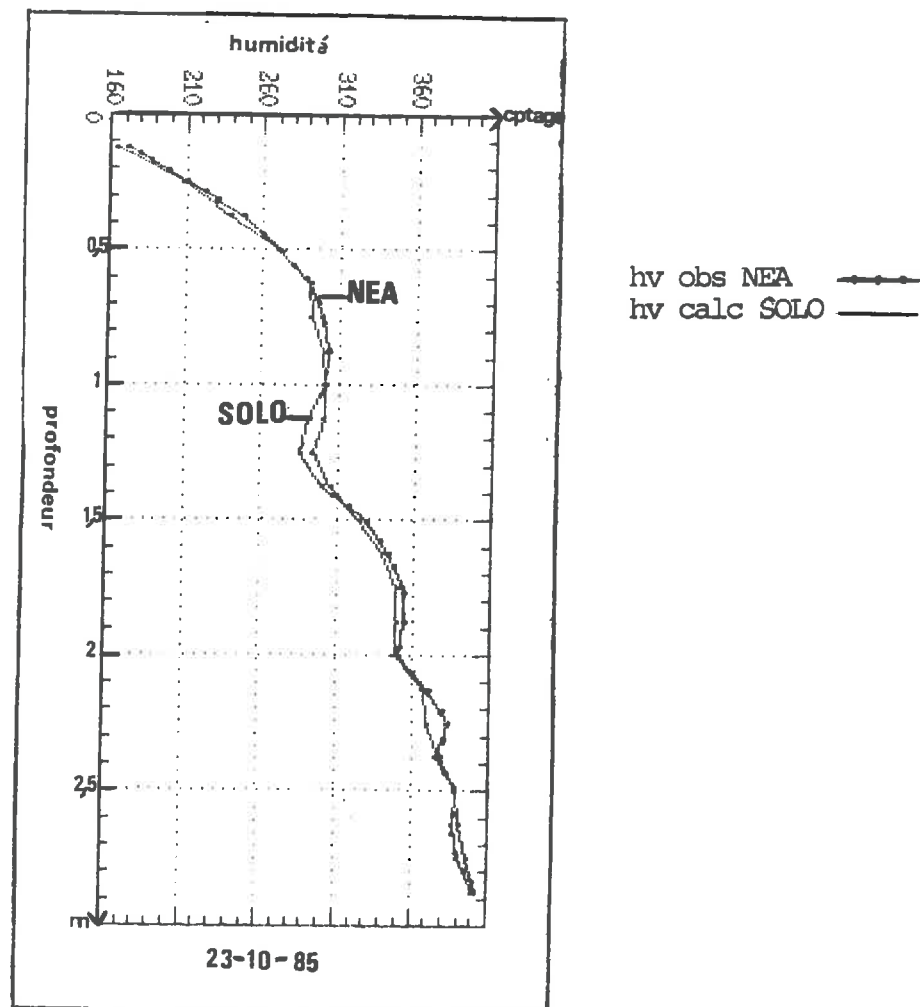


figure n°23- Profil hydrique (exple)

gravimétrique. Le faisceau le mieux adapté au site étudié est alors déterminé.

Cette méthode semi-empirique, mais simple et rapide, avait permis de réaliser l'étalonnage de dix tubes d'accès différents dans la parcelle de BOISSY LE CHATEL. A cette occasion des échantillons de sol avaient pu être prélevés.

Comme les mesures réalisées pour cette étude ont été effectuées dans un des dix tubes étalonnés, comme d'autre part on ne pouvait pas perturber à nouveau le site par un second échantillonnage, et enfin comme cette méthode avait donné entièrement satisfaction (l'écart entre la réserve hydrique mesurée par la méthode gravimétrique et calculée par la méthode proposée n'était que de 1% (HLAVEK et al 1974)), nous avons pu transposer par régression l'étalonnage de la sonde NEA au nouvel appareil utilisé, la sonde automatique SOLO 40.

A partir de profils neutroniques successifs de la sonde NEA et de la sonde SOLO 40, dans le même tube et à la même date, nous avons pu effectuer un étalonnage indirect. En effet, (COLLAS, NORMAND 1984), chaque sonde donne des comptages distincts, fonction de l'humidité volumique dans un sol donné ; on peut alors aisément calculer l'équation d'étalonnage d'un des deux appareils en partant de l'étalonnage de l'autre :

$$hv \text{ NEA} = a \times N \text{ SOLO} + b$$

Avec : hv : humidité volumique de la sonde NEA, N : comptage de la sonde SOLO 40 et a, b : paramètres de la régression.

La régression obtenue à partir de cette formule pour un échantillon de 276 points de mesure donne un très bon coefficient de corrélation égal à 0,992 (voir annexe n° V-3). Le graphe de contrôle (hv calculée en ordonnée et hv observée en abscisse) présente une très faible dispersion du nuage de points autour de la diagonale (fig n° 22).

L'équation d'étalonnage calculée pour la sonde SOLO 40 donne la relation :

$$hv\% = 0,054 \times N \text{ SOLO} + 0,684$$

Les 276 points de mesure de l'échantillon étudié correspondent à 12 profils compris sur une période de 10 mois, c'est-à-dire à peu près une année hydrologique complète.

Ces différents profils ont été tracés en superposant l'humidité volumique calculée par la droite d'étalonnage et l'humidité volumique mesurée par la sonde NEA. Nous donnons un exemple de cette comparaison sur la fig n° 23 . Les autres profils se trouvent en annexe (n° V-4).

La différence se traduit par une légère baisse de sensibilité de la sonde SOLO 40 aux variations rapides vers des comptages plus élevés. L'allure générale reste pourtant très correcte.

Néanmoins, il faut noter, ici, qu'il n'y a pas de prise en compte de l'influence de la densité apparente sur la réponse de la sonde à neutrons, ce qui était le cas lors de l'étalonnage de la sonde NEA ; d'où une légère perte de précision pour certaines valeurs absolues de teneur en eau. Mais, notre application consistant à étudier les variations d'humidité dans le temps et en un même point, c'est la variation relative qui nous intéresse. Celle-ci est donnée par la pente de la droite qui varie très peu. La précision d'une mesure relative est donc très bonne.

IV.1.3 - L'appareil de mesure utilisé:

L'appareil de mesure utilisé est un humidimètre SOLO 40 (NARDEUX-HUMISOL, 1985); il est constitué de deux parties : un module "neutron" et une tête électronique qui peut se désolidariser du module (fig n° 24). La description détaillée se trouve en Annexe II.1.a.

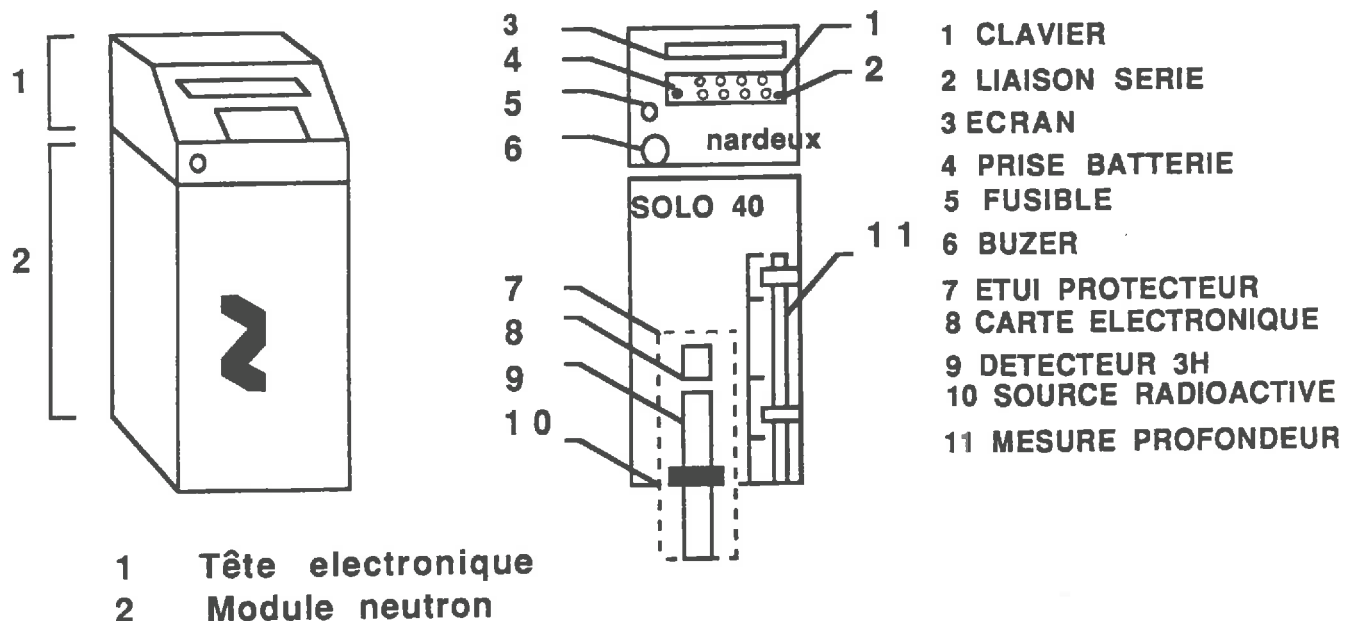


FIG n° 24 Sonde neutrons et
détails

Les comptages sont "normés", c'est-à-dire que les comptages bruts sont rapportés à des mesures de référence effectuées dans un fût rempli d'eau. Ces mesures sont destinées à faciliter la comparaison entre différents appareils.

IV.1.4 - Erreurs de mesure :

Le pouvoir de résolution dépend de la sphère d'influence et concerne la réponse de l'appareil à des variations rapides d'humidité. Ce pouvoir de résolution est un peu meilleur pour la sonde NEA que pour la sonde SOLO 40, comme on peut le voir sur les différents profils hydriques (Annexe n° V-4).

D'après (DAIAN, 1970), et (VAUCLIN et al, 1983), les erreurs commises sur les mesures d'humidité sont principalement des erreurs statistiques sur le comptage, des erreurs d'étalonnage et des erreurs instrumentales dues à la dérive électronique de l'appareil.

Les erreurs de comptage sont liées aux réactions nucléaires soumises aux lois du hasard ; la dispersion des valeurs par rapport à la moyenne suit une loi de POISSON assimilable à une loi de GAUSS par approximation. Lorsqu'on approche la valeur réelle mesurée par la valeur moyenne du comptage, l'erreur relative commise est inférieure à :

1/ \sqrt{N} dans 68% des cas

2/ \sqrt{N} dans 95% des cas

Le comptage s'arrête lorsque la précision statistique programmée est atteinte.

L'erreur absolue $E(\theta)$ commise sur l'humidité volumique est égale à :

$$E(\theta) = E(n) / (dn / d(\theta))$$

avec $n = N / t$: taux de comptage

Dans 68% des cas on aura :

$$E(\theta) = \sqrt{(n / t)} / (dn / d\theta)$$

Pour les erreurs d'étalonnage, on a une idée sur la précision relative de la courbe d'étalonnage en comparant les profils hydriques obtenus par la méthode gravimétrique et par la méthode neutronique (1%).

Si on utilise une méthode d'étalonnage indirecte, la dispersion des points autour de la droite de régression engendre une nouvelle erreur dont il faut tenir compte (0,5%).

Les erreurs instrumentales sont, par contre, plus difficiles à apprécier dans un appareil qui ne comporte pas de possibilités de réglage (ce qui était le cas pour la sonde NEA). Une vérification possible de la dérive de l'appareil peut consister à faire des mesures dans un milieu où l'humidité ne varie pas et cela sur une longue période d'observation. Dans notre cas, ce milieu correspond à des mesures à 3 mètres de profondeur où l'humidité reste constante. Jusqu'à présent nous n'avons remarqué aucune anomalie.

IV.1.5 - Acquisition des données :

La sonde SOLO 40 a été mise en place le 19 octobre 1985 sur le tube d'accès n°10 de la parcelle expérimentale de BOISSY LE CHATEL, même tube d'accès que pour les mesures effectuées précédemment avec la sonde NEA (LOUMAGNE, 1984).

Ce tube, de 41-45 mm de diamètre et de 3m20 de long, est en duraluminium ; il a été placé avec une tarière de même diamètre en juin 1972.

La sonde repose sur un réflecteur neutronique de surface qui compense les pertes de comptage et permet d'opérer des mesures à partir de 15 centimètres de profondeur.

Les mesures de comptage sont réalisées avec un pas d'espace en profondeur de 10 centimètres et ceci jusqu'à 3 m05 le matin et jusqu'à 85 cm le soir.

Le comptage obtenu est un comptage "normé" (Nn) qui est défini par la relation suivante :

$$Nn = Nbrut \times 1000 / Nref$$

Nbrut étant le comptage neutronique brut.

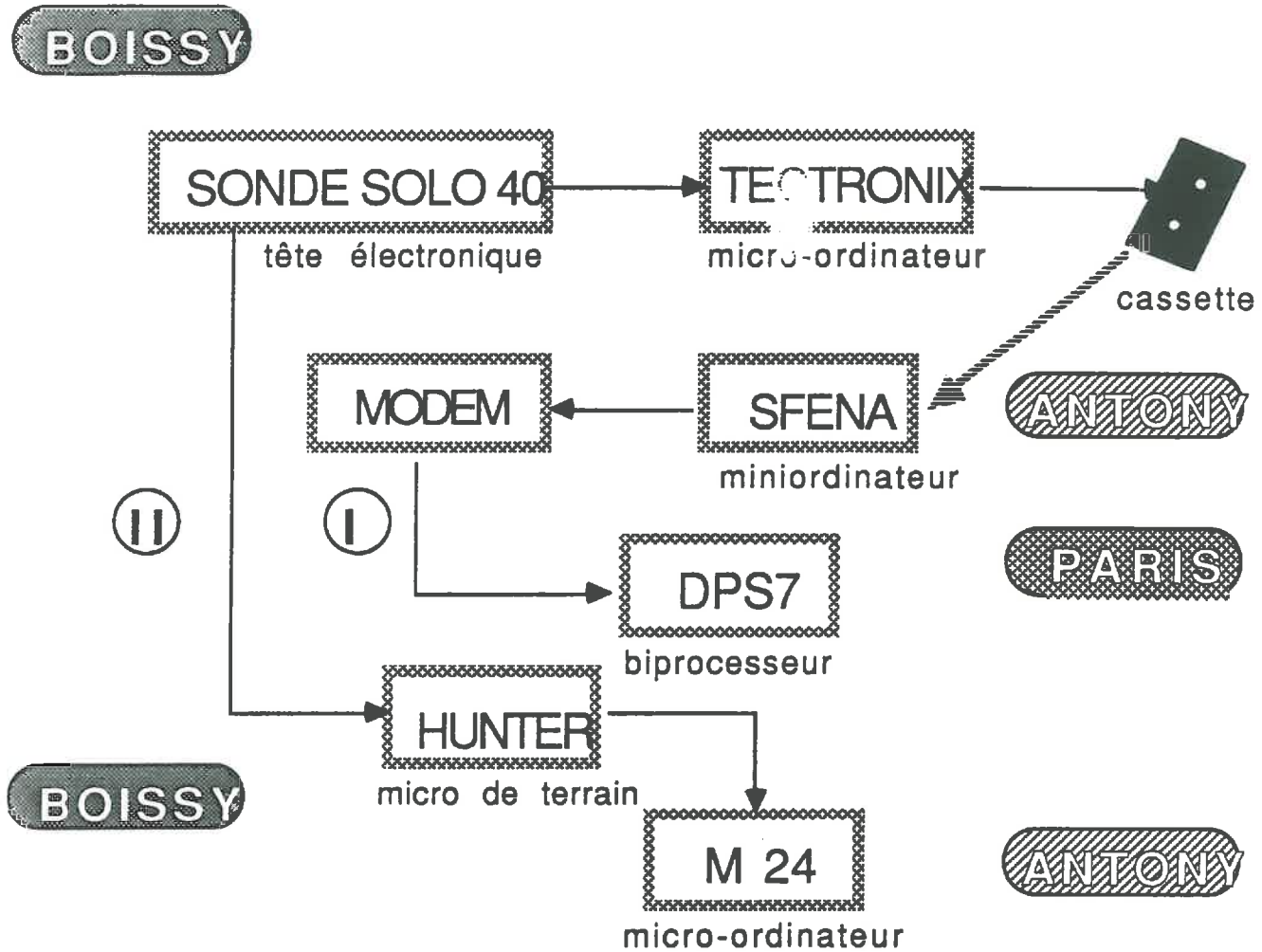


FIG n°25 Schéma d'organisation du traitement des données neutroniques

Pour s'affranchir de l'effet de l'activité de la source, il est multiplié par un facteur constant de manière à rapporter le comptage de référence dans l'eau (Nref) à la valeur de 1000 coups/seconde. Le comptage de référence s'obtient en plaçant la sonde neutronique dans un fût d'eau de 1 m de diamètre sur 1 m de hauteur, ce qui est suffisant pour s'affranchir des effets de bord.

Les mesures sont effectuées de façon automatique après programmation de la tête électronique grâce à un tableau de bord constitué d'un clavier et d'un écran à cristaux liquides.

Cette programmation comporte la programmation des paramètres de comptage et des caractéristiques du sol ; ce qui est fait une fois pour toutes lors de la mise en place de la sonde.

Elle comprend aussi la programmation des mesures à effectuer; cette opération est renouvelée mensuellement afin de ne pas dépasser la capacité mémoire de la sonde. (Annexe II.1.b)

IV.1.6 - Traitement des données :

Le traitement des données s'effectue une fois par mois en partie à BOISSY LE CHATEL et en partie à ANTONY.

Pour le traitement de ces données, deux méthodes différentes ont du être utilisées. Il y a eu en effet, au cours de cette étude, un changement de système d'exploitation du DPS7 (biprocasseur BULL) au MINISTERE DE L'AGRICULTURE, ce qui a contraint le CEMAGREF à l'abandon de son utilisation en 1987. Le DPS7 a été remplacé par une série de micro-ordinateurs compatibles PC. Ce changement d'environnement informatique a nécessité le transfert et l'adaptation des différents programmes déjà mis au point.

Nous présentons, en Annexe II.1.c, les différentes étapes suivies pour le traitement de l'information à partir des deux méthodes utilisées. La figure n°25 résume les différents traitements.

Le fichier de données brutes sur (DPS7 ou M24) subit ensuite trois traitements successifs :

1°) création d'un fichier de comptage SOLO.DAT pour les 30 mesures du matin et 8 mesures du soir (programme TRS.FOR) (Annexe n° III-1-b) ;

2°) création d'un fichier de comptage pour une profondeur donnée ou pour le cumul des comptages pour des profondeurs choisies (programme TRH. FOR et TRC. FOR (Annexe n° III-1-c)).

3°) dessin des chroniques des variations de la réserve sur les périodes choisies (programme CH. FOR) (Annexe n° IV-2) .

Dessin des chroniques de pluie et d'humidité à différentes profondeurs

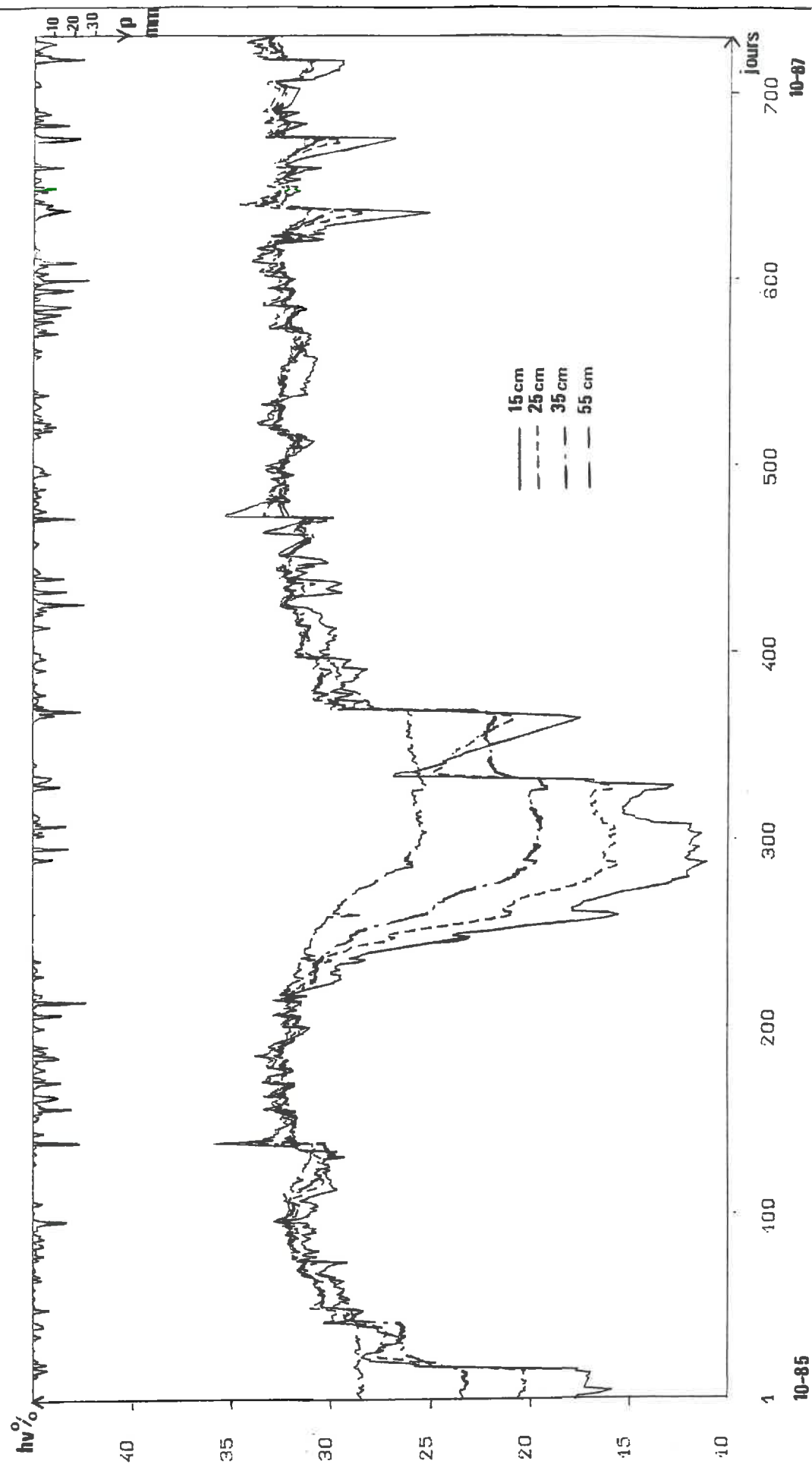


FIGURE N° 26

Les fichiers utilisés dans le modèle sont les fichiers issus du deuxième traitement : les comptages cumulés ou non peuvent être transformés dans le modèle en humidité volumique par l'équation d'étalonnage.

Les chroniques des variations d'humidité donneront alors à pas de temps fin la variation de la réserve en eau et permettront un contrôle rapide des données pour des sorties simultanées de chroniques de pluie (fig n° 26).

IV.2 - Potentiel hydrique du sol :

Les mesures de potentiel hydrique du sol ont été effectuées par la méthode tensiométrique grâce à une chaîne de mesures automatiques, prototype conçu au CEMAGREF et installé au printemps 86.

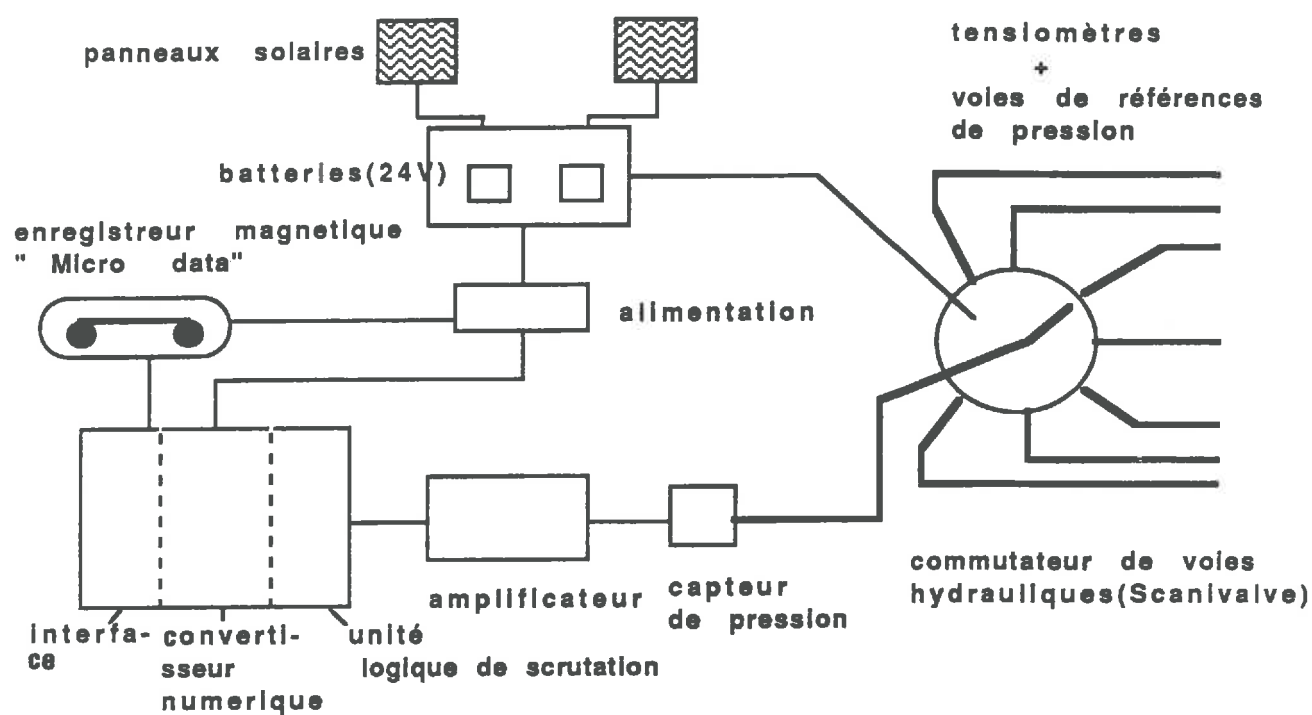
Nous ne présenterons que très rapidement le principe de la méthode, qui est une méthode classique, et nous détaillerons plutôt les réglages effectués, l'acquisition et le traitement des données qui sont particuliers à cette étude.

IV.2.1 - Principe de mesure :

Le potentiel total permet d'évaluer l'état énergétique de l'eau du sol ; il est considéré comme la somme des potentiels matriciels osmotiques et gravitaires. Le potentiel matriciel se mesure directement au moyen d'un tensiomètre qui permet de connaître la pression de l'eau contenue dans la bougie poreuse perméable, placée dans le sol au point de mesure, lorsque cette pression est en équilibre avec celle de l'eau du sol. (HILLEL 1974).

Connaissant la profondeur de mesure et en utilisant le plan de référence, on peut déterminer aussi le potentiel gravitaire. Le potentiel osmotique, par contre, est souvent négligé.

Au départ, l'eau contenue dans le tensiomètre est à la pression atmosphérique. L'eau du sol non saturé étant normalement à une pression inférieure exerce une succion qui draine une certaine quantité d'eau hors du tensiomètre ; cette pression est alors mesurée par un manomètre ou un transducteur électrique.



**FIG n°27 Schéma de la chaîne automatique
d' acquisition du potentiel hydrique**

IV.2.2 - Limites de la méthode :

La plus importante est que, pratiquement, la hauteur de tension interstitielle est limitée à une valeur de 850 cm, c'est-à-dire à -850 hPa (1 hPa = 1 mbar = 1,02 cm d'eau). Ceci présente un inconvénient pour mesurer les potentiels dépassant cette limite en période sèche (comme par exemple, le point de flétrissement égal à $PF = 4,2$ c'est-à-dire 16×10^3 hPa). On dit alors que les tensiomètres "décrochent".

Une autre limitation résulte de la vaporisation de l'eau dans l'appareillage, ce qui entraîne la formation de bulles dans les capillaires reliés aux voies de mesure. La présence de ces bulles fausse la mesure de pression de l'eau du sol. D'autre part les mesures tensiométriques sont limitées par la pression d'entrée d'air dans les cellules poreuses. Cette pression d'entrée dépend de l'uniformité de la dimension des vides (BRULL, 1976).

Et enfin, en raison des transferts d'eau au voisinage de la cellule poreuse et à travers celle-ci, la mesure de la tension n'est pas instantanée. Le délai de stabilisation de la mesure est caractérisée par son temps de réponse qui dépend non seulement des caractéristiques du tensiomètre, mais aussi de celles du sol (perméabilité, succion) (FEODOROFF et al 1969). Ainsi, puisque dans le cas d'une cellule poreuse plongée dans l'eau la variation de hauteur de pression indiquée par le tensiomètre en réponse à une variation instantanée donne dans notre cas un temps de réponse égal à 5 secondes, dans le sol le délai de stabilisation de la mesure sera un peu plus grand. Nous avons donc envisagé d'insérer un capillaire plongeant dans la référence à 0 hPa entre chaque voie de mesure, pour permettre une stabilisation de la réponse de l'appareil.

IV.2.3 - La chaîne de mesure tensiométrique (fig n° 27)

La chaîne automatique d'acquisition de données de potentiel hydrique est un prototype conçu au CEMAGREF, avec le concours d'une société privée (SEGUIN, ANGOULEME); une description est donnée en Annexe II.2.a

IV.2.4 - Réglage de la chaîne de mesure :

Avant d'être installée sur le terrain, la chaîne a du être testée et réglée en laboratoire, ce qui nous a permis de vérifier la précision des mesures et de mettre au point la méthodologie pour son installation sur le terrain.

. la première opération a été l'étalonnage de l'électronique des différentes unités de la centrale d'acquisition de données; elle comportait plusieurs réglages : les tensions d'alimentation de l'amplificateur, la tension de référence du module d'affichage, les tensions d'entrée du capteur, le gain de l'amplificateur de mesure, et l'amplificateur de conversion.

. ces réglages faits, nous avons voulu étalonner le capteur de pression et pour cela nous avons mis en place un montage expérimental décrit par ailleurs (BRULL, 1976).

IV.2.4.1 - Description du montage expérimental (fig n° 28)

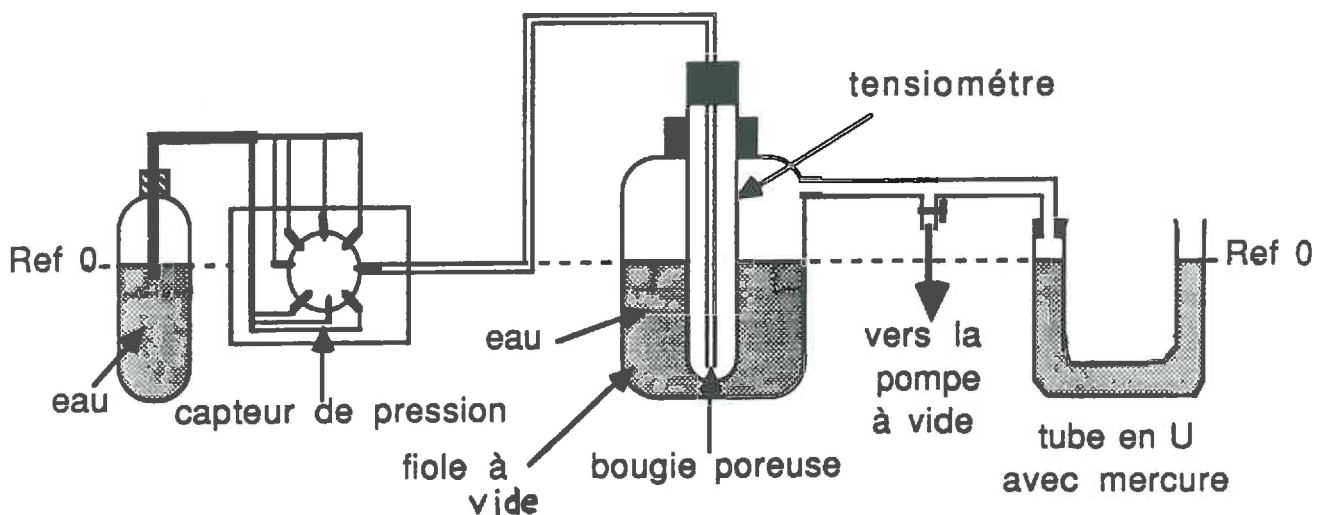


Fig n°28 Schéma du montage expérimental

Un tensiomètre préalablement saturé, rempli d'eau distillée et dégazée est placé dans une fiole à vide partiellement remplie d'eau.

Un capillaire relié au capteur de pression par l'intermédiaire du scrutateur de voies hydrauliques plonge dans la bougie poreuse. Les autres voies sont reliées à des capillaires qui plongent dans un becher rempli d'eau.

La fiole à vide est fermée hermétiquement par un bouchon en caoutchouc percé en son centre pour le passage du tensiomètre, une sortie latérale permet de fixer un tube flexible relié à un tube en U rempli de mercure ainsi qu'à une pompe à vide.

La surface de l'eau de la fiole à vide, ainsi que celle du becher, a été mise à niveau avec le capteur de pression qui est le niveau de référence, à l'aide d'un cathétomètre.

IV.2.4.2 - Principe du montage :

Pour une même cote, on applique à la fiole à vide contenant le tensiomètre, différentes dépressions grâce à la pompe à vide.

Par l'intermédiaire de la paroi de la bougie poreuse, on crée un nouvel équilibre entre la pression extérieure et la pression intérieure. Le changement de pression est enregistré par le capteur de pression d'une part et d'autre part, la dépression appliquée à la fiole à vide est simultanément transmise par l'intermédiaire du tube flexible à la colonne de mercure du tube en U, limitée à une variation de 500 hPa. Cette opération est répétée à différentes températures pour vérifier l'absence de dérive de la chaîne.

On peut comparer alors la mesure de la dépression exercée lue par déplacement de la hauteur de mercure et celle enregistrée par le capteur de pression.

On a :

$$H = h - Z$$

avec

H : potentiel total en g/cm^2

h : potentiel de succion

Z : cote

Dans les conditions de l'expérimentation, la cote (Z) est égale à zéro; on a donc le potentiel total qui est égal au potentiel matriciel (h).

Comme :

$$1 \times \frac{(\gamma_{\text{Hg}} - \gamma_w)}{\gamma_w} = h - Z$$

donc : $1 \times 12,54 = H$

γ_w : masse volumique de l'eau = 1 g/cm^3

γ_{Hg} : masse volumique du mercure = $13,54 \text{ g/cm}^3$

1hPa : $1,019 \text{ g/cm}^2$

IV.2.4.3 - Résultats obtenus après le réglage de la chaîne :

Les tableaux n° 9, 10, 11, donnent les résultats de la comparaison à différentes températures (9°, 16° et 22°). Les écarts relatifs et absolus sont reportés sur les figures n° 29 et n° 30 ;

| Capteur | | Tube en U | | Erreur | |
|---------|-----|-----------|-------|----------|-------|
| volt | hPa | cm | hPa | abs(hPa) | rel % |
| 3,605 | 79 | 5,9 | 78,4 | 0,6 | 0,7 |
| 3,335 | 133 | 9,9 | 131,6 | 1,4 | 1 |
| 3,07 | 186 | 14 | 186,1 | -0,1 | -,05 |
| 2,67 | 266 | 20 | 265,8 | 0,2 | ,08 |
| 2,22 | 356 | 26,7 | 354,9 | 1,1 | 3 |
| 1,80 | 440 | 33 | 438,7 | 1,3 | 3 |
| 1,475 | 505 | 37,9 | 503,8 | 1,2 | 2 |

Tableau n° 9

Résultats obtenus après réglage de la chaîne tensiométrique à
9°

| Capteur | | Tube en U | | Erreur | |
|---------|-----|-----------|-------|----------|-------|
| volt | hPa | cm | hPa | abs(hPa) | rel % |
| 3,94 | 12 | 0,9 | 11,9 | 0 | 0 |
| 3,89 | 22 | 1,6 | 21,2 | 0,8 | 3,6 |
| 3,79 | 42 | 3,1 | 41,2 | 0,8 | 1,9 |
| 3,70 | 60 | 4,4 | 58,5 | 1,5 | 2,5 |
| 3,455 | 109 | 81 | 107,6 | 1,5 | 1,4 |
| 2,82 | 236 | 17,8 | 236,6 | -0,6 | 2 |
| 2,22 | 356 | 26,7 | 354,9 | 1 | 3 |
| 1,64 | 472 | 35,3 | 469,2 | 2,8 | 6 |

Tableau n° 10

Résultats obtenus après réglage de la chaîne tensiométrique à
16°

| Capteur | | Tube en U | | Erreur | |
|---------|-----|-----------|-------|----------|-------|
| volt | hPa | cm | hPa | abs(hPa) | rel % |
| 3,935 | 13 | 10 | 13,3 | -0,3 | -2,3 |
| 3,74 | 52 | 4,9 | 51,8 | 0,2 | 4 |
| 3,16 | 168 | 12,7 | 168,8 | -0,8 | -,5 |
| 2,635 | 273 | 20,6 | 273,8 | -0,8 | -,3 |
| 2,08 | 384 | 28,8 | 382,8 | 1,2 | ,3 |
| 1,5 | 500 | 37,6 | 499,8 | 0,2 | ,04 |

Tableau n° 11

Résultats obtenus après réglage de la chaîne tensiométrique à
22°

On remarque que les écarts ne montrent ni dérive ni tendance générale. Ils oscillent de façon aléatoire autour du zéro. Notons qu'ils ne sont pas imputables en totalité à l'électronique mais aussi aux erreurs de lecture de la colonne de mercure. Dans la gamme de mesure explorée nous n'avons pas remarqué d'influence de la température. Ce réglage étant correct, nous avons pu installer la chaîne tensiométrique sur le terrain, tout en sachant qu'il faudrait vérifier régulièrement ses résultats à cause des dérives possibles de l'appareil soumis aux difficiles conditions du terrain.

IV.2.5 - Estimation des erreurs de mesure :

Les sources d'erreurs sont dues : aux erreurs de quantification données par le constructeur (2 hPa), aux erreurs de lecture $\pm 0,1$ cm de la colonne de mercure correspondant à $\pm 1,33$ hPa, et aux erreurs de calage ($\pm 2\%$) du capteur de pression par rapport à la référence (le tube en U).

En erreur absolue, pour des mesures comprises entre 0 et -800 hPa, on a : $x \pm 8\text{hPa}$.

. Pour pallier en partie les erreurs de quantification liées au temps trop court de scrutation (3s) empêchant une bonne stabilisation des mesures, nous avons intercalé entre chaque voie de mesure des voies de référence à 0hPa non mesurées.

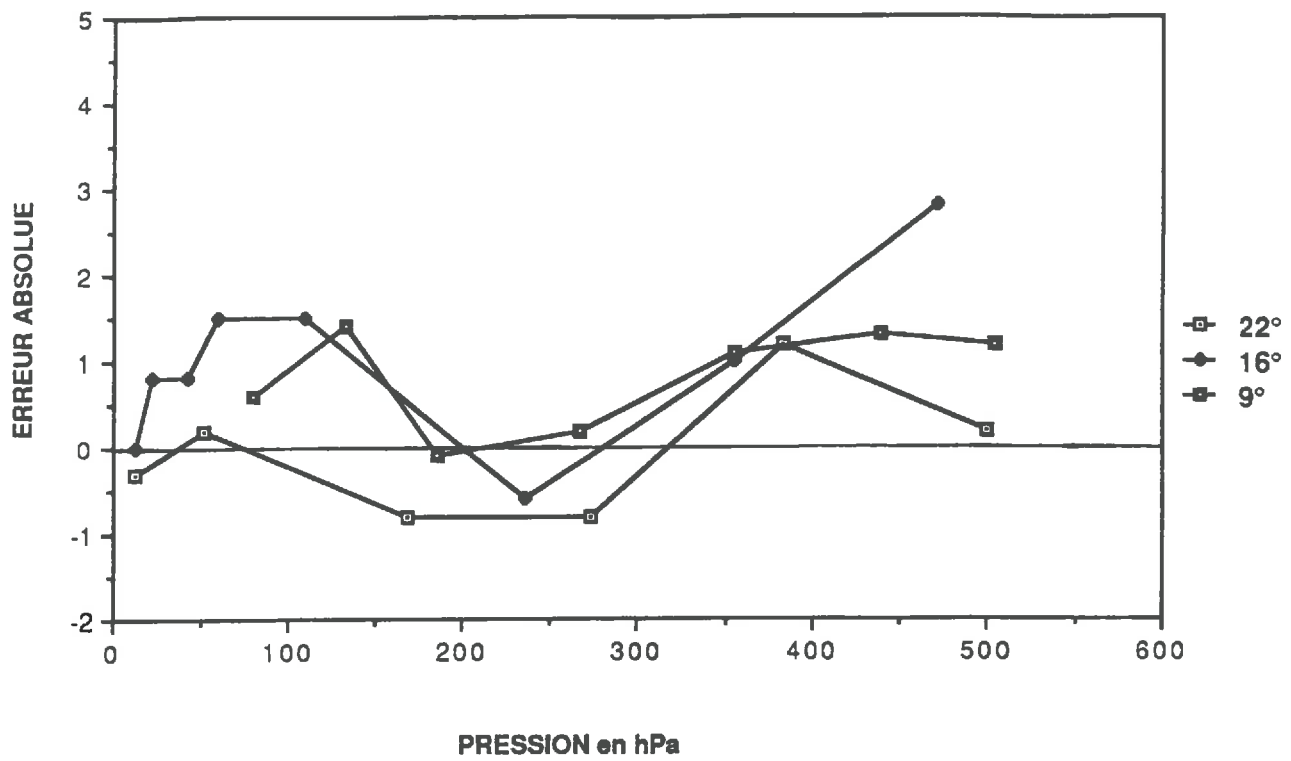


FIG n°29 Erreurs absolues

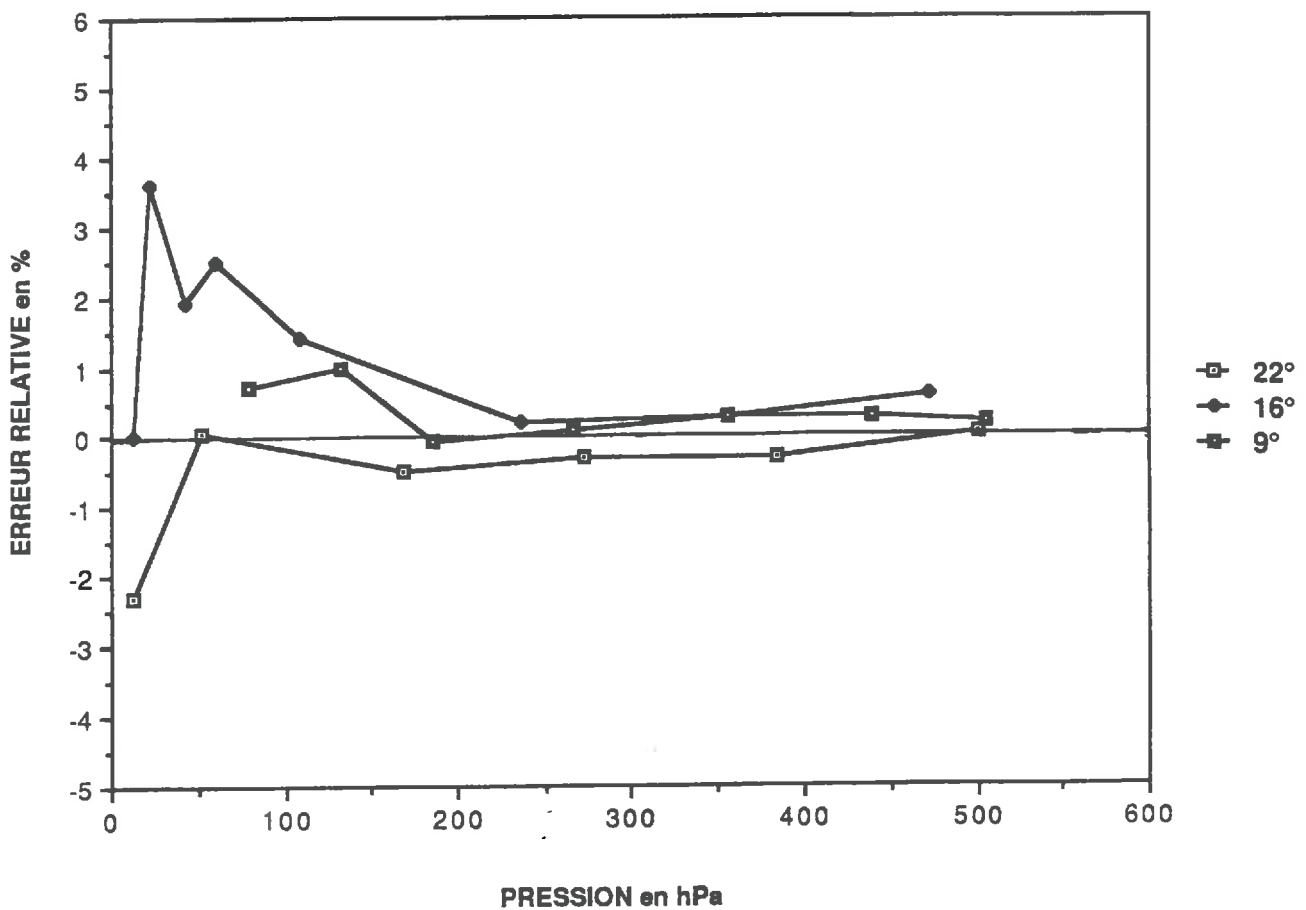


FIG n°30 Erreurs relatives

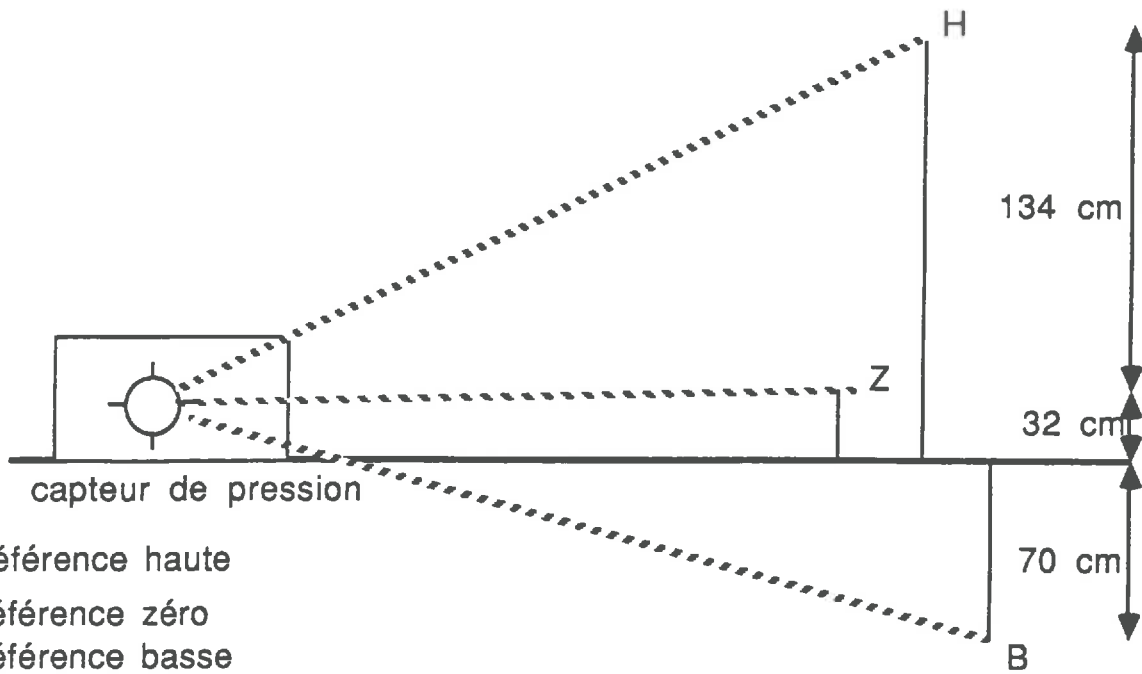


FIG n°31 Schéma des références de mesure

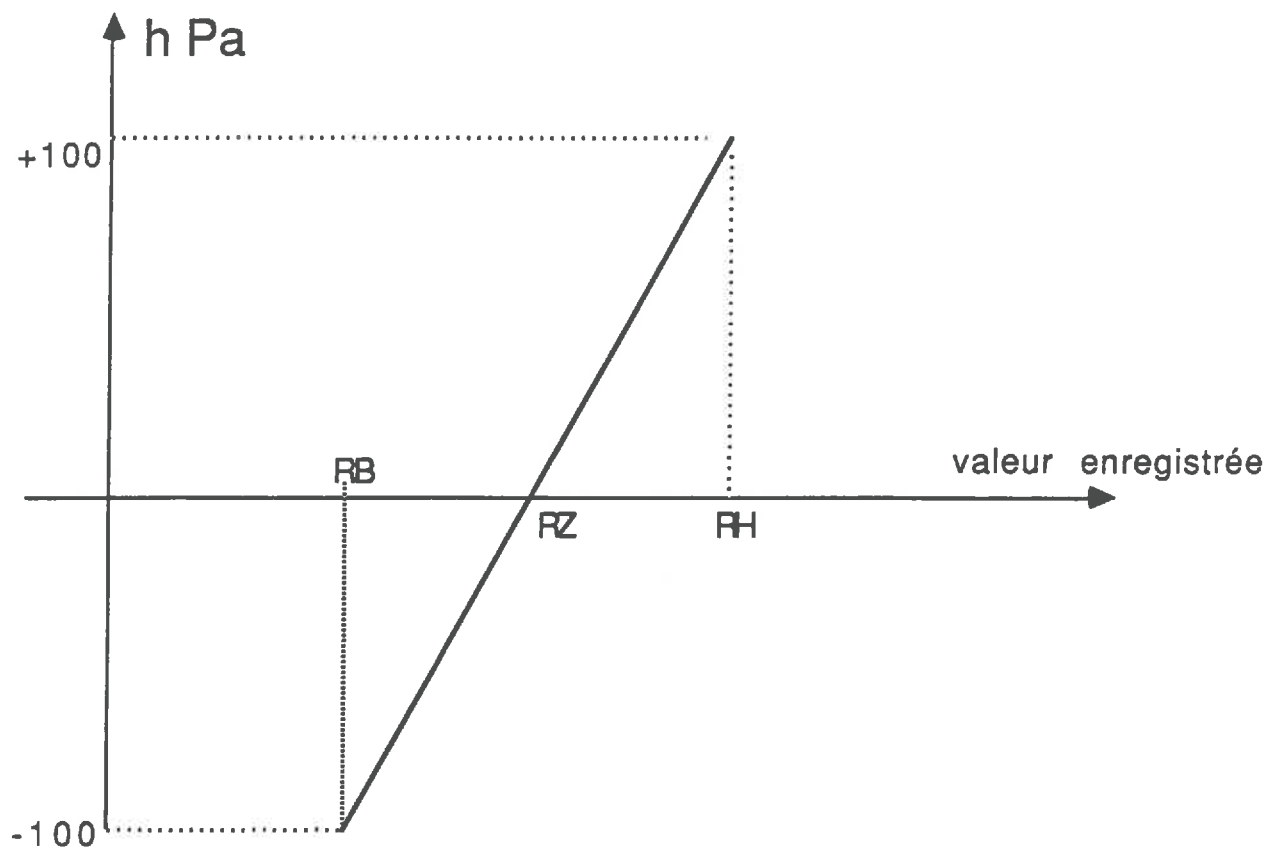


FIG n°32 Droite d'étalonnage

. Pour les erreurs de calage (dérives éventuelles) nous avons installé des niveaux de référence permettant d'établir une droite d'étalonnage :

Dans trois réservoirs d'eau Z, H et B (fig n° 31) placés respectivement à +32 ; +134 ; et -70 cm de la surface du sol, plongent des capillaires reliés au capteur de pression.

Le niveau de référence est celui du capteur de pression c'est-à-dire à 32 cm de la surface du sol ; le potentiel du réservoir Z sera donc égal à 0hPa, celui du réservoir H égal à 100hPa et celui du réservoir B égal à -100hPa. Si RH, RZ, et RB sont respectivement les valeurs enregistrées de H, Z et B, en portant sur un graphique linéaire (fig n° 32) les couples valeur observée - valeur enregistrée, on obtiendra la droite d'étalonnage valable pour toutes les autres valeurs mesurées :

$$H_i = A \times \text{enregistrement } i + B$$

avec :

$$A : \text{pente de la droite} = 100 / (RH - RZ)$$

$$B : \text{origine de la droite} = 100(-A \times RH)$$

$$H : \text{potentiel total mesuré au capteur en mb (1mb = 1 hPa)}$$

Pour avoir le potentiel total par rapport au niveau du sol, on aura :

$$H_i = A \times \text{enregistrement } i + B + 32$$

La droite d'étalonnage ainsi définie nous permet de passer des données brutes enregistrées aux valeurs en hPa du potentiel total, dont le niveau de référence est le sol. La gamme de mesure est comprise entre (-800hPa et +200hPa), ce qui correspond à des valeurs enregistrées comprises entre (0 et 250 unités) ; d'où 25 unités correspondent à 100hPa.

IV.2.6 - Acquisition des données :

La chaîne de mesures automatiques a été mise en place le 1er mai 1986 sur la parcelle expérimentale de BOISSY LE CHATEL à proximité de l'humidimètre à neutrons (voir annexe n° I-2).

Les tensiomètres ont été placés après saturation, à l'aide d'une tarière de même diamètre deux mois auparavant en mars 86.

Ils ont été mis à différentes profondeurs (25, 55, 75, 115, 135, 155 et 195 cm) correspondant aux variations observées sur le profil hydrique et le profil de densité sèche - porosité (fig n° 33).

Les mesures tensiométriques sont réalisées deux fois par jour matin et soir, après programmation de l'unité logique d'acquisition de données qui permet la scrutation automatique de l'ensemble des tensiomètres et des voies de référence au pas de temps choisi.

Les mesures effectuées sont numérisées puis enregistrées sur cassette magnétique dont la capacité correspond à 50 000 mesures.

La programmation de la chaîne tensiométrique est faite mensuellement afin de pouvoir vérifier régulièrement par le relevé de la cassette, la bonne marche de l'appareil. (Annexe II.2.b)

IV.2.7 - Traitement des données (fig n° 34) :

Comme pour les données de la sonde SOLO 40, le traitement des données de la chaîne tensiométrique a été effectué par deux méthodes différentes et ceci à cause du changement d'environnement informatique courant 1987 au CEMAGREF d'ANTONY. Ce traitement est décrit en Annexe II.2.c.

Le fichier de données brutes sur (DPS7 ou M24) subit ensuite deux traitements :

- . création du fichier TENS6.DAT des données tensiométriques (programme TTRANS.FOR) (annexe n° III-1-e₂,) ;

- . dessin des chroniques de variation de potentiel hydrique pour les différentes profondeurs (programme CH.FOR) (annexe n° IV-3) ou dessin des profils de potentiel jour par jour.

Le fichier TENS6.DAT sera utilisé par le modèle après conversion des données en valeur de potentiel total par la droite d'étalonnage.

Les différents dessins rendent possible le contrôle rapide et efficace des valeurs incohérentes liées au dispositif de mesure (figure n° 35) . Ces erreurs résultent principalement du desamorçage des tensiomètres en période sèche (au-delà de -800 hPa), de l'entrée d'air dans le système et en particulier dans les capillaires, ce qui nécessite des purges fréquentes, de

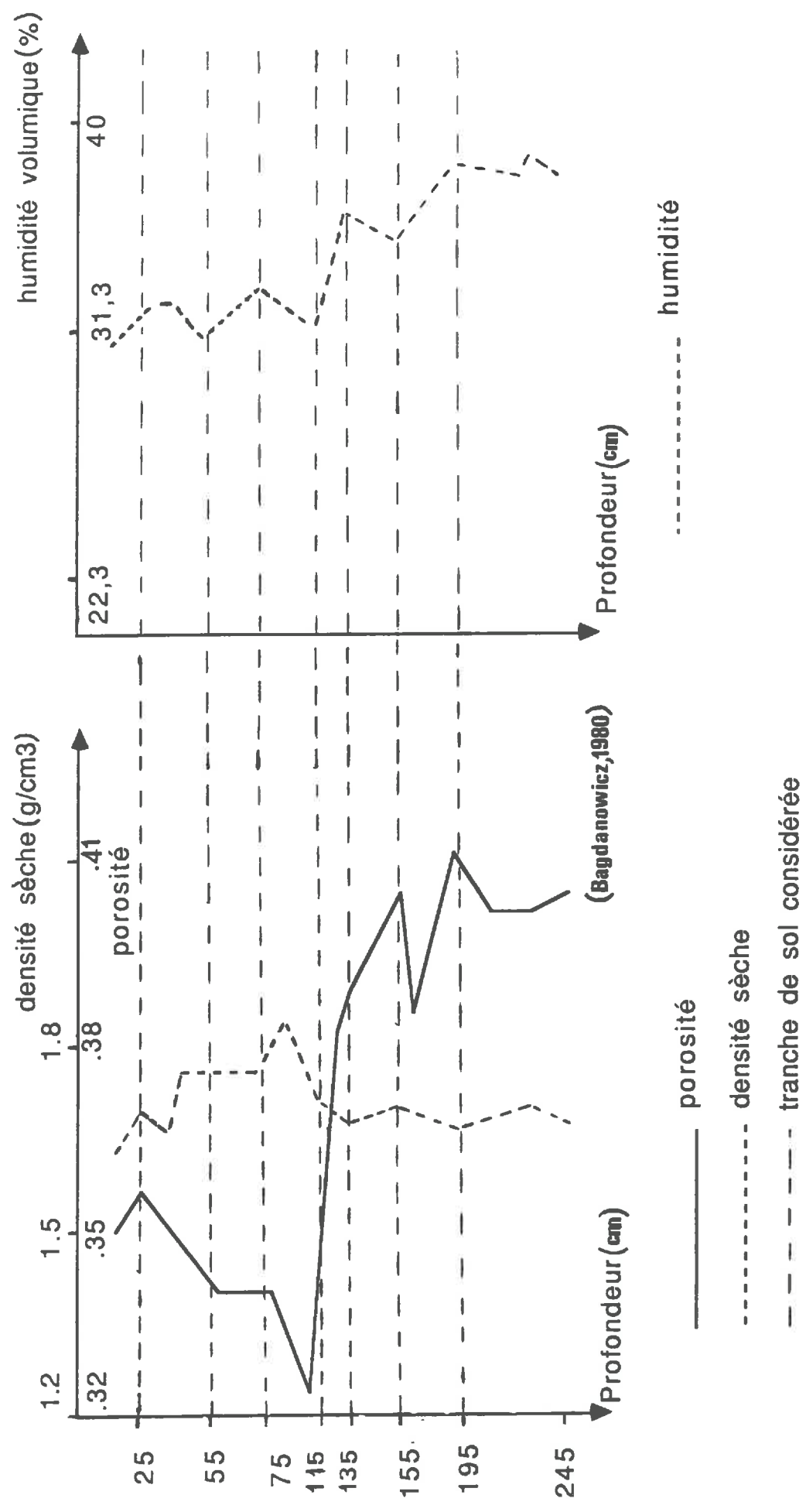
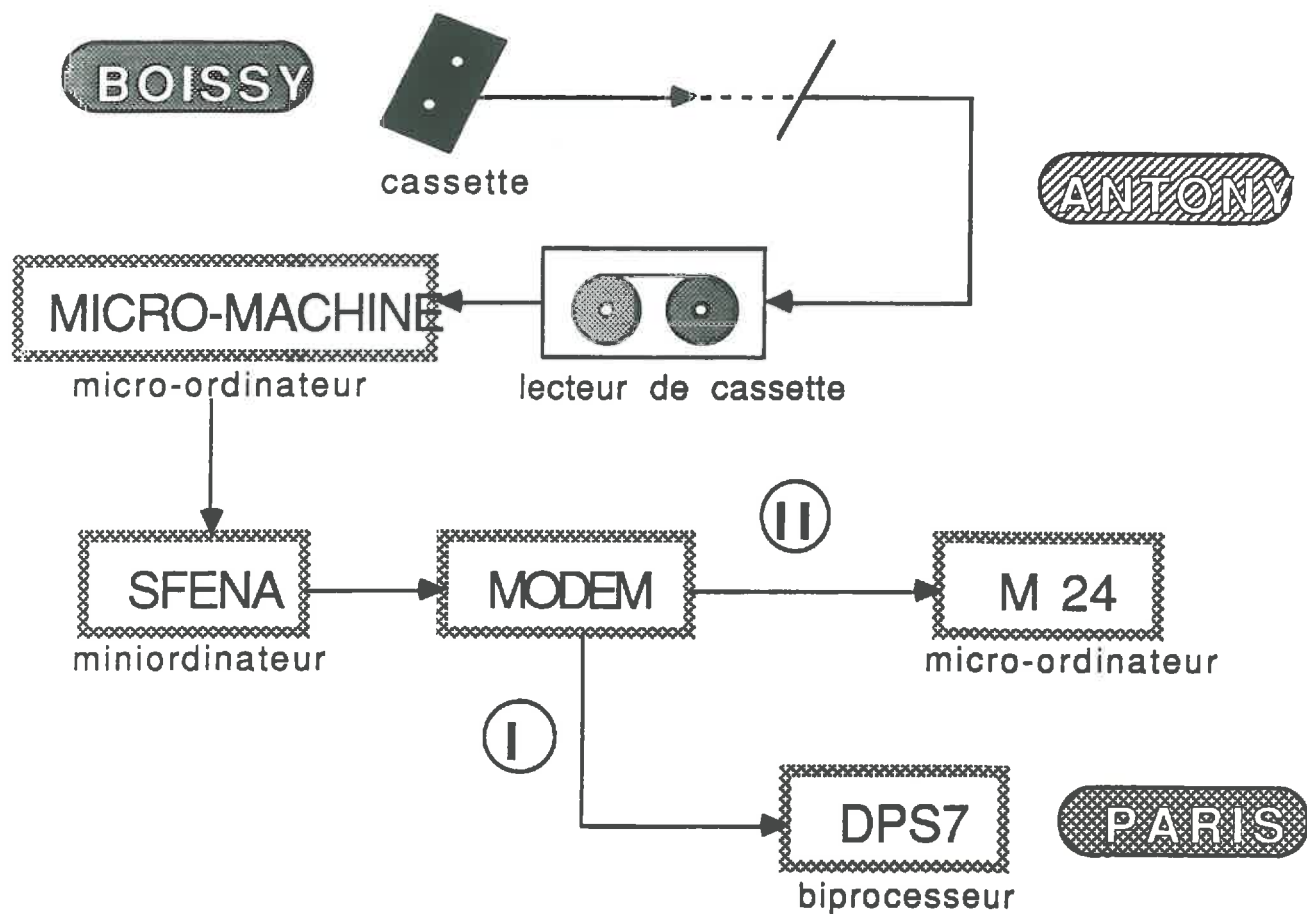


FIG n°33 Profil hydrique et profils de densité sèche-porosité



**FIG n°34 Schéma d'organisation du traitement
des données tensiométriques**

Dessin des chroniques de Potentiel hydrique à différentes profondeurs

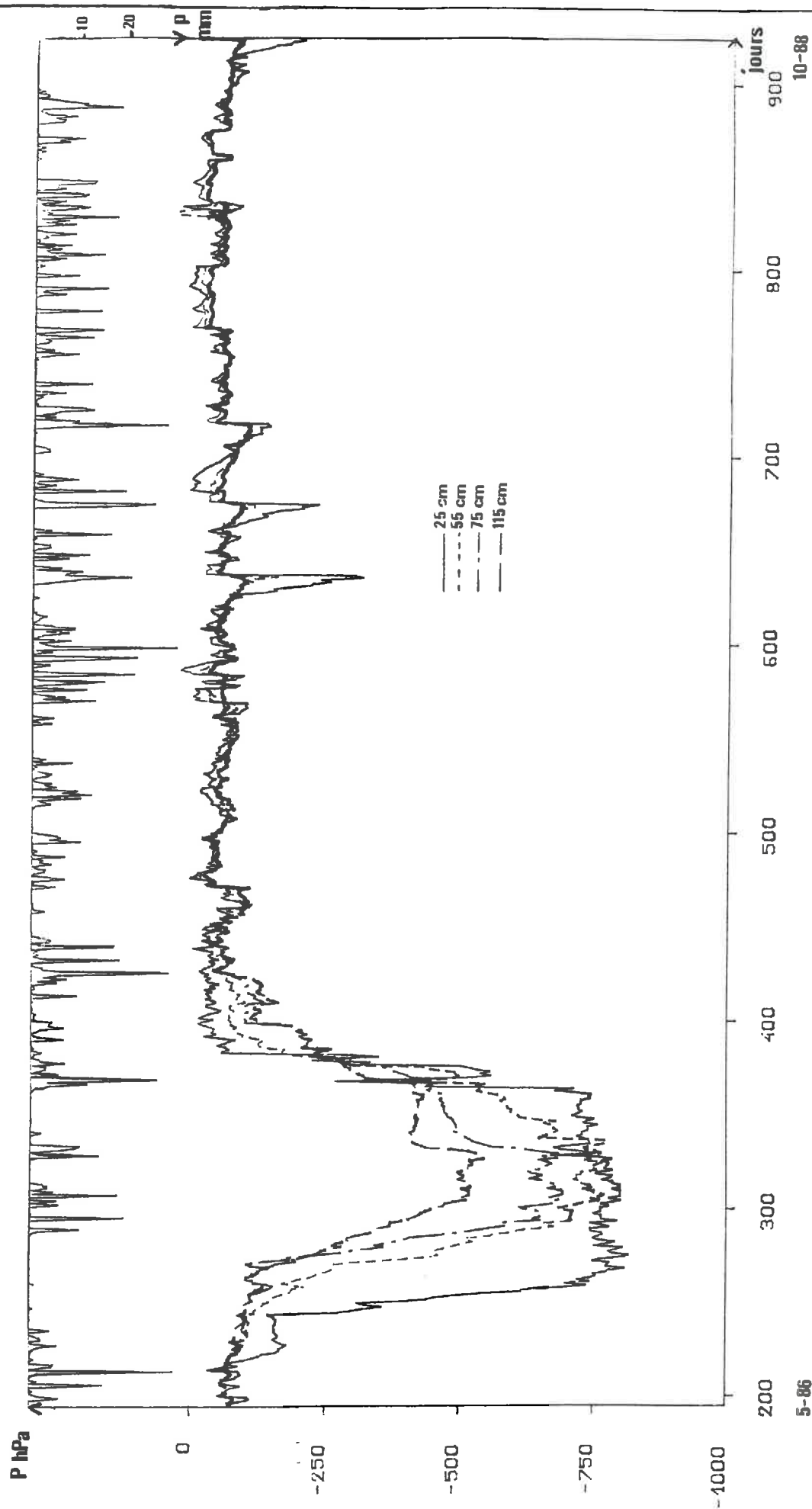


FIGURE N° 35

l'emploi d'une vanne multivoie permettant l'utilisation d'un capteur unique mais qui augmente le risque de redistribution de l'air sur les autres voies tensiométriques, et enfin des chutes d'alimentation dues à la décharge rapide des batteries pendant les très basses températures.

IV.3 - Problèmes rencontrés et critique des données :

Nous avons déjà soulevé les problèmes rencontrés lors du traitement des données (changement d'environnement informatique, conversion des programmes ...) et on a pu voir aussi la lourdeur des différentes méthodes utilisées due à l'incompatibilité entre les différents appareils dont certains (enregistreur "Microdata") sont même obsolètes.

Outre ces difficultés, nous en avons rencontré d'autres liées au mauvais fonctionnement des appareils :

Pour la sonde SOLO 40, nous n'avons pas constaté de valeurs incohérentes lors de la critique à "vue" à partir des chroniques concomitantes de pluie et de réserve hydrique. Par contre, nous avons dû compléter des lacunes (une à deux semaines sur l'ensemble de la période étudiée) dues à un défaut de l'appareil (mécanisme du treuil) et à une mauvaise programmation (écrasements de mémoire et erreurs de date).

Ces lacunes ont pu être comblées à partir des informations pluviométriques et tensiométriques. On peut donc considérer que les données utilisées pour mesurer la teneur en eau du sol sont fiables et que les mesures "relatives" sont précises dans la mesure où notre application consiste à étudier les variations d'humidité dans le temps.

Avec la chaîne de mesures tensiométriques, nous avons, par contre, rencontré plus de problèmes en partie liés aux erreurs citées précédemment (entrée d'air dans le système, désarmorage des tensiomètres en période sèche, chutes d'alimentation dues à la décharge des batteries).

A cela, se sont ajoutés des problèmes causés par un mauvais fonctionnement de la chaîne de mesures sur certaines périodes (non enroulement de la banque magnétique, fuites au niveau du scrutateur de voies, endommagement d'un composant électronique).

De nombreuses données incohérentes sont apparues lors de la critique à "vue" des chroniques concomitantes de pluie et de potentiel hydrique ainsi que lors du tracé des dessins des profils de potentiel jour par jour (annexe n° IV-3-c).

Ces données ont été corrigées en fonction des conditions météorologiques, ainsi que des données piézométriques mesurées sur la parcelle de façon journalière. Comblar les lacunes a été

un travail plus délicat vu la longueur des périodes sans mesures (en particulier les étés 86 et 87).

De ce fait, ces périodes ne sont pas fiables et les données difficilement utilisables dans un modèle en continu, mais connaissant les périodes douteuses, nous avons pu en tenir compte dans l'analyse des résultats.

V - Calage des paramètres des fonctions de transfert et de production :

Pour arriver aux résultats qui sont présentés dans la dernière partie de cette étude, il a été nécessaire de faire un calage préalable des paramètres des fonctions de transfert et de production. Chacun des modèles A et B possède 3 paramètres, 2 pour la fonction de production (a, b) tels que le coefficient d'écoulement est égal à : $K = 1/(1+\exp(X))$ avec $X = b-V/a$ V est soit le niveau du réservoir S (modèle A), soit la variable mesurée (humidité, potentiel...:modèle B), et 1 pour la fonction de transfert, c tel que: $Q = R^2/(R+c)$.

Pour chacune des fonctions, le calage a été différent : en effet, si le calage des paramètres de la fonction de production est fondamental car celle-ci constitue le maillon essentiel de la transformation pluie-débit, en revanche, le calage des paramètres de la fonction de transfert, s'il est nécessaire pour ne pas introduire d'erreurs grossières dans la simulation des chroniques de débit, n'a pas besoin d'être d'une très grande précision puisque l'étude de cette fonction n'est pas l'objectif de ce travail.

Ainsi, pour la fonction de transfert, il s'agissait de connaître approximativement la grandeur de ses paramètres et d'étudier le meilleur déphasage à adopter pour le réservoir de routage. Pour la fonction de production, le calage a été fait de façon automatique grâce à l'optimisation de la fonction critère afin d'obtenir de façon précise les meilleures valeurs de ses paramètres.

V.1 - Calage de la fonction de transfert :

Les différentes solutions proposées pour le déphasage à adopter entre les sorties et les entrées du réservoir de routage, R, sont fonction du temps de réponse du bassin et de l'évaluation du temps moyen de montée de crue. L'évaluation de ces deux temps a été faite par BAILLEUX (1974).

Le temps de montée a été calculé à partir d'hydrogrammes de crue en mesurant l'intervalle séparant le départ de la montée et l'apparition du débit de pointe. Les résultats obtenus pour les gonflements légers ou les crues de ruissellement d'été étant trop dispersés, il n'a pu calculer le temps moyen de montée que pour les crues d'une certaine importance. La valeur moyenne obtenue est de 10 heures.

Le temps de réponse du bassin est le temps qui sépare la phase la plus intense de la pluie nette du maximum de la crue. Après examen des hydrogrammes, le temps de réponse moyen a été évalué à 10 heures pour les fortes et moyennes crues; pour les crues faibles et les gonflements légers, il varie entre 13 heures et 17 heures.

Le pas de temps choisi d'un dixième de jour étant quatre fois plus petit que le temps moyen de réponse du bassin et le temps moyen de montée des crues, nous avons dû déphaser les entrées du réservoir quadratique par rapport aux dates d'apparition des pluies nettes. Pour cela plusieurs solutions ont été envisagées:

le déphasage peut être fait soit par une cascade de réservoirs quadratiques (fig n° 36, a), les sorties du réservoir précédent étant les entrées du réservoir suivant, soit par une cascade de réservoirs quadratiques et linéaires (fig n° 36, b) soit tout simplement en décalant d'un certain nombre de pas de temps les entrées par rapport aux impulsions de pluies et en ne gardant qu'un seul réservoir quadratique (fig n° 36, c). Les différentes solutions sont présentées sur la figure ci-contre où :

P_n = pluie nette, en mm

R_i = stock du réservoir i , en mm

Q_i = flux sortant du réservoir i , en mm

c, d = paramètres régissant la fonction de transfert, en mm

Ces différentes solutions ont été testées sur des crues caractéristiques du bassin versant ainsi qu'en simulation sur une période de six mois. Ces deux approches ont permis de choisir une fonction de transfert adaptée au bassin et au pas de temps choisi, ainsi que de caler le paramètre qui gère cette fonction.

V.1.1 - Calage à partir des crues caractéristiques :

V.1.1.1 - Sélection des crues caractéristiques :

Parmi les crues caractéristiques étudiées (J. BAILLEUX, 1974) sur une période de cinq ans (1962-1966), quatre crues simples d'allure unitaire ont pu être sélectionnées. Ces crues présentent des débits de pointe forts compris entre $10 \text{ m}^3/\text{s}$ et $20 \text{ m}^3/\text{s}$.

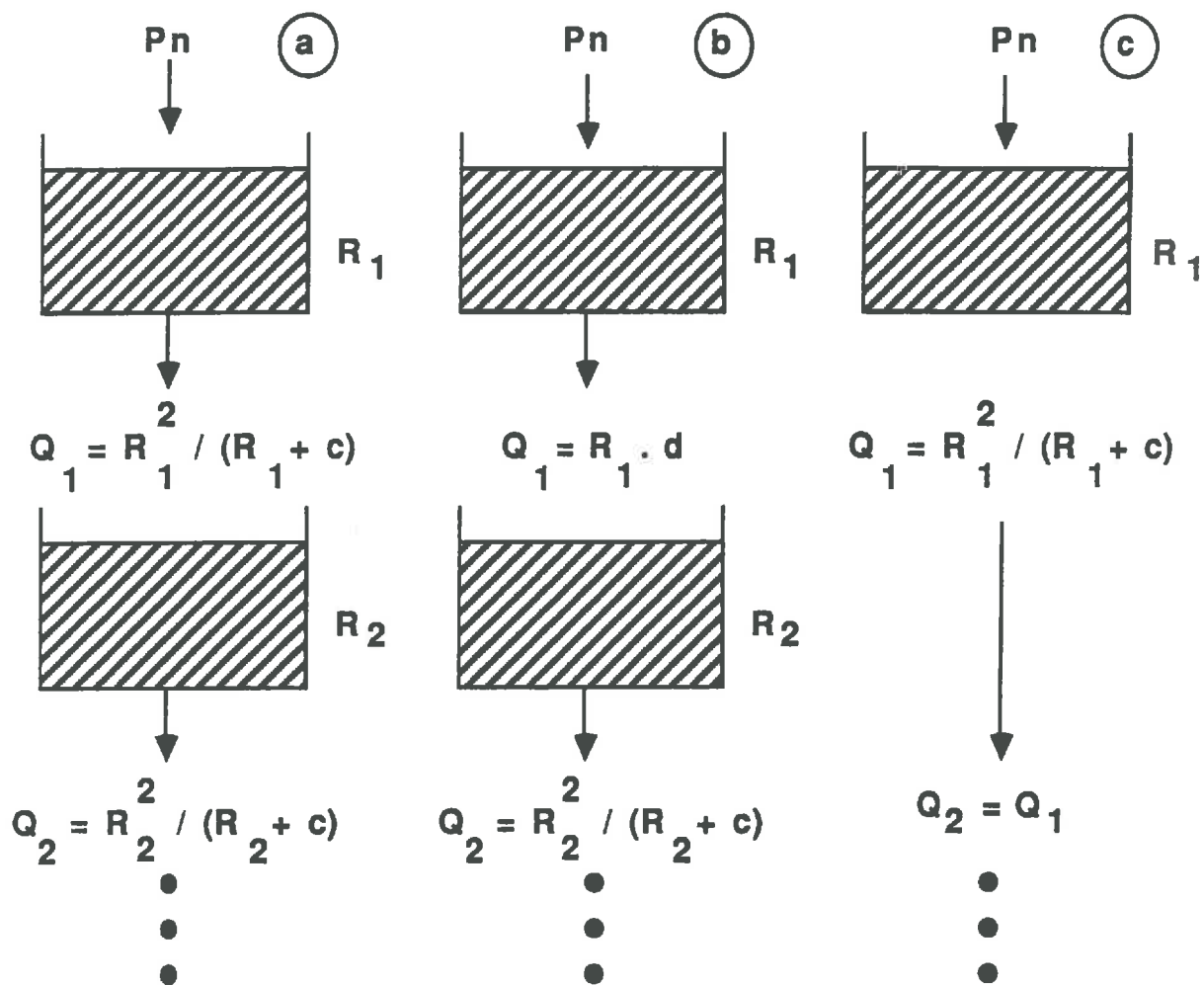


Fig n°36 Choix du déphasage

Les débits instantanés en l/s ont été déterminés à partir de chacun des limnigrammes, et ceci pour deux pas de temps différents (2 heures et 4 heures), puis le débit de base a été soustrait pour connaître l'écoulement direct qui a été lui-même transformé en lame d'eau écoulée sur le bassin. Le même genre de travail a été fait pour les pluies et nous avons pu obtenir la lame d'eau précipitée pour 2 heures et 4 heures. Le rapport de la somme des lames d'eau écoulées sur la somme des lames d'eau précipitées nous a permis de calculer le coefficient d'écoulement direct K, nécessaire pour connaître la pluie

nette $P_n = P \times K$

V.1.1.2 - Etude du déphasage à adopter :

Un petit programme a permis de tester au pas de temps de 2 heures, sur une crue caractéristique, les différentes possibilités de déphasage à adopter.

Les entrées étant les pluies nettes calculées, elles ont transité dans les différents réservoirs, dont les sorties, les débits calculés, ont été dessinés et comparés à l'écoulement direct et observé.

Les paramètres gérant les réservoirs ont été choisis a priori.

. Test à partir de deux réservoirs quadratiques :

Les expressions suivantes ont été utilisées pour déterminer le stock des réservoirs :

$$R_1 = R_1 - Q_1 + P_n$$

$$R_2 = R_2 - Q_2 + Q_1$$

ayant pour sorties respectives :

$$Q_1 = R_1^2 / (R_1 + c)$$

$$Q_2 = R_2^2 / (R_2 + c)$$

Test avec deux réservoirs

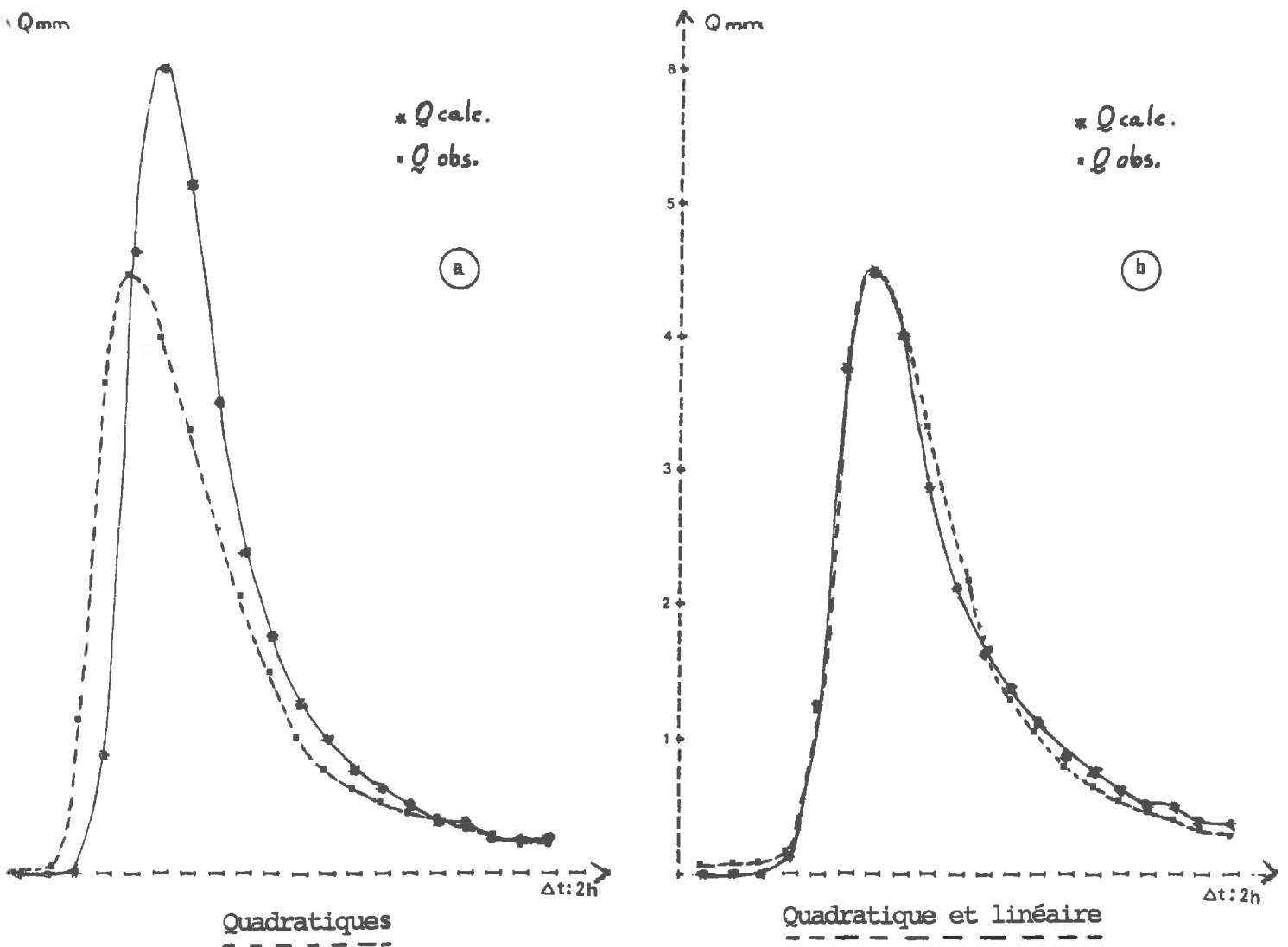


FIGURE N° 37

Q2 étant le débit final calculé, puis dessiné. Sur la figure (n° 37 , a), nous pouvons voir que deux réservoirs quadratiques en cascade donnent un débit de pointe bien trop fort avec une réponse retardée d'un pas de temps : la vidange de ces deux réservoirs semble être trop lente.

. Test à partir de deux réservoirs : un quadratique et un linéaire :

Le réservoir linéaire, plus nerveux, a une réponse plus rapide tandis que le réservoir quadratique, par une vidange plus lente, peut soutenir les étiages. La combinaison de ces deux effets complémentaires peut améliorer le fonctionnement de la fonction de transfert par rapport à la solution précédente. Pour cela, seule l'expression de Q1 sera différente : $Q_1 = R_1 \times d$, avec d : paramètre gérant le réservoir linéaire.

Nous pouvons voir (fig n° 37 , b) qu'en effet aussi bien le déphasage que la valeur du débit de pointe sont corrects.

. Test à partir d'un seul réservoir quadratique :

Nous avons pensé introduire un décalage d'un nombre de pas de temps, i, des entrées par rapport aux sorties, solution beaucoup plus simple que celle d'utiliser deux réservoirs :

R1, réservoir quadratique aura comme sortie Qi, tel que :

$$Q_i = Q_{i-1} \quad \text{avec} \quad Q_1 = R_1^2 / (R_2 + c).$$

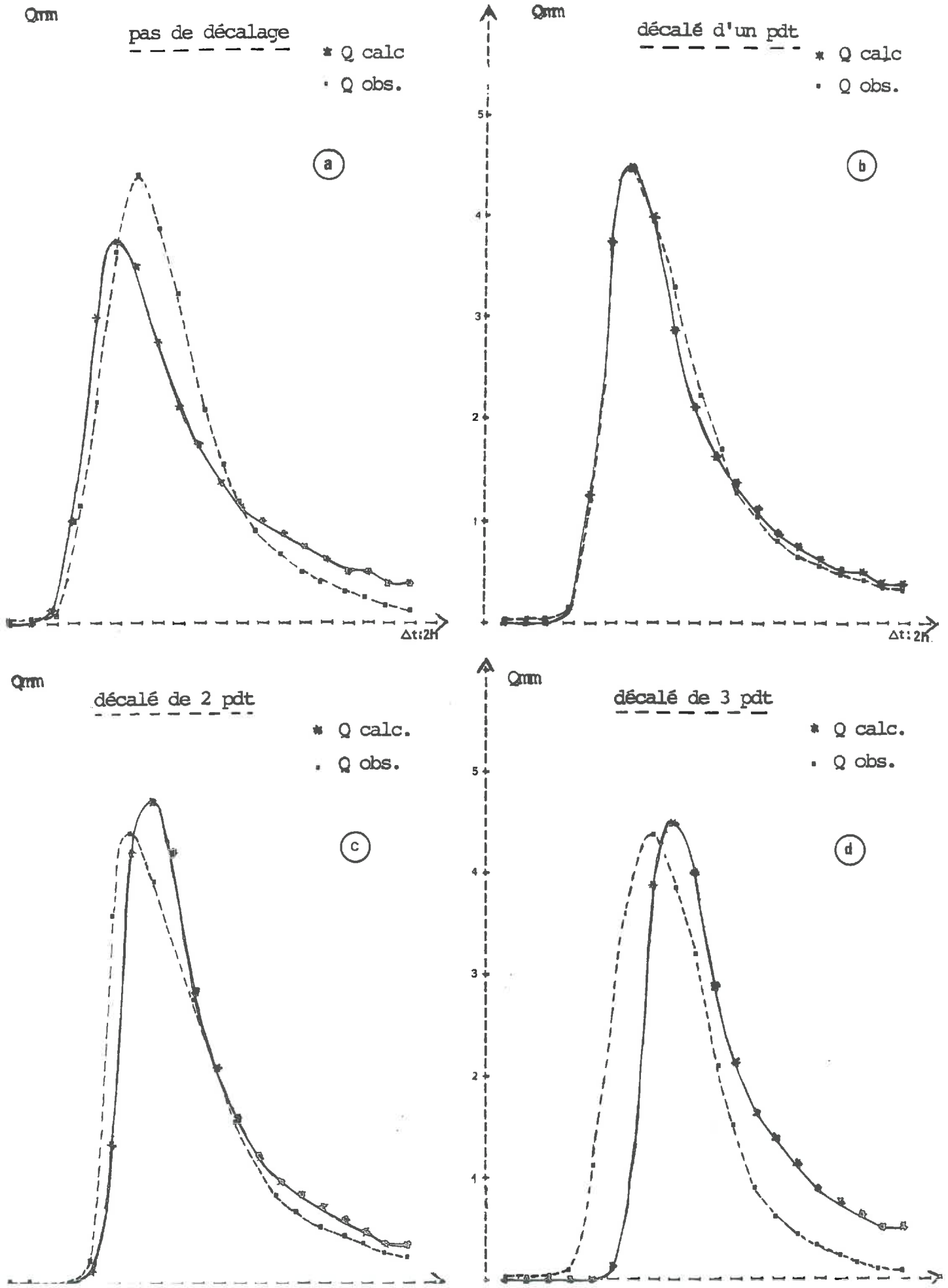
Le test avec un seul réservoir quadratique sans décalage (fig n° 38 , a) a, comme on pouvait s'y attendre, une réponse trop rapide .

On remarque (fig n° 38 ,b) que c'est avec un décalage d'un seul pas de temps que l'on obtient la meilleure solution, aussi bien au point de vue volume écoulé qu'au point de vue pointe de crue et temps de réponse.

Il apparaît que la solution avec un seul réservoir quadratique décalé d'un pas de temps donne le même résultat que la solution avec un réservoir quadratique et un réservoir linéaire.

Ces résultats doivent être confirmés par une simulation en continu avec des crues qui ne sont pas forcément toutes aussi importantes.

Test avec un réservoir quadratique



V.1.1.3 - Estimation de l'ordre de grandeur des paramètres :

Avant de tester la fonction de transfert en continu sur une période donnée, nous avons voulu avoir une idée plus précise de la grandeur des paramètres gérant cette fonction ; paramètres que nous avons choisis a priori, dans les tests précédents.

Pour cela, nous avons testé sur différentes crues caractéristiques au pas de temps de 2 heures et 4 heures, différentes valeurs de c et d paramètres caractérisant respectivement le réservoir linéaire et le réservoir quadratique.

Nous avons travaillé avec trois critères qui nous ont permis une sélection plus rapide des valeurs adéquates de c et d.

Ces critères concernent :

- la différence des écarts entre le débit observé et le débit calculé qui détermine le pourcentage d'erreur sur l'écoulement réel ;
- la différence entre les valeurs du débit de pointe observé et calculé ;
- le décalage en pas de temps des maximums de crue.

Le pas de temps choisi étant d'un dixième de jour, c'est-à-dire 2h24mn, nous avons du tester les valeurs des paramètres pour 2 heures et pour 4 heures afin de pouvoir faire une extrapolation pour 2h24mn. Il est en effet plus simple de dépouiller les limnigrammes pour des valeurs décimales en jour.

En faisant varier les valeurs des paramètres c et d nous avons remarqué :

- que l'augmentation de c, paramètre caractérisant le réservoir quadratique, permettait de mieux soutenir les étiages, les décrues étant plus lentes; par contre, les débits de pointe étaient sous-évalués ;

- que l'augmentation de d, paramètre caractérisant le réservoir linéaire permettait une réponse plus rapide à une pluie et donc simulait mieux les débits de pointe.

En donnant une valeur trop grande à ce paramètre les maximums de crues étaient en avance par rapport aux maximums observés.

Après de multiples tests sur les différentes crues caractéristiques nous avons introduit comme valeurs des paramètres de la fonction de transfert celles qui donnaient en

moyenne les meilleurs critères pour les crues sélectionnées (voir tableau n° 12).

V.1.2 - Calage à partir d'une période de simulation :

Une fois l'ordre de grandeur des paramètres déterminé, il a été possible d'introduire ces valeurs dans un modèle de simulation très simple et ceci sur une période de 6 mois. Les différents déphasages possibles des entrées par rapport aux sorties ont été testés sur la même période.

Nous avons pu comparer les résultats d'une part, grâce à un critère numérique, CR, déterminant le pourcentage d'erreur sur l'écoulement (les plus basses valeurs de CR seront donc optimales), d'autre part grâce à un critère graphique des chroniques de débits simulés par rapport aux chroniques de débits observés.

L'optimisation des paramètres a été faite en calculant sur un nombre d'itération donné la fonction critère pour chaque valeur des paramètres variant à chaque pas de temps. L'évolution de la fonction critère est présentée sous la forme d'une grille d'optimisation permettant de visualiser rapidement les meilleures valeurs pour les paramètres (C. LOUMAGNE et al, 1987).

Les résultats des tests sont reportés sur le tableau ci-dessous:

| Résultats des différentes simulations | | fonction critère en % | valeur des paramètres en mm |
|---|-------|-----------------------|-----------------------------|
| Avec deux réservoirs quadratiques | | CR=31.9 | c = 20.8 |
| Avec deux réservoirs, un linéaire, un quadratique | | CR=28.7 | c = 127.9 d = 1.03 |
| Avec un seul réservoir quadratique et un décalage en pas de temps (pdt) | 0 pdt | CR=29.8 | c = 173.8 |
| | 1 pdt | CR=28.7 | c = 129.8 |
| | 2 pdt | CR=29.9 | c = 111.3 |
| | 3 pdt | CR=32.3 | c = 125.7 |

Tableau n° 12

Résultat des différentes simulations pour le choix du déphasage à adopter pour la fonction de transfert

On remarque que les résultats obtenus par l'étude de quelques crues caractéristiques sont ici confirmés. La valeur de la fonction critère est la même pour un seul réservoir décalé d'un pas de temps que pour deux réservoirs : un linéaire et un quadratique.

Ceci est aussi confirmé par une étude des résultats graphiques présentés en annexe (annexe n° VI-1) ; la figure (n° 39, a) présente les résultats obtenus avec un seul réservoir décalé d'un pas de temps.

On peut voir que la plupart des crues sont bien simulées et que les pointes des crues simulées semblent être en phase avec celles des crues observées ; il existe pourtant quelques débits de pointe restant sous-estimés.

Les étiages eux, sont par contre mal soutenus. L'écart entre les débits d'étiage observés et calculés correspond au drainage de la nappe superficielle dont on a pas tenu compte ici. Plutôt que de compliquer le modèle en rajoutant artificiellement un réservoir représentant ce phénomène, nous avons ajouté au débit simulé une constante correspondant à la valeur prise par le débit en période d'étiage pendant l'année 1976, c'est-à-dire 50l/s.

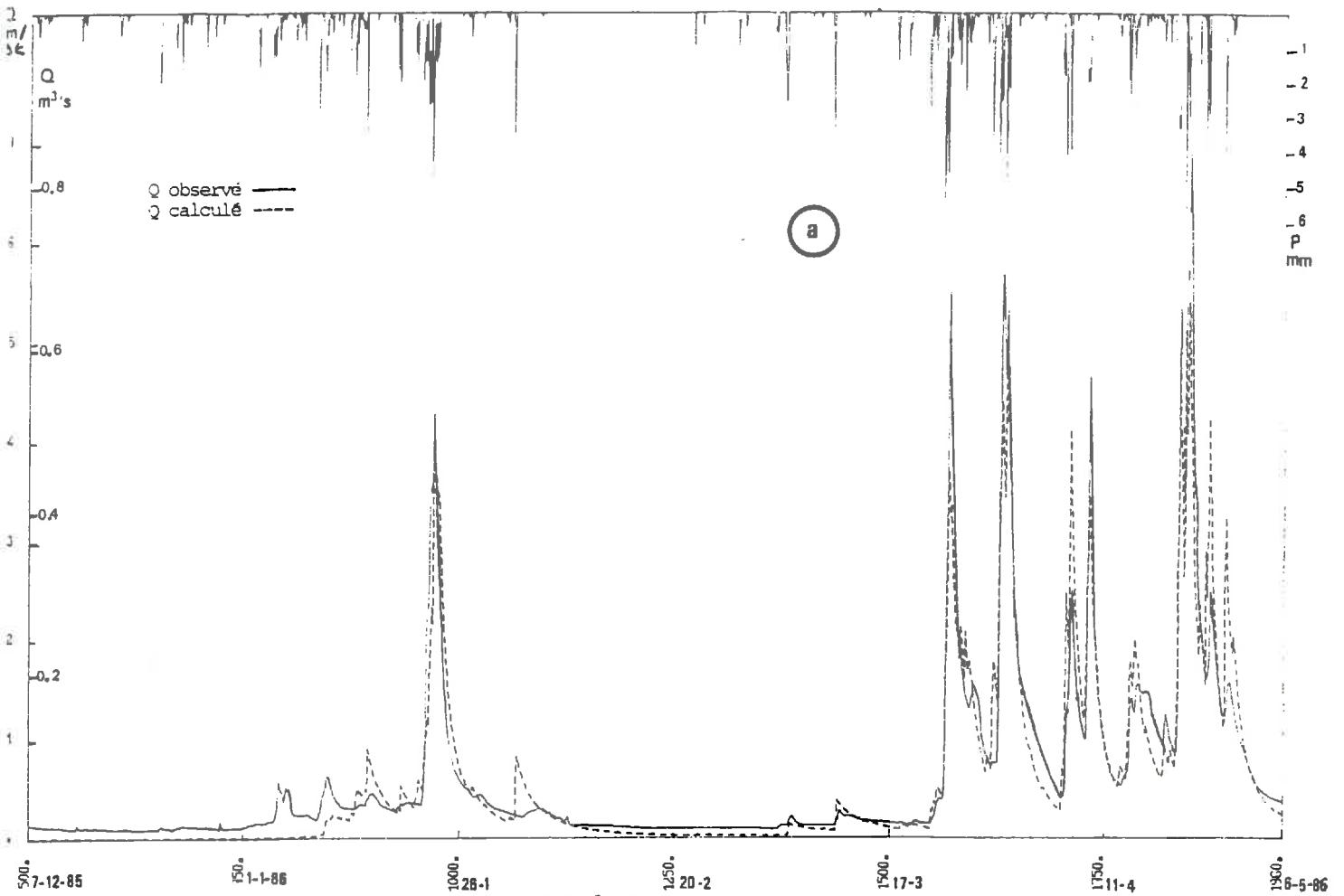
Cette constante va donc permettre de mieux représenter l'étiage en période sèche, car elle rend compte du drainage de la nappe qui alimente le débit de base. Cette modification entraîne une nette amélioration de la fonction critère (CR 23,2%), amélioration qui se voit aussi sur le graphique (fig n° 39, b) des chroniques de débit calculé et observé.

C'est la solution la plus simple, à savoir celle avec un réservoir quadratique décalé d'un pas de temps qui a donc été retenue comme représentative de la fonction de transfert. Nous l'avons utilisée en troisième partie en ajoutant à la sortie du réservoir de routage une constante représentative du drainage de la nappe.

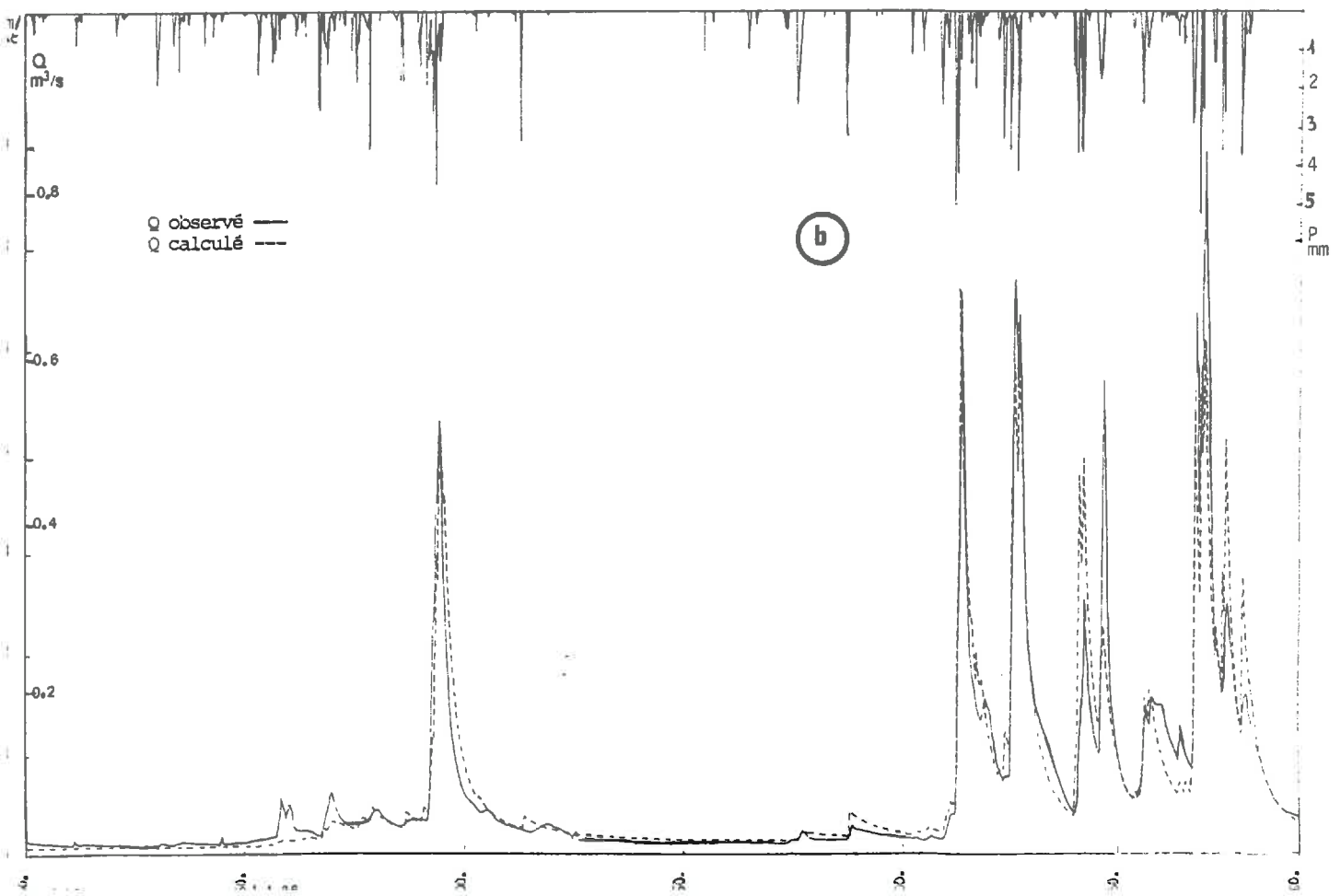
V.2 - Calage de la fonction de production :

Avant de faire un calage des paramètres par optimisation de la fonction critère, il a fallu dans un premier temps avoir une idée de leur ordre de grandeur et estimer leur plage de variation définissant ainsi une zone d'existence possible pour des valeurs réalistes de ces paramètres. Dans le cas où le choix des paramètres initiaux n'est pas suffisamment heureux, avec des bornes supérieures et inférieures délimitant un domaine de définition trop large, on peut aboutir à des erreurs d'interprétation dues au pas d'itération inadéquat qui conduit à la convergence vers un minimum secondaire : le critère n'évoluant plus, l'utilisateur peut considérer ses paramètres comme calés (COMBES, 1985).

Un réservoir quadratique avec décalage d'un pas de temps



Un réservoir quadratique avec décalage d'un pdt et ajout d'une constante au débit calculé



V.2.1 - Estimation de l'ordre de grandeur des paramètres :

Pour estimer l'ordre de grandeur des paramètres, nous avons procédé de deux façons : à partir de quelques crues caractéristiques et par une étude graphique du domaine de définition de chacun des paramètres .

V.2.1.1 - Etude de quelques crues caractéristiques :

Nous avons étudié pour trois crues caractéristiques ayant des volumes écoulés différents et se situant hors de la période de calage, leur coefficient d'écoulement K.

Les lames d'eau écoulées et précipitées ont été calculées pour évaluer, en faisant le rapport de lame d'eau écoulee sur la lame d'eau précipitée, le coefficient d'écoulement K.

Nous avons obtenu, pour des valeurs de K comprises entre 0.5% et 25%, les solutions des équations à deux inconnues, a et b.

$$K = 1/(a \times H - b) \quad \text{pour une expression linéaire de K}$$

ou

$$K = 1/(1 + \exp (b - H/a)) \quad \text{pour une expression exponentielle}$$

H, étant la teneur en eau du sol concomitante connue pour chacune des crues étudiées.

Connaissant H, nous en avons déduit les valeurs de a et b puis fixé une plage de variation réaliste pour ces deux paramètres.

V.2.1.2 - Etude du domaine de recherche des paramètres :

Si l'étude de trois crues caractéristiques, avec pour chacune une valeur différente du coefficient d'écoulement, nous a donné une première idée de la valeur des paramètres a et b, nous avons voulu, sur toute la période de calage, connaître de façon plus précise la plage de variation de ces paramètres, c'est-à-dire le domaine dans lequel on va chercher à optimiser la fonction critère.

L'étude de leur domaine de recherche a été faite pour chacune des variables utilisées pour caractériser la fonction de production : évaporation, teneur en eau du sol, potentiel

hydrique, gradient de potentiel, gradient d'humidité ... et cela pour différentes couches du sol.

Lorsqu'il s'agit de définir les bornes supérieures et inférieures pour deux paramètres seulement, ceci peut se faire graphiquement et de façon assez précise.

En effet, les variables utilisées étant connues de façon indirecte par le calcul ou de façon directe par des mesures continues, on peut définir leur domaine de variation sur la période de calage : par exemple le potentiel hydrique à 55 cm de profondeur varie entre -0,6 hPa et -0,2 hPa (10^5 Pascals = 1 bar) sur la période de calage considérée.

D'autre part, en posant aussi des limites sur la valeur du coefficient d'écoulement K, on peut définir un système de deux équations :

A partir des observations on pose :

$$0,1 < K < 0,8$$

Comme : $K = 1/(1 + \exp(x))$

on a : $-1,38 < x < 2,19$

et si on prend : $x = a + b \times P_{55}$

avec : $-0,6 \text{ hPa} < P_{55} < -0,2 \text{ hPa}$

on aura le système suivant :

$$a - 0,6 \times b = 2,19$$

$$a - 0,2 \times b = -1,38$$

La résolution de ce système permet de déterminer deux droites (1,2) de pentes respectives 0,2 et 0,6 passant par le même point, u, solution du système (fig n° 40). Ces droites délimitent alors de façon précise le domaine de définition des paramètres a et b ; sachant que lorsque le sol se sature le potentiel hydrique augmente et qu'il diminue quand le sol se désature, le coefficient K va donc évoluer dans le même sens que le potentiel avec ($X = a + b \times P_{55}$ et $b < 0$) $a < 0$ ou $a > 0$).

Le domaine de recherche est décrit dans un nouveau système d'axes (x,y) à partir de 3 points particuliers u, v, w.

On pose alors :

$$a = \alpha_1 x + \beta_1 y + \gamma_1$$

$$b = \alpha_2 x + \beta_2 y + \gamma_2$$

Pour connaître α , β , γ , il suffit de résoudre ces équations pour chacun des points, u, v, w.

Le domaine de recherche sera alors déterminé par :

$$x = (\alpha_1 a + \beta_1 b + \gamma_1) + (\alpha_2 a + \beta_2 b + \gamma_2) \quad x \text{ variable choisie}$$

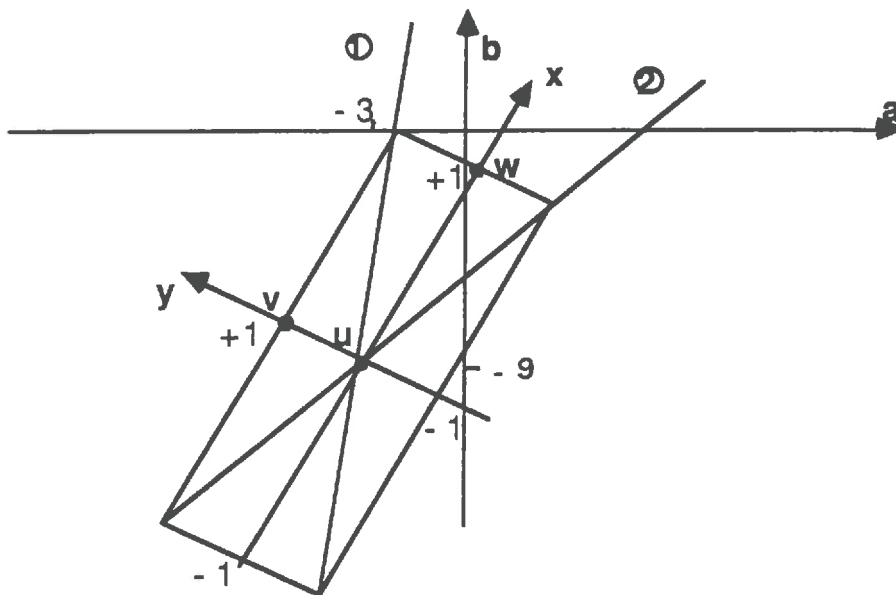


FIG n°40 Domaine de recherche des paramètres a et b pour $X=a+b \cdot P55$

Dans cet exemple on a :

$$x = 0 \quad \gamma_1 = -3,15$$

u :

$$y = 0 \quad \gamma_2 = -8,95$$

$$x = 0 \quad \beta_1 = -1,65$$

v :

$$y = 1 \quad \beta_2 = 0,55$$

$$x = 1 \quad \alpha_1 = 3,15$$

w :

$$y = 0 \quad \alpha_2 = 8,35$$

Le domaine de recherche est différent pour chaque variable étudiée (H, E, P, ...). Nous avons donc du faire cette étude avant chaque nouveau test utilisant une variable différente dont on trouve quelques exemples en annexe n° VI-2 .

Lorsqu'il s'agit par contre de spécifier le domaine de recherche pour plus de deux paramètres, par exemple quand on associe deux variables entre elles :

$$x = a + b \times H + d \times P$$

on ne peut plus le faire par la méthode graphique; on est obligé dans ce cas de faire des hypothèses sur la plage de variation d'un paramètre pour pouvoir déterminer le domaine de recherche des deux autres. Il faut alors tester chacune des hypothèses et choisir la solution qui donne la meilleure fonction critère pour la simulation des débits.

Par exemple on a :

$$x = a + b \times H55 + d \times P55$$

avec : H55 : humidité entre 45-55 cm

P25 : potentiel hydrique à 25 cm

comme on sait que :

455 < H55 < 600 en taux de comptage

et - 900 < P25 < 0 en hPa

on aura le système suivant :

$$- 1,38 < a + 455 \times b - 900 \times d < 2,19$$

$$- 1,38 < a + 600 \times b + 0 \times d < 2,19$$

on obtient :

$$\frac{1,38 - a}{600} < b < \frac{2,19 - a}{600}$$

$$\frac{-0,334 - 0,24 \times a}{900} < d < \frac{0,53 - 0,24 \times a}{900}$$

En faisant des hypothèses sur la plage de variation de a, on aura différentes valeurs pour b et d que l'on testera jusqu'à l'obtention d'un minimum pour la fonction critère, par exemple ici :

si $80 < a < 120$ alors : $- 0,20 < b < - 0,10$

$$- 0,02 < d < 0,003$$

après optimisation on a :

$$a = 107, b = - 0,182 \text{ mm}^{-1}, d = -,007$$

Si le coefficient d'écoulement K n'est fonction que d'une variable, ($K = \text{fct} (a \times \text{variable} + b)$) b est en fait le zéro du réservoir "sol" et ne joue un rôle véritable qu'en période sèche lorsque la réserve en eau est déficitaire.

La valeur que prendra b va permettre une reprise plus ou moins nerveuse de l'écoulement après l'étiage. Ainsi, même si son rôle est modeste (une grande variation de b ne fait presque pas évoluer la fonction critère), il sert en quelque sorte de tampon pendant la période critique de reprise de l'écoulement.

Dans le cas où le coefficient d'écoulement est fonction de deux variables, les paramètres a et d caractérisant chacun une des variables, peuvent jouer un rôle complémentaire, ou bien tendre vers zéro suivant l'évolution de la variable sur la période de simulation.

Les valeurs que prendront ces paramètres donneront alors une idée de l'intérêt de tel indicateur de l'état hydrique du sol par rapport à tel autre et nous pourrons supprimer alors ceux qui n'apportent aucune contribution à l'amélioration de la fonction critère.

V.2.2 - Optimisation des paramètres :

Lorsque la plage de variation de chaque paramètre est connue il est possible d'optimiser les écarts entre les valeurs observées et les valeurs calculées et de trouver alors le minimum pour la fonction critère, choisie en fonction des débits auxquels on s'intéresse. Le but ici, n'est pas de traiter des différentes techniques d'optimisation mais de présenter celles que nous avons utilisées et de rappeler les étapes suivies.

V.2.2.1 - Les méthodes d'optimisation utilisées :

V.2.2.1.1 - Exploration d'une grille de recherche :

Une méthode simple mais robuste pour l'optimisation des paramètres est l'exploration d'une grille de recherche à l'intérieur d'une zone délimitée par les bornes supérieures et inférieures du domaine de recherche préalablement étudié.

Sur un nombre d'itérations donné, on calcule la fonction critère pour chaque valeur des paramètres variant à chaque pas de temps et suivant un pas d'espace donné. Cette méthode est rapide et efficace lorsqu'il s'agit d'optimiser deux paramètres seulement; pour cela il suffit d'incrémenter les valeurs des paramètres dans une boucle imbriquée pour un nombre d'itérations choisi en fonction du compromis temps de calcul-précision.

Les meilleures valeurs des paramètres peuvent être visualisées rapidement grâce à leur présentation dans une grille où l'on

peut voir évoluer la fonction critère, CR (fig n° 41). La valeur des paramètres a et b va aussi évoluer en augmentant à chaque itération (dans le cas présenté il y en a 20). La valeur optimale de la fonction critère (le minimum) se trouve encadré à l'intérieur de la grille.

Pour plus de deux paramètres, cette méthode est moins simple et surtout beaucoup plus longue : plus le nombre de combinaisons possible est grand, plus le temps de calcul devient prohibitif. Le sous-programme CREUX utilisé est présenté en annexe (annexe n° III-2-c₁). Cette méthode n'a été appliquée que lorsque la plage de variation des paramètres n'avait pu être déterminée de façon assez précise pour que la méthode séquentielle de ROSENBROCK converge vers l'optimum.

| B | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| A | 1 | 61 | 43 | 36 | 32 | 30 | 28 | 27 | 26 | 25 | 25 | 24 | 24 | 23 | 23 | 22 | 22 | 22 | 22 | 21 |
| 2 | 53 | 37 | 31 | 28 | 26 | 24 | 23 | 22 | 21 | 21 | 20 | 20 | 20 | 19 | 19 | 19 | 19 | 19 | 18 | 18 |
| 3 | 47 | 33 | 27 | 24 | 22 | 21 | 20 | 19 | 19 | 18 | 18 | 17 | 17 | 17 | 17 | 17 | 16 | 16 | 16 | 16 |
| 4 | 41 | 28 | 23 | 21 | 19 | 18 | 17 | 17 | 16 | 16 | 16 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 |
| 5 | 37 | 25 | 20 | 18 | 17 | 16 | 15 | 15 | 15 | 15 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 |
| 6 | 34 | 22 | 18 | 17 | 16 | 15 | 15 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 |
| 7 | 31 | 20 | 17 | 15 | 15 | 14 | 14 | 14 | 14 | 13 | 13 | 13 | 13 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 |
| 8 | 29 | 18 | 15 | 14 | 14 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 14 | 14 |
| 9 | 27 | 17 | 14 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 14 | 14 | 14 |
| 10 | 25 | 16 | 14 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 |
| 11 | 24 | 15 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 |
| 12 | 23 | 15 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 13 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 15 | 15 | 15 | 15 |
| 13 | 22 | 14 | 13 | 13 | 13 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 |
| 14 | 21 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 16 | 16 |
| 15 | 20 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 16 | 16 | 16 | 16 | 16 | 16 |
| 16 | 20 | 14 | 14 | 14 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 16 | 16 | 16 | 16 | 16 | 16 | 16 | 16 | 16 | 16 | 16 |
| 17 | 19 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 16 | 16 | 16 | 16 | 16 | 16 | 16 | 16 | 16 | 17 | 17 | 17 | 17 | 17 |
| 18 | 19 | 15 | 15 | 15 | 16 | 16 | 16 | 16 | 16 | 16 | 16 | 17 | 17 | 17 | 17 | 17 | 17 | 17 | 17 | 17 |
| 19 | 19 | 15 | 15 | 16 | 16 | 16 | 16 | 17 | 17 | 17 | 17 | 17 | 17 | 17 | 17 | 17 | 17 | 17 | 17 | 18 |
| 20 | 19 | 16 | 16 | 16 | 16 | 16 | 17 | 17 | 17 | 17 | 17 | 17 | 17 | 18 | 18 | 18 | 18 | 18 | 18 | 18 |

VALEURS OPTIMALES A=100.00 B= 79.68 CR = 12.75

Fig n°41 Variation de la fonction critère selon les valeurs des paramètres.

V.2.2.1.2 - Optimisation par la méthode de ROSENBROCK :

La méthode de ROSENBROCK a été mise au point en 1960 et appliquée à des problèmes de génie chimique (A. GUILBOT, 1971). C'est une méthode de recherche séquentielle qui permet à la fois :

- de déterminer la longueur du pas de recherche ;
- de déterminer la direction de ce pas ;
- de tenir compte des contraintes possibles imposées aux paramètres.

A partir d'une connaissance précise de la plage de définition des paramètres, cette méthode permet d'atteindre l'optimum avec efficacité selon le degré de précision du résultat que l'on s'attache à obtenir (MAILHOL, 1980).

Le détail du principe de la méthode est donnée en annexe (annexe n° VI-3).

Il suffit de savoir que c'est une recherche séquentielle qui tient compte des succès et des échecs précédents en modifiant le pas de recherche.

L'exploration se fait successivement sur tous les axes, d'abord en utilisant un pas d'exploration identique, puis en le modifiant compte tenu des résultats rencontrés. Si dans toutes les directions on a enregistré un succès suivi d'un échec, on détermine de nouveaux axes (par orthogonalisation de SCHMIDT) en fonction là encore, des échecs ou succès sur les axes précédents et ainsi jusqu'à l'obtention d'un minimum pour la fonction critère.

TROISIEME

PARTIE

TROISIEME PARTIE : RESULTATS DE LA COMPARAISON DES MODELES A ET B, REFLEXIONS ET DISCUSSIONS

INTRODUCTION :

Après avoir développé en deuxième partie les procédés utilisés, il nous restait donc à tester la validité de l'hypothèse émise dans la première partie.

Pour ce faire, nous avons comparé les modèles de base A et B semblables de part leur structure mais dont la différence réside dans la représentation de leur fonction de production. Cette méthode nous a permis de bien mettre en évidence les différences entre les deux approches d'estimation de la fonction rendement.

Rappelons que les variations de l'état du réservoir sol sont connues pour l'un, par modélisation à partir des données d'évaporation alors que pour l'autre, elles sont reliées de façon affine aux résultats de mesures de l'état hydrique du sol en un point particulier.

Le premier chapitre de cette troisième partie est donc consacré à la comparaison des deux modèles, en simulation mais aussi en prévision. En effet, même si la supériorité d'une méthode par rapport à l'autre est nette en simulation celle-ci peut être négligeable en prévision si l'on utilise une méthode adaptative corrigeant au fur et à mesure les résultats à partir des erreurs constatées aux pas de temps précédents ; Ce qui enlèverait alors, tout l'intérêt opérationnel de cette étude malgré l'avantage d'une meilleure connaissance de la fonction rendement des pluies.

Après avoir présenté les résultats de cette comparaison nous présentons dans les chapitres suivants, les essais d'amélioration que nous avons tenté d'introduire dans ces modèles sans toutefois trop en compliquer la structure.

Ces affinements portent tant sur la représentation des phénomènes complexes tels que l'infiltration que sur le choix des indicateurs de l'état hydrique du sol à prendre en compte.

Dans le dernier chapitre nous soulignerons les points qui prêtent à discussion.

VI - Comparaison des deux modèles A et B :

La comparaison des modèles a été faite à partir des versions initiales décrites dans le chapitre III :

- dans le modèle A, l'état du réservoir S, soumis à l'évaporation ($E = (t/6)^{1.4}$) commande le coefficient d'écoulement K défini par : $K = 1/(1 + \exp(X))$
avec : $X = a + b \times S$.

- dans le modèle B, le réservoir S est remplacé par des résultats de mesures directes de teneur en eau du sol à 55 cm de profondeur (on verra au chapitre IX la justification de cette profondeur de mesure). K est alors défini par :
$$K = 1/(1 + \exp(X))$$

avec $X = a + b \times H55$

La fonction de transfert (un réservoir quadratique dont l'entrée est décalée d'un pas de temps) est la même pour les deux modèles.

Le but est de comparer l'emploi de mesures d'humidité par rapport à la méthode indirecte (modèle A) qui modélise l'état du réservoir "sol". Nous avons comparé les résultats obtenus par les deux modèles en simulation puis en prévision.
Ce sont ces résultats que nous allons présenter maintenant.

VI.1 - En simulation :

La comparaison des chroniques de débits a été faite, hormis une période de mise en route de deux mois, sur deux ans décrits avec un pas de temps d'un dixième de jour.

Le calage des paramètres a été fait par minimisation d'une fonction d'écart CR, sur une période d'un an, l'autre année à servi au contrôle de ces résultats. En effet, la qualité d'un modèle est déterminée autant par la valeur absolue de la fonction critère que par la différence existant entre les valeurs prises par cette fonction sur la période de calage et sur une période de contrôle disjointe de la précédente.

Les résultats de cette comparaison (tableau n° 13) montrent que les valeurs de la fonction critère sont beaucoup plus élevées (donc moins bonnes) pour le modèle A que pour le modèle B aussi bien sur la période de calage que sur la période de contrôle.

D'autre part, pour la période de contrôle, la dégradation de la fonction critère est nettement plus grande pour le modèle A que

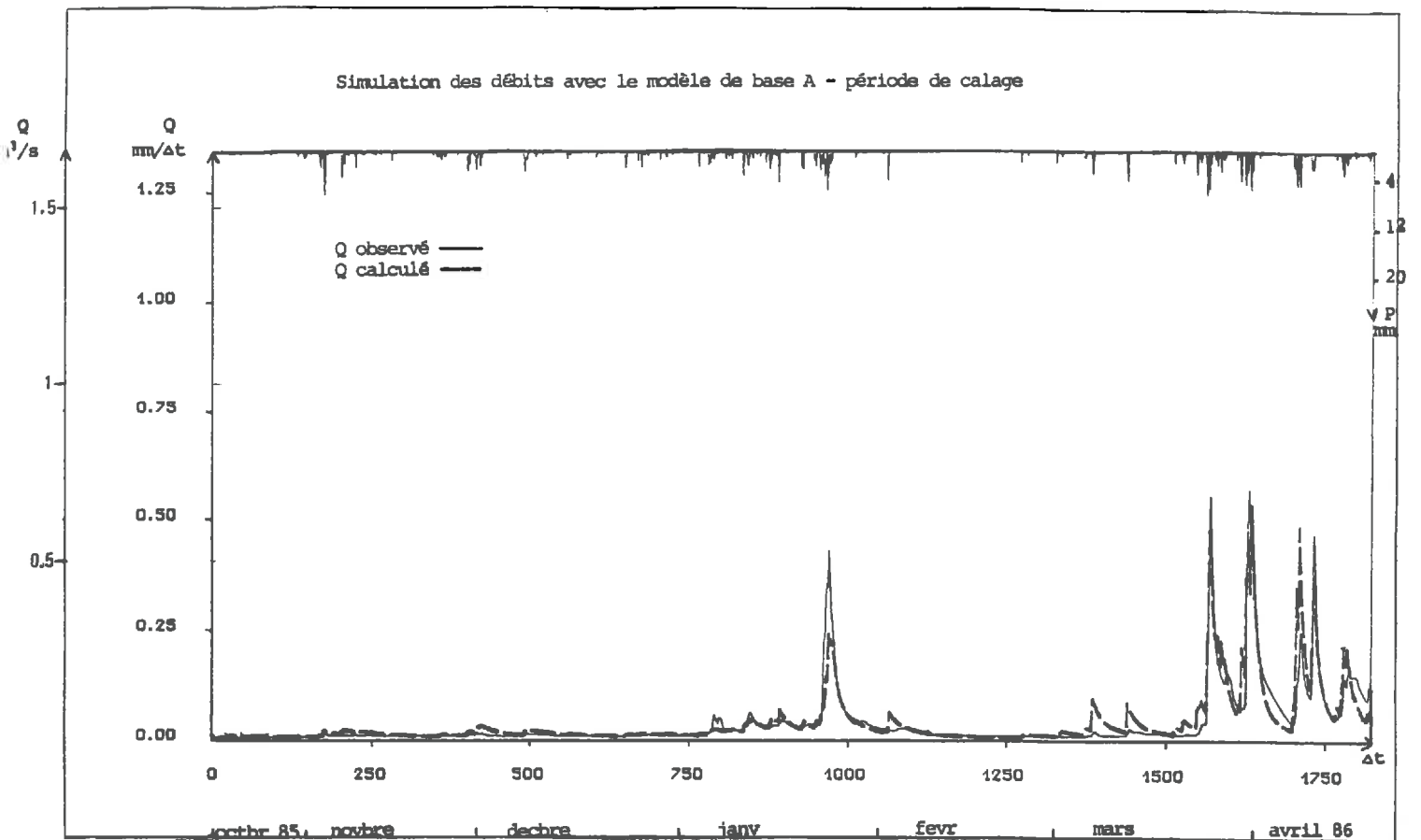
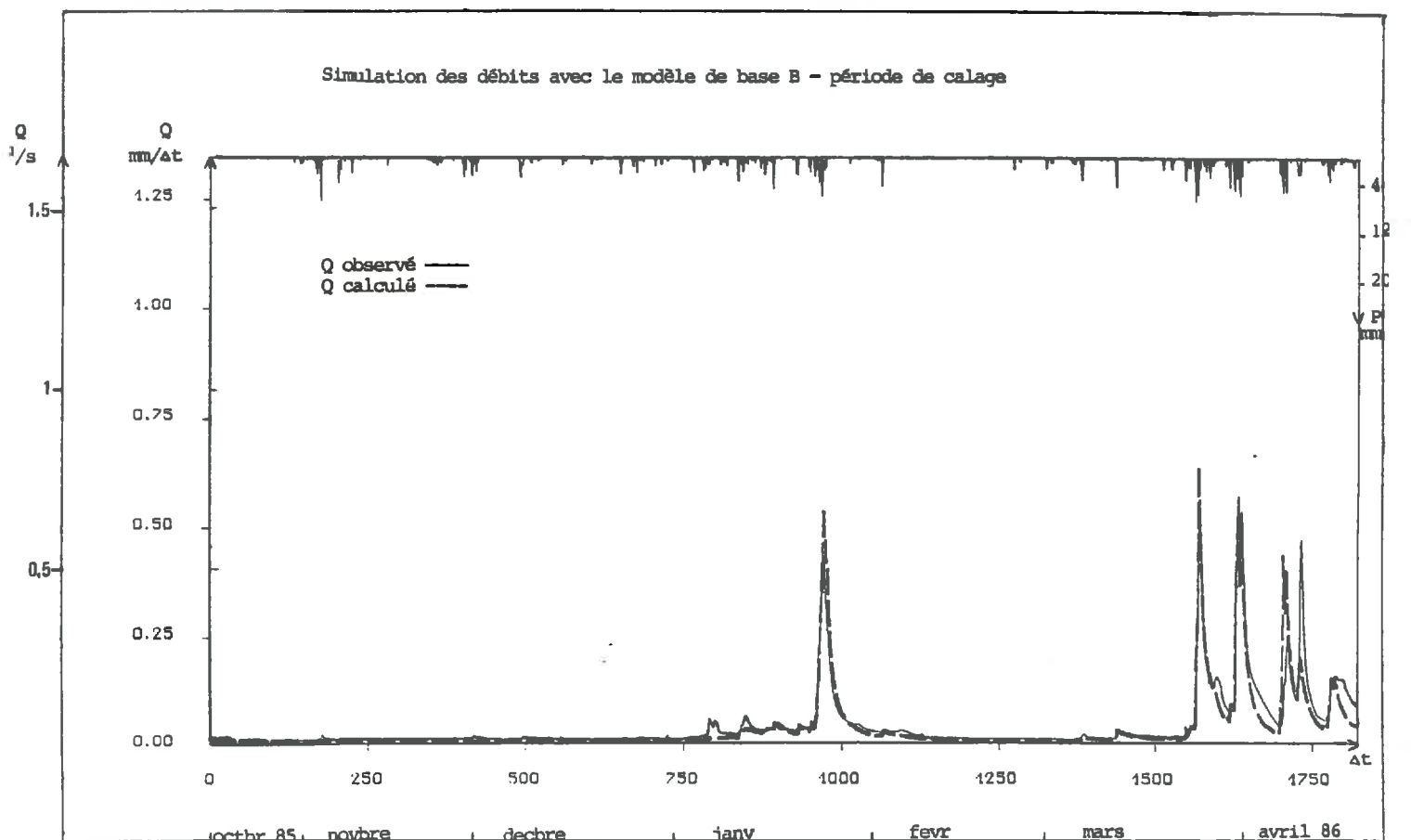


FIG N ° 42



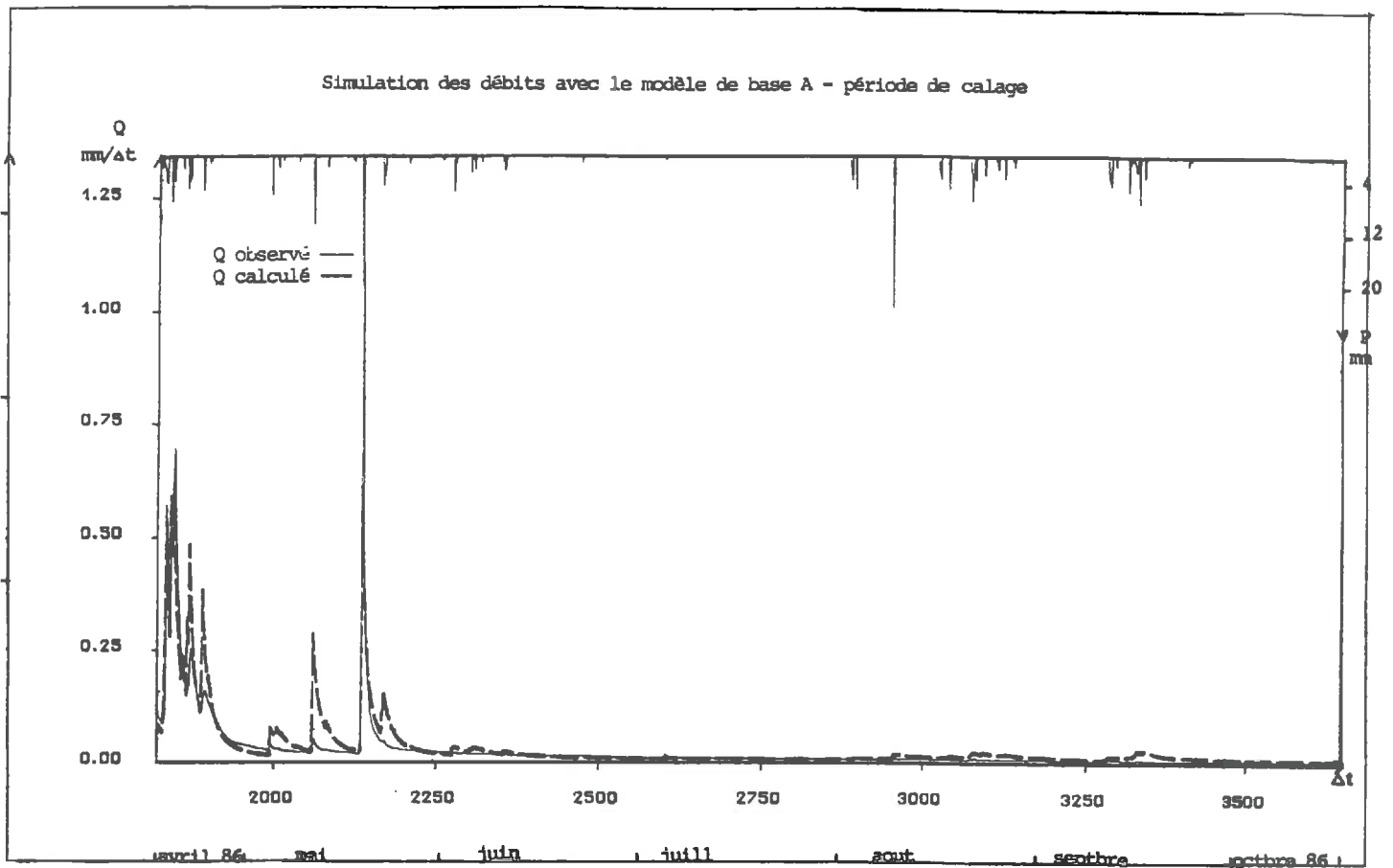
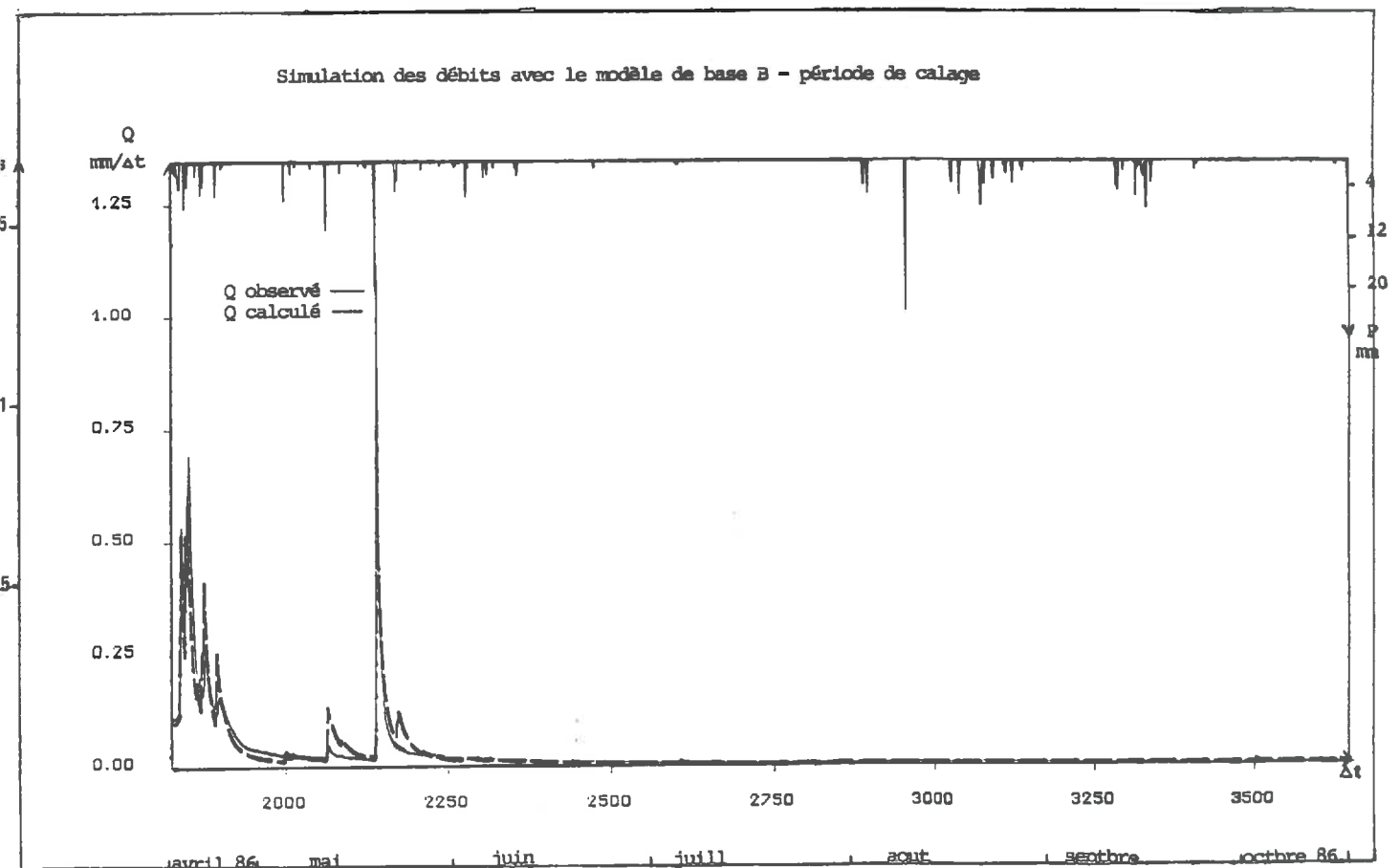


FIG N ° 43



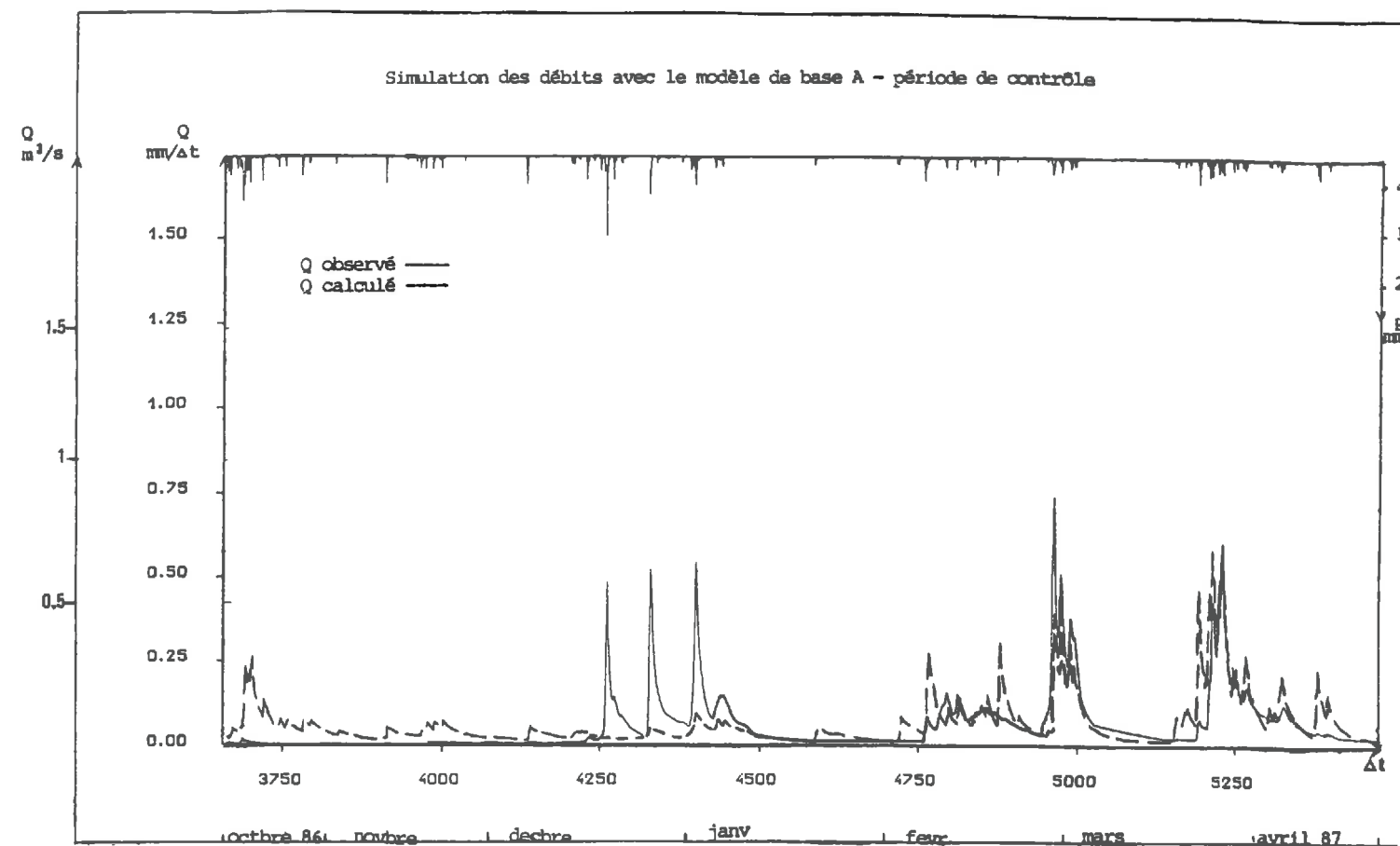
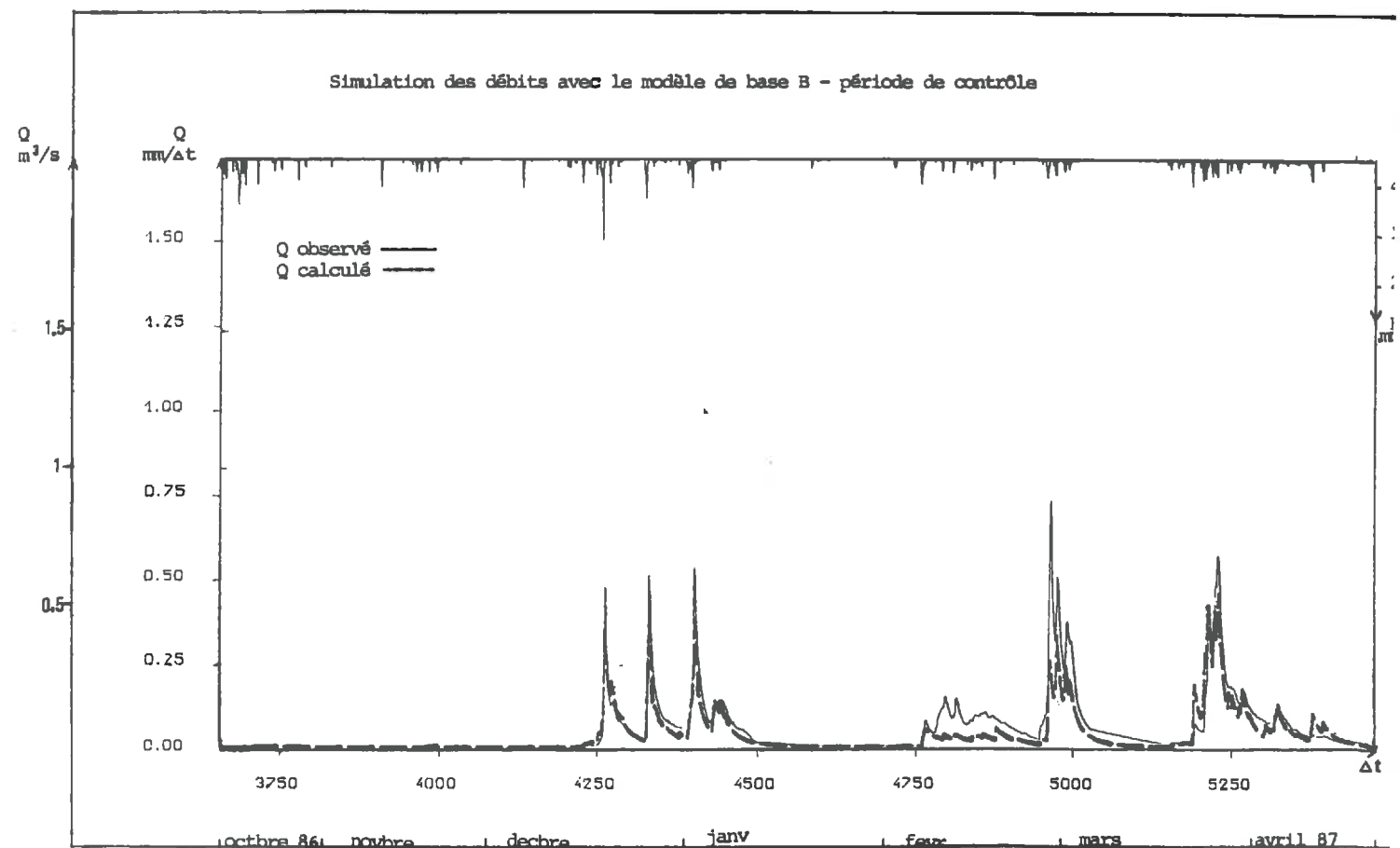


FIG N° 44



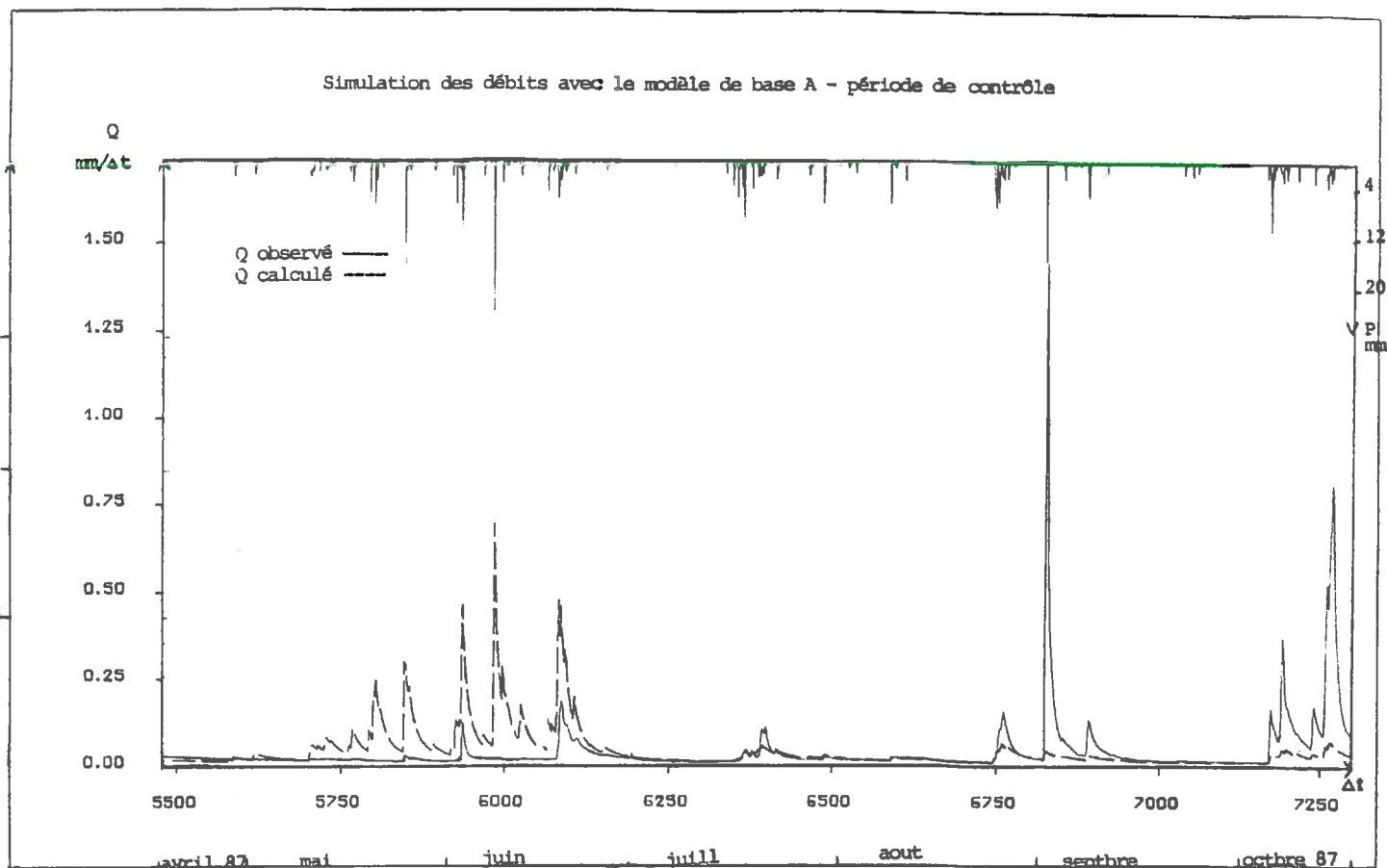
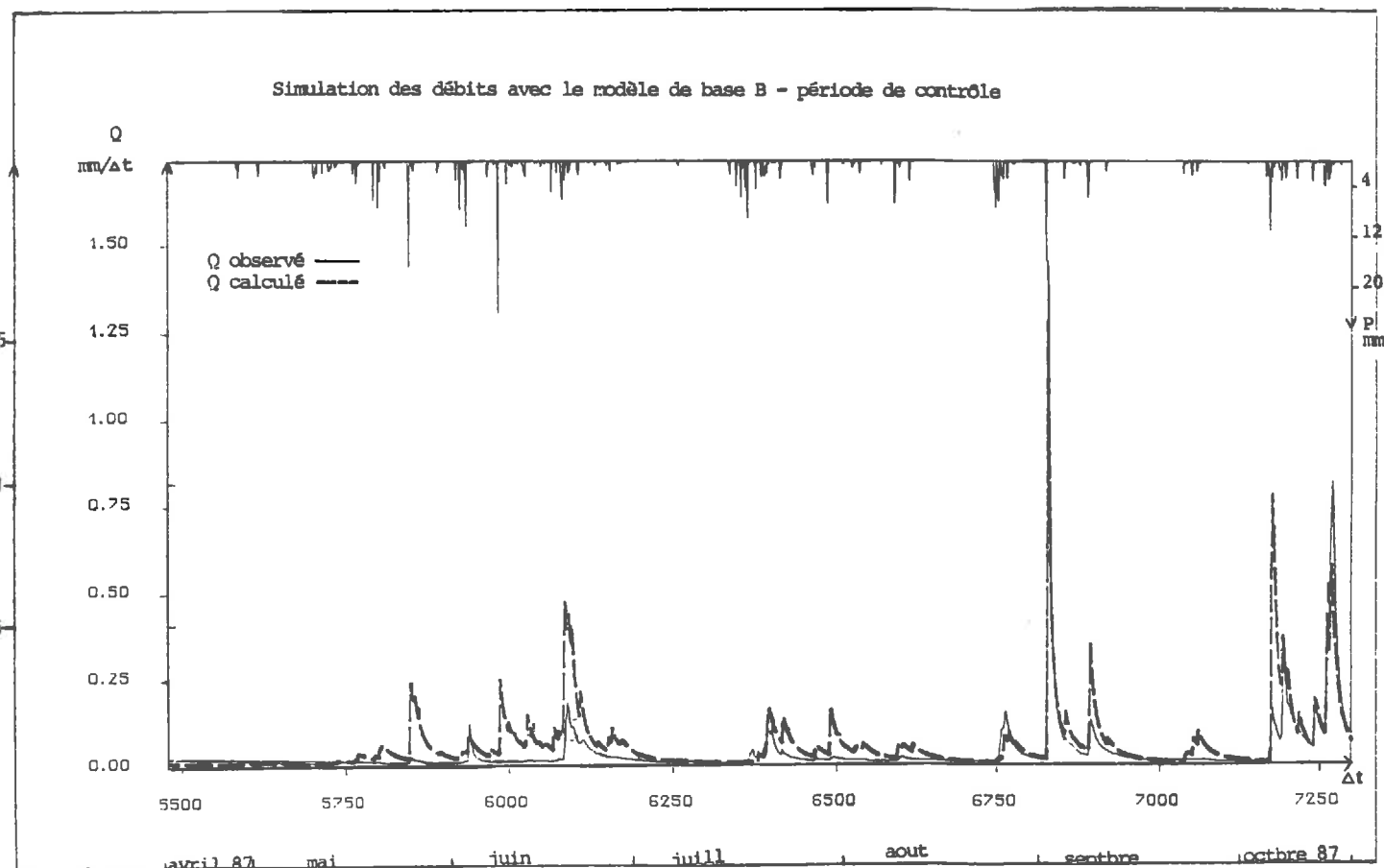


FIG N ° 45



pour le modèle B : Elle augmente en valeur absolue de 49,3% dans le premier cas et seulement de 16% dans le second.

| Comparaison des 2 modèles | Calage | Contrôle | a | b | c |
|------------------------------|----------|----------|------|------|---------|
| Modèle A | CR=18.8% | CR=68.1% | 3.15 | -.02 | c=104.4 |
| Modèle B | CR=15.2% | CR=31.2% | 83.9 | -.14 | c=94.5 |

Tableau n° 13
Comparaison des deux modèles A et B en simulation
sur une période de calage et de contrôle

Aussi, que ce soit pour la période de calage, ou d'une manière encore plus marquée pour la période de contrôle, il est patent que le recours aux données d'humidité du sol apporte une nette amélioration de la simulation des débits comparativement aux données d'évaporation. La grande sensibilité de la fonction critère (CR) autour de l'optimum (tableau n° 14) pour des petites variations des paramètres ($\frac{\Delta X}{X} = \pm 10\%$) montre que celui-ci a bien été atteint.

D'autre part, les deux modèles semblent plus sensibles aux paramètres a et b de la fonction de production qu'au paramètre c de la fonction de transfert. On remarque aussi, que le rôle de b semble plus modeste que celui de a ; en effet, celui-ci ne joue un rôle qu'en période sèche lorsque la réserve en eau est déficitaire, il servira alors de tampon pendant la période critique de reprise des écoulements. (cf IIème partie chapitre V).

| $\frac{\Delta X}{X}$ | Modèle | Modèle de base A | | | Modèle de base B | | |
|----------------------|--------|------------------|-------|-------|------------------|-------|-------|
| | Params | a | b | c | a | b | c |
| +50% | | -134% | -86% | -4.6% | -300% | -250% | -3.7% |
| +10% | | -4.5% | -2.8% | -0.5% | -70% | -58% | -0.5% |
| -10% | | -3% | -3.1% | -0.3% | -82% | -52% | -2.8% |
| -50% | | -100% | -66% | -3.3% | -283% | -227% | -4.8% |

Tableau n° 14
Etude de sensibilité: valeurs de $\Delta CR/CR$ consécutives
à des variations $\Delta X/X$ des paramètres a,b,c

Si l'on compare les chroniques de débits simulés (période de calage fig n° 42 et n° 43, période de contrôle fig n° 44 et n° 45) on remarque que sur la période de contrôle le modèle proposé permet une meilleure simulation du devenir des pluies en période d'étiage et surtout aux périodes critiques de reprise des écoulements de crue (crues de décembre 86 et de septembre 87) (fig n° 46 et n° 47).

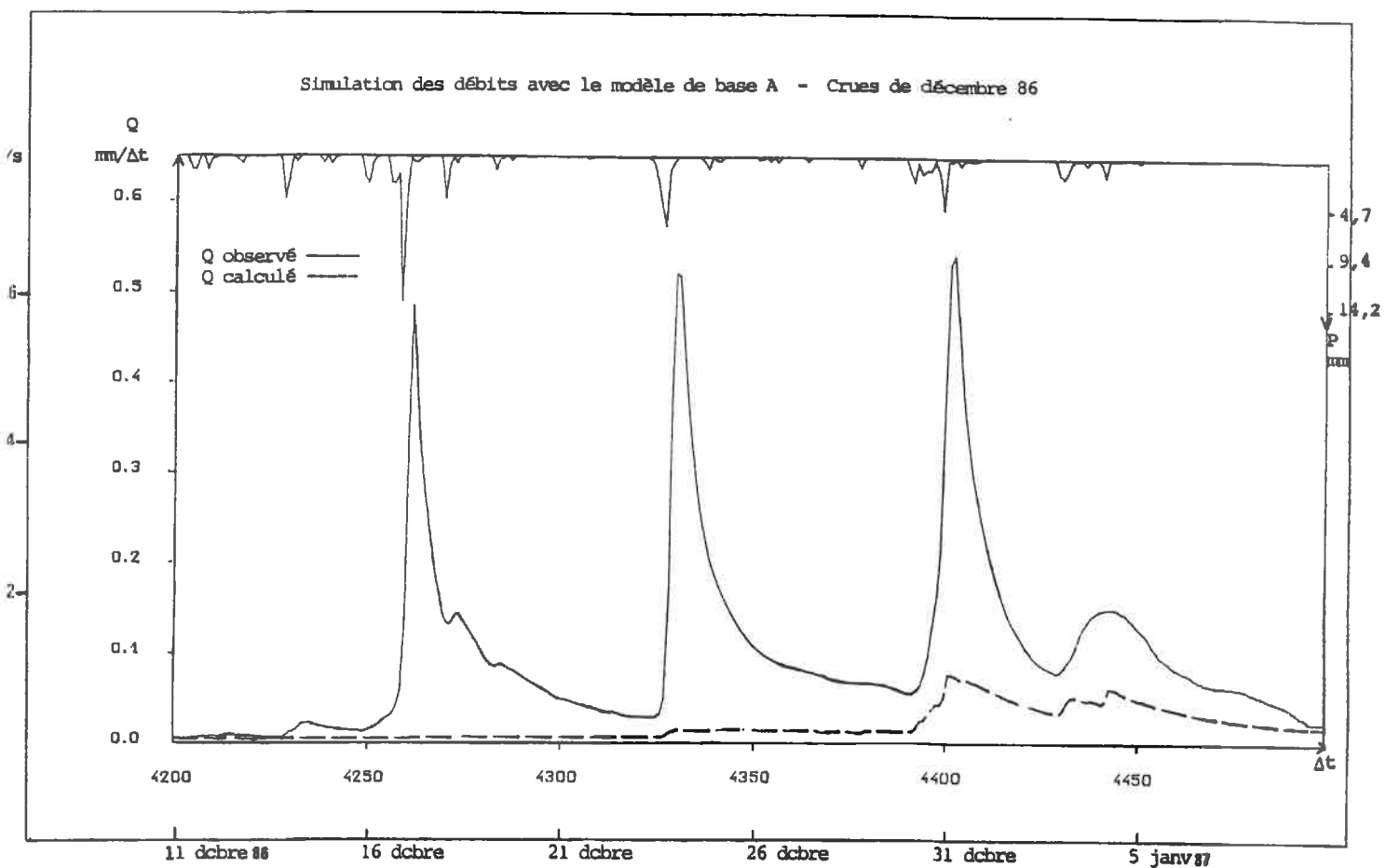
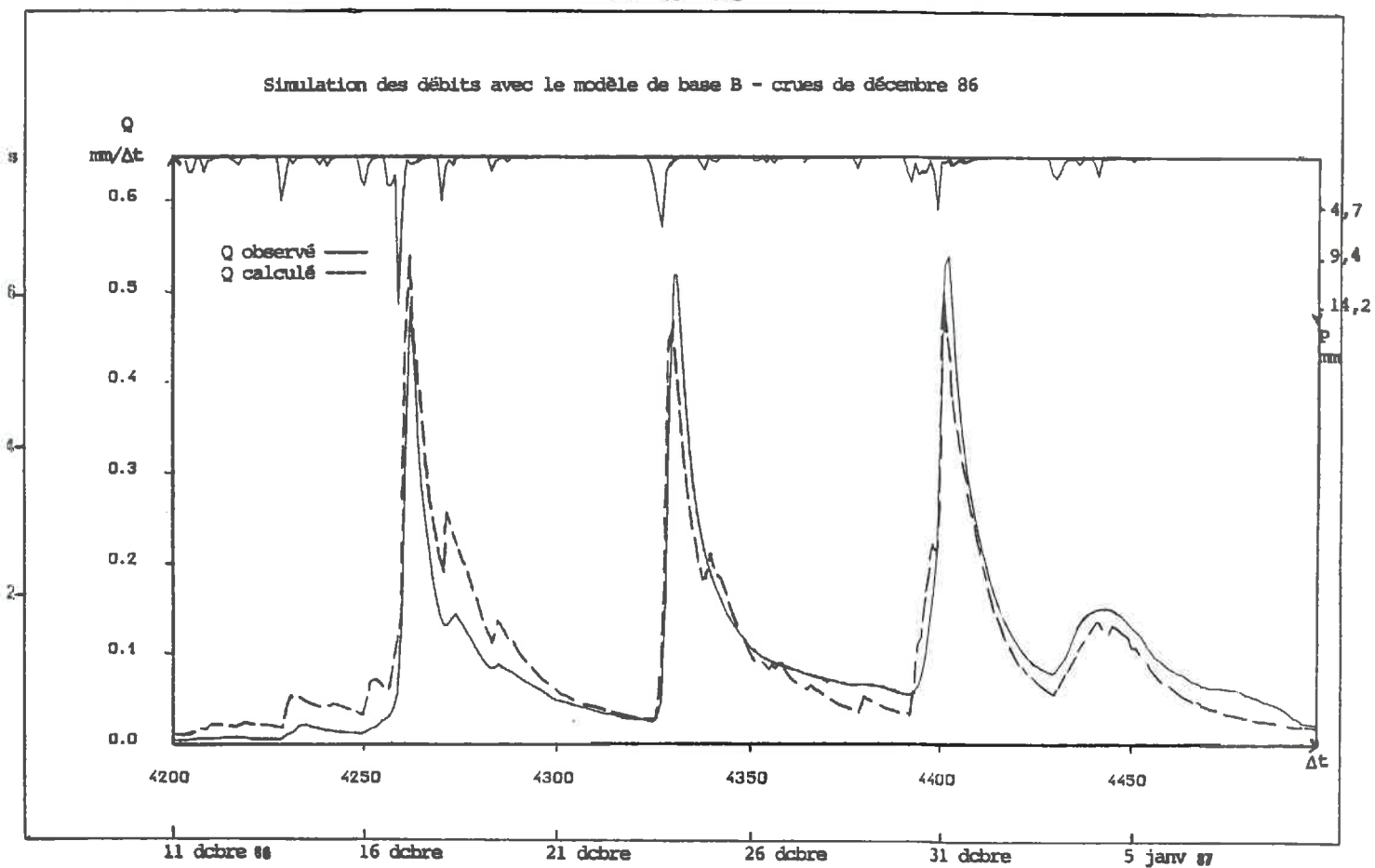


FIG N °46



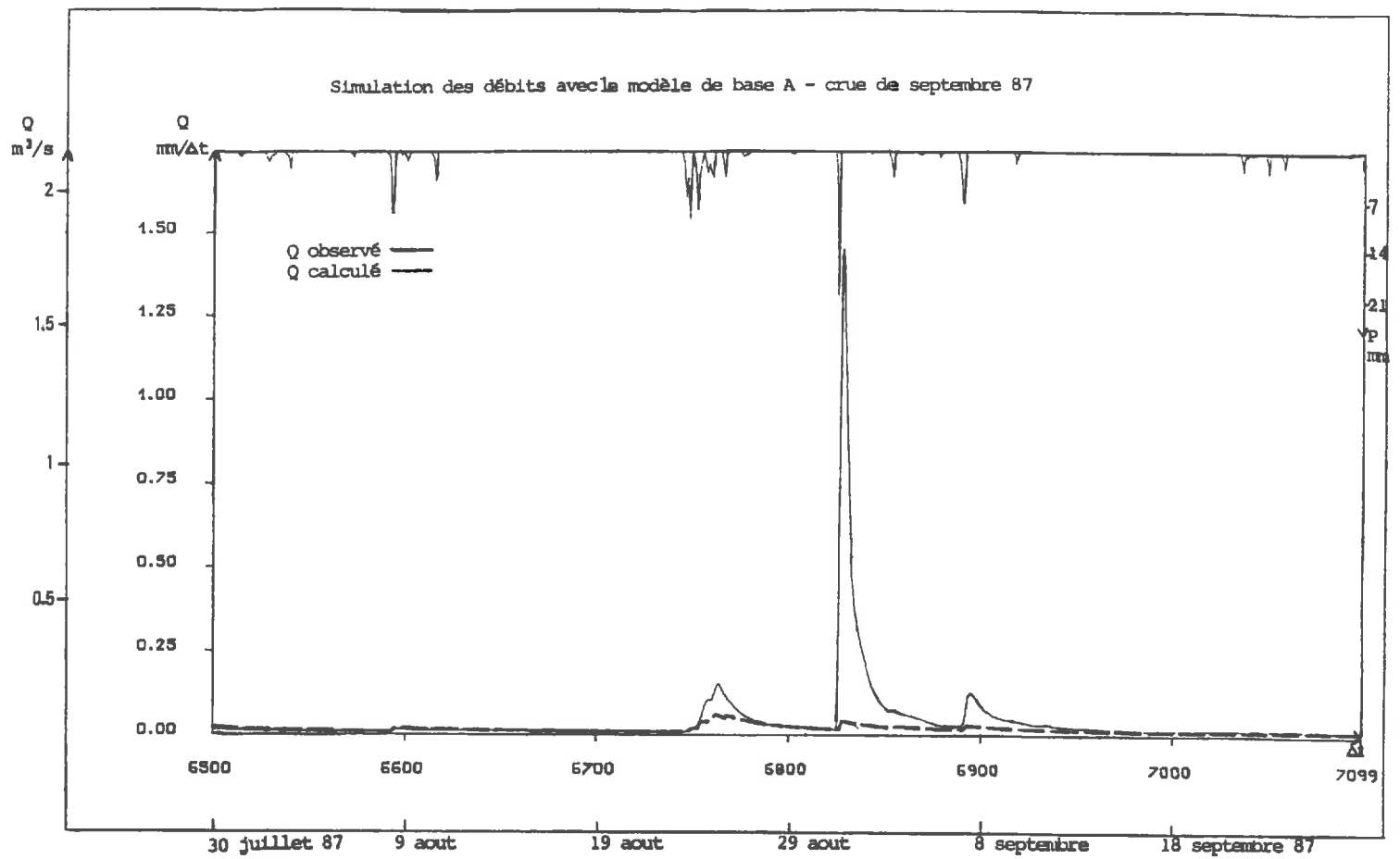
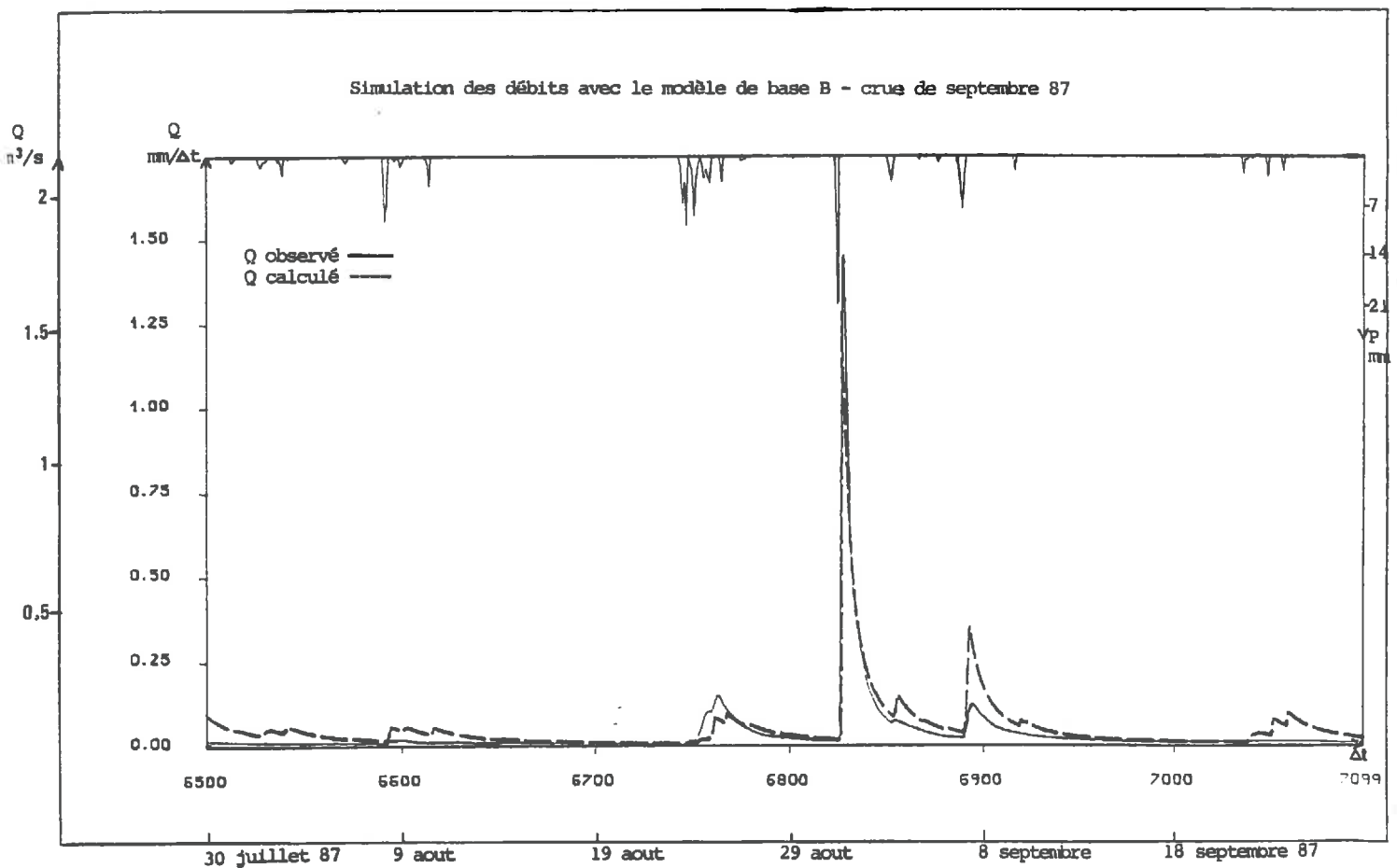


FIG N ° 47



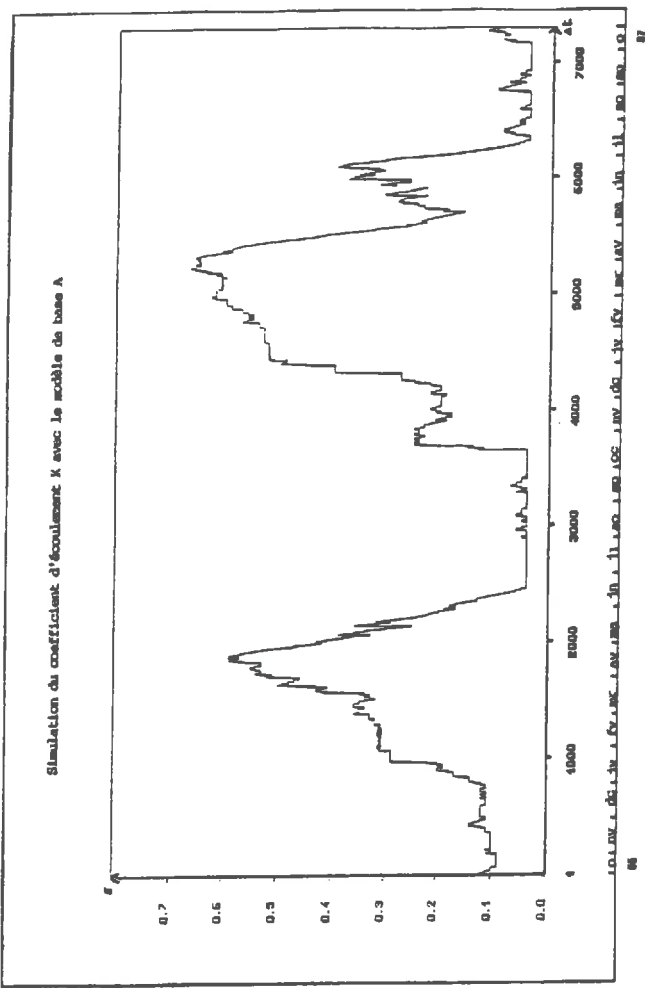
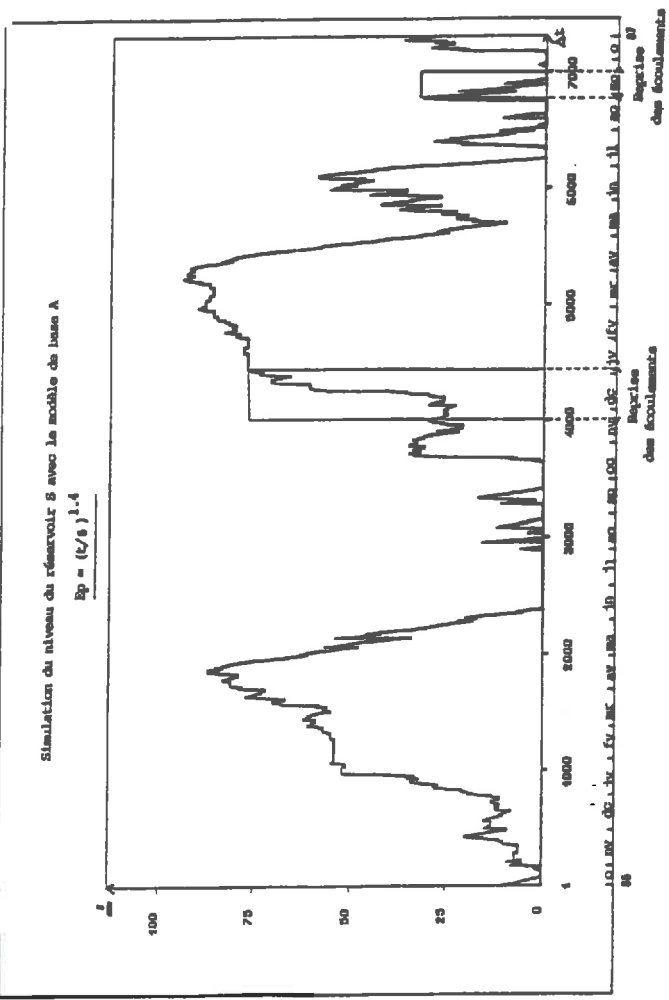
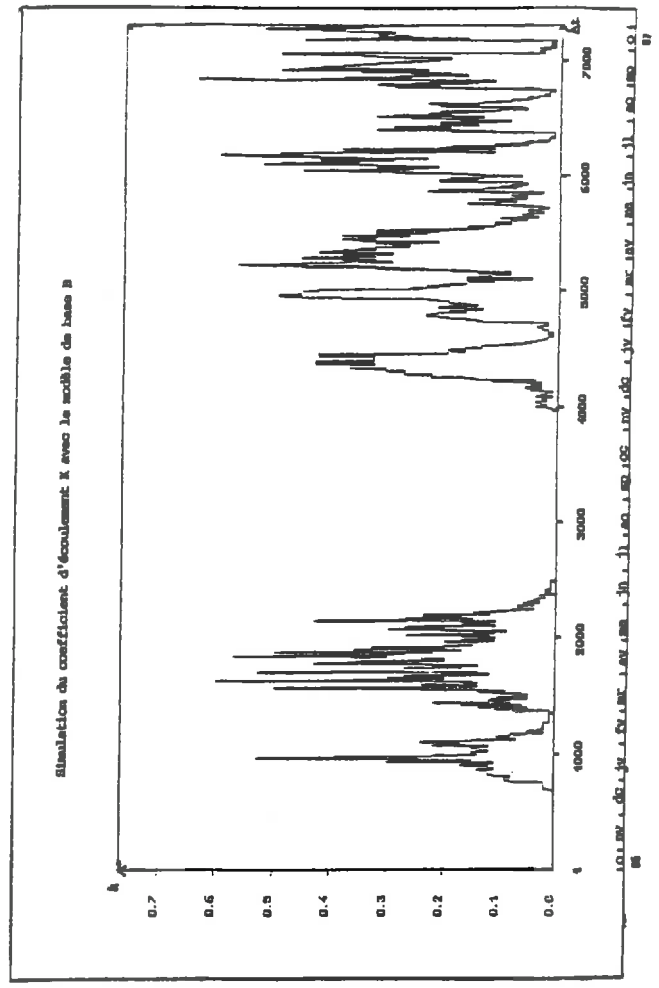
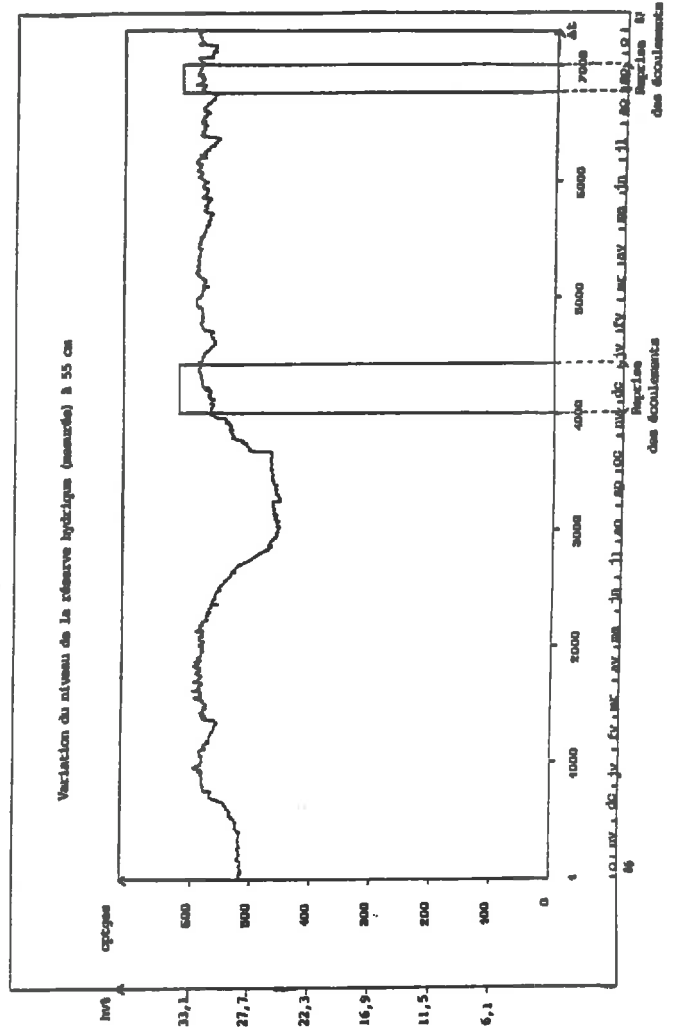


FIG N ° 48



En effet, lors du redémarrage des crues, le niveau du réservoir S est encore très bas alors que les teneurs en eau ont déjà une valeur élevée depuis quelques jours (fig n° 48).

Comme dans le modèle A, c'est l'état du réservoir S qui commande le coefficient d'écoulement K, il est normal que pendant ces périodes critiques, la valeur de K obtenue soit plus faible qu'avec le modèle B qui utilise les teneurs en eau réelles (fig n° 48).

Cette tendance du modèle de base A à mal simuler les crues survenant en fin de période des basses eaux n'est pas propre à celui-ci mais à quasiment tous les modèles conceptuels (MAILHOL, 1983) comme nous avons pu le voir dans la première partie de cette étude.

Etant donné que la modélisation du réservoir S ne peut être faite de façon satisfaisante, on pourrait imaginer d'introduire des possibilités de réajustements de son niveau à partir de mesures de teneur en eau ; cette possibilité a été étudiée un peu plus loin dans le chapitre VII.

Sans tenir compte des réajustements possibles du niveau du réservoir S, il est beaucoup plus intéressant pour la simulation des chroniques de débit d'utiliser des mesures de teneur en eau du sol à un pas de temps fin plutôt qu'une évaluation de l'évaporation, car on obtient ainsi à tout moment, de manière directe un indice efficace de l'état du réservoir "sol".

VI.2 - En prévision :

Lorsque le modèle fonctionne en prévision et non plus en simulation la question que se pose alors, est de savoir s'il y a toujours amélioration des résultats. Dans ce cas là, on corrige les débits calculés par le modèle A, par l'estimation de l'erreur constatée aux pas de temps précédents ou par la mise à jour des paramètres gérant le réservoir S.

Pour réactualiser le modèle au fur et à mesure, l'outil qui a été le plus développé au cours de ces quinze dernières années et appliqué à de nombreux domaines, c'est le filtre de KALMAN dont nous rappelons rapidement les principes en annexe III.2.f2.

En hydrologie il a servi à la prévision à court terme et surtout à l'utilisation de l'information recueillie au fur et à mesure.

L'importance des développements théoriques dont il a fait l'objet ainsi que la grande variété des applications qui ont suivi, rendent le sujet assez volumineux.

L'application des équations du filtre à l'hydrologie et plus particulièrement à la prévision en temps réel, a fait l'objet de nombreuses études. Au CEMAGREF ce point a surtout été développé par LEVIANDIER et MAILHOL (1983, 1986, 1987).

L'utilisation que nous en avons faite est une adaptation très simplifiée qui s'apparente à un traitement d'erreur par un processus de type ARIMA (traitement autorégressif des écarts).

VI-2.1 - Traitement de l'erreur du modèle

A la différence des équations présentées en annexe, la variable d'état est pour nous un scalaire, ce qui simplifie beaucoup les calculs :

- la variable d'état X est pour nous, l'erreur du modèle qui évolue selon un processus d'autocorrélation ;
- \hat{X}_0 est l'estimation de l'erreur au temps 0, nous prenons $\hat{X}_0=0$
- P_0 est une constante égale à la variance de l'erreur, $P_0=s^2$
- la commande sur le système F , est dans notre application égale à 0
- on prend ρ égale à ρ autocorrélation des erreurs et C_k égale à 1
- et pour Q_k et R_k on prend des constantes A et B correspondant respectivement aux variances de W_k et V_k .

Le système s'écrit alors :

$$\begin{aligned} X_k &= \rho X_{k-1} + W_{k-1} \text{ équation d'état} \\ Z_k &= X_{k-1} + V_{k-1} \text{ équation de mesure} \end{aligned}$$

où :

Z_k = débit k observé - débit k calculé par le modèle

$$\begin{aligned} \hat{X}_k &= \rho \hat{X}_{k-1} + K_k (Z_k - \rho \hat{X}_{k-1}) \\ K_k &= \rho^2 P_{k-1} + A / (\rho^2 P_{k-1} + A + B) \\ P_k &= (1 - K_k) (\rho^2 P_{k-1} + A) \end{aligned}$$

avec :

$$\begin{aligned} A &= \alpha (1 - \rho^2) s^2 \\ B &= \beta (1 - \rho^2) s^2 \end{aligned}$$

α, β sont appréciés par l'utilisateur

$$\rho = \frac{\sum_{k=2}^n Z_k \cdot Z_{k-1}}{\sum_{k=1}^n Z_k^2}$$

L'estimation de X au temps k sera la correction à affecter au débit calculé par le modèle au temps $k+1$, c'est à dire à l'erreur de sortie du modèle plutôt qu'à ses paramètres comme il est également habituel de procéder (MAILHOL, 1983).

VI.2.2 - Résultats en prévision avec correction des erreurs :

Nous avons testé le modèle, en introduisant un délai entre les entrées et les sorties, supérieur au pas de temps choisi. Cette utilisation nous l'avons appelée ici, fonctionnement en prévision.

Le délai de prévision choisi est de 4 h 48 mn c'est-à-dire deux pas de temps ($Q_k \text{ prévu} = Q_{k+2} \text{ calculé}$), pendant ce délai les pluies sont supposées nulles.

Ne faisant pas dans un premier temps de corrections en temps réel, nous nous sommes autorisés à recalculer les paramètres sur deux ans de données suivant une fonction critère définie par l'écart quadratique moyen entre les débits observés et les débits calculés avec le délai de prévision de 4 h 48 mn.

Les résultats obtenus pour les deux modèles A et B se trouvent sur le tableau ci-dessous :

| Calage sur 2 ans d'observation | Modèle de base A | | Modèle de base B | |
|-----------------------------------|------------------|-----------------------------|------------------|------------------------------|
| | CR % | Params mm | CR % | Params mm |
| Calage en simulation | 39.6 | a=3.2 b=-.03 c=120 | 24.6 | a=84.1 b=-.14 c=98.7 |
| Calage en prévision | 43.1 | a=2.49 b=-.03 c=175.8 | 29 | a=84.09 b=-.14 c=109.6 |

Tableau n° 15
Comparaison des résultats en simulation et en prévision
des modèles A et B

Sur le même tableau se trouvent aussi les résultats du calage en simulation, on peut ainsi, comparer ces résultats entre eux. Comme on s'y attendait du fait du délai de prévision choisi, on constate une légère dégradation de la fonction critère pour les deux modèles; il faut noter cependant qu'entre le modèle A et le modèle B, l'écart des fonctions critères reste à peu près équivalent avec toujours un meilleur résultat pour le modèle B.

Les nouvelles valeurs optimales des paramètres ont pu alors être utilisées pour le fonctionnement avec correction des erreurs de sortie du modèle. Plusieurs tests ont été effectués pour différentes valeurs des coefficients α et β déterminant les valeurs de A et B (variances des bruits) tels que :

$$\begin{aligned} A &= \alpha (1 - \rho^2) s^2 \\ B &= \beta (1 - \rho^2) s^2 \end{aligned}$$

Suivant les valeurs prises par α et β on aura la correction qui variera :

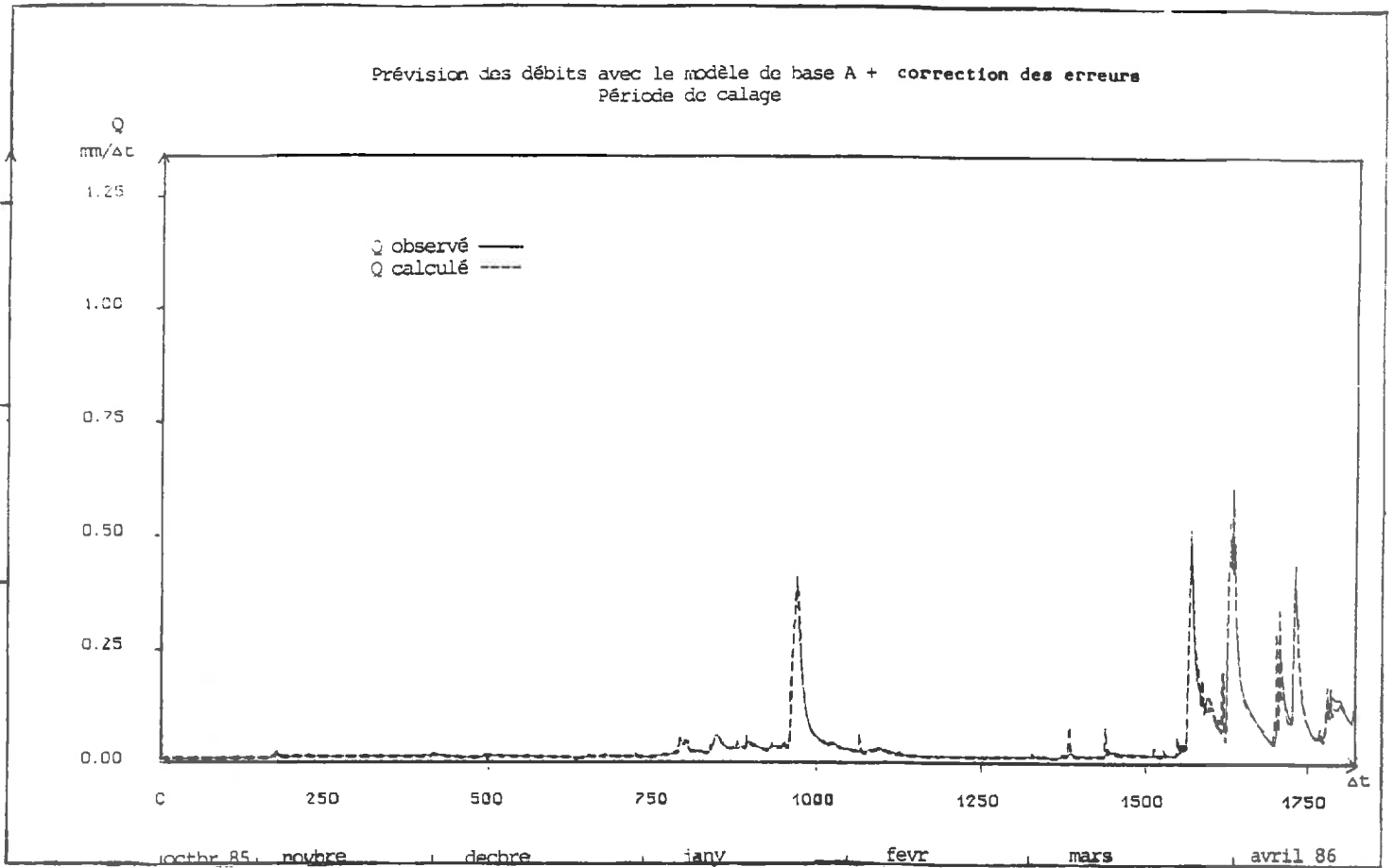
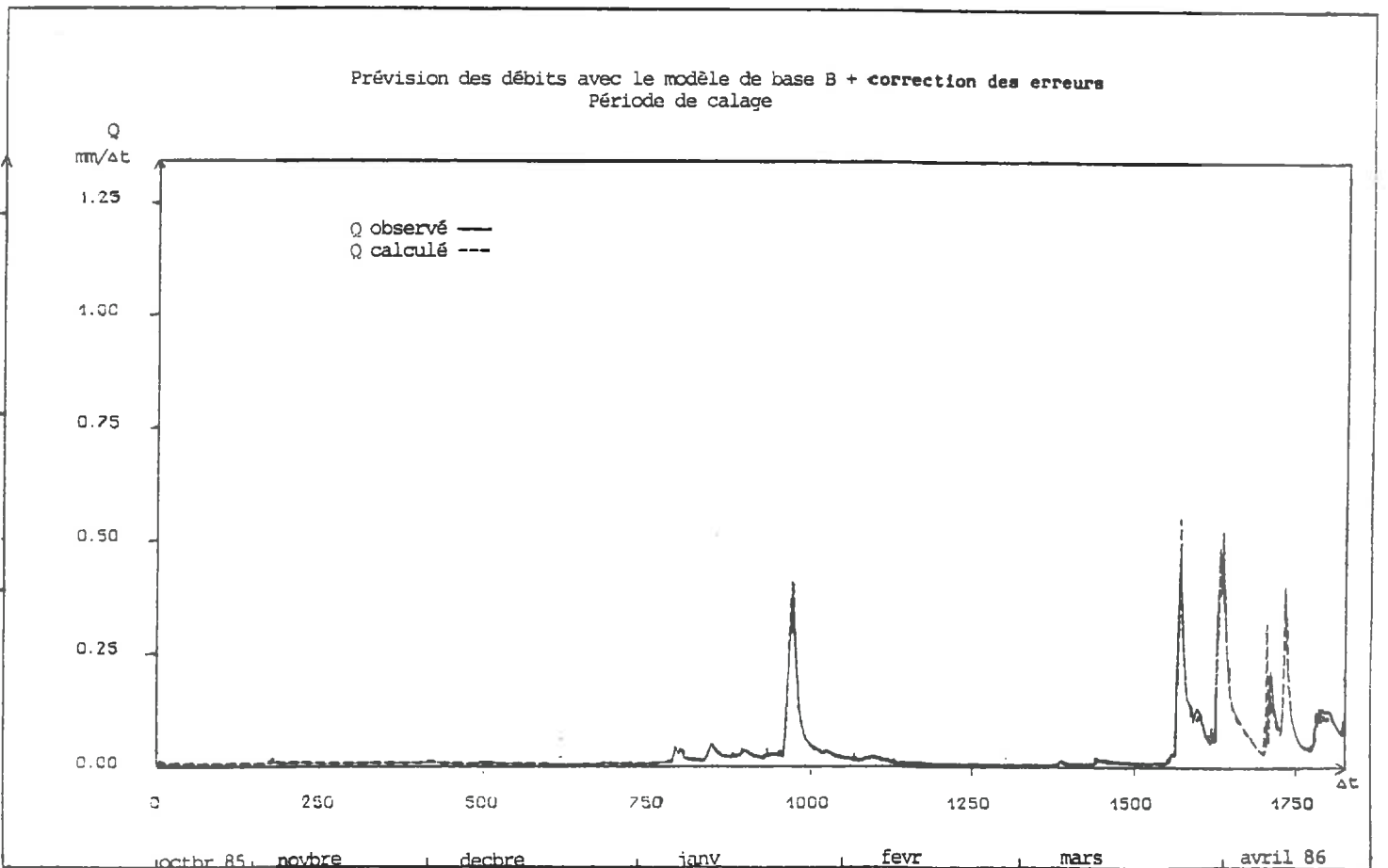


FIG N ° 49



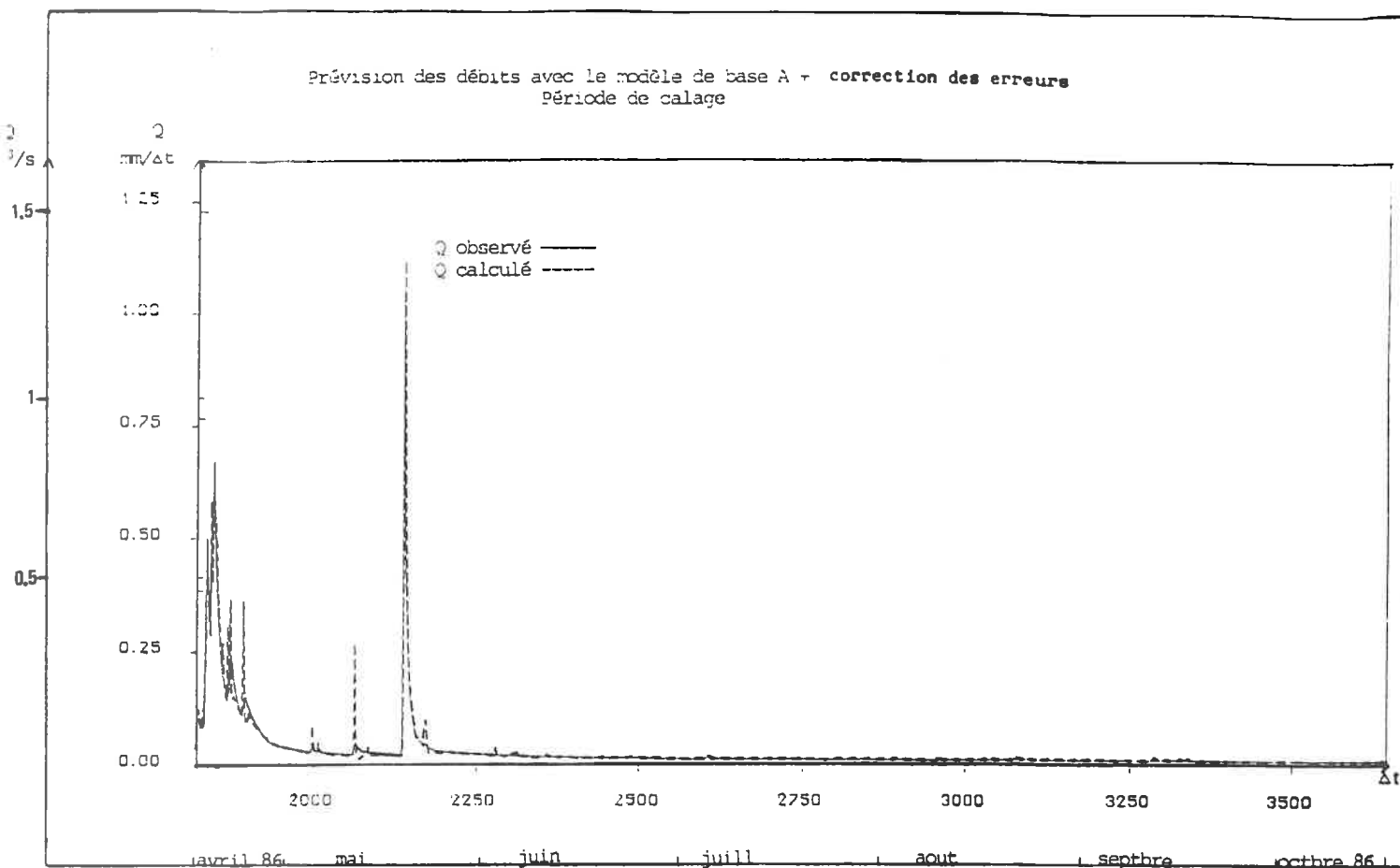
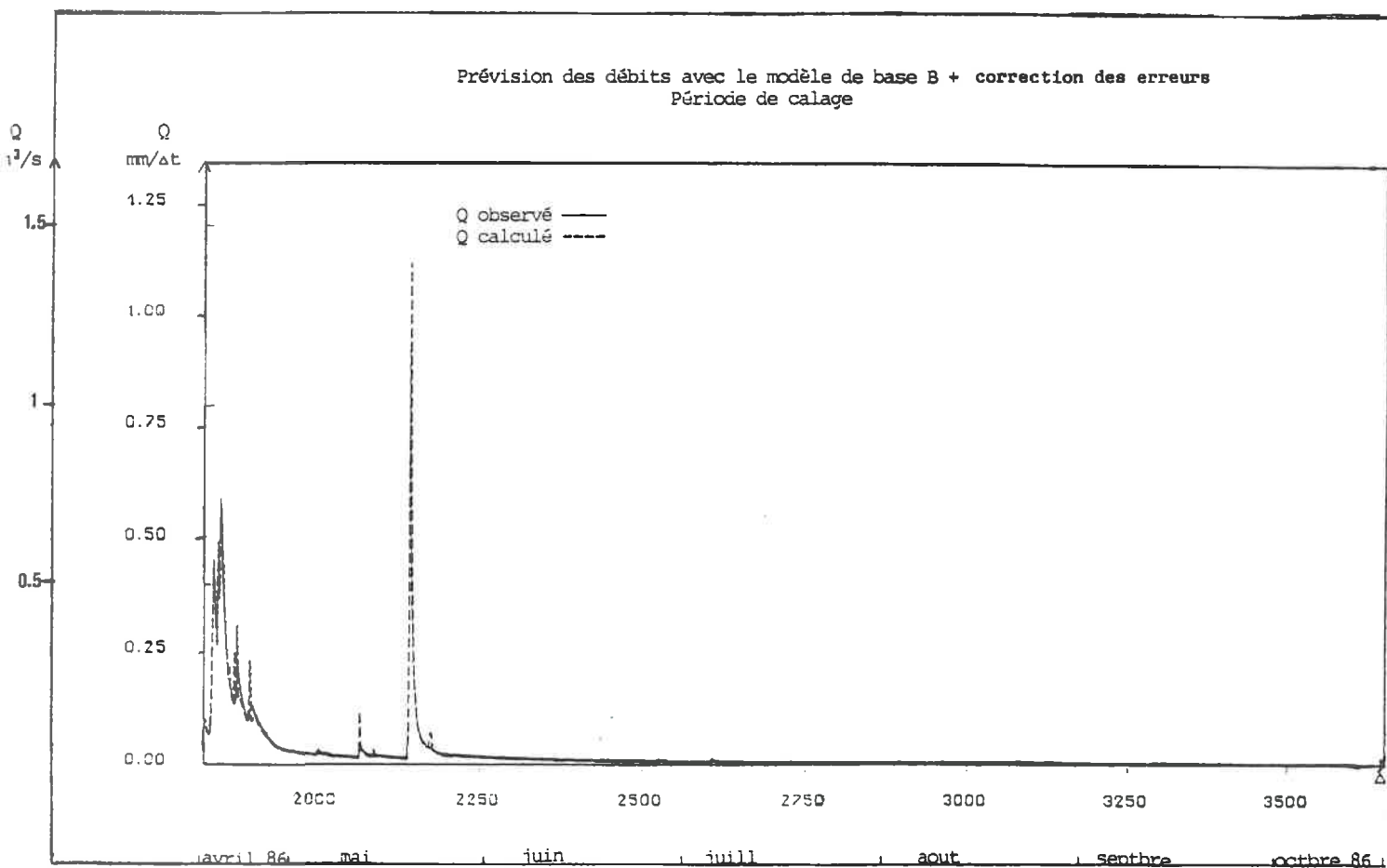


FIG N °50



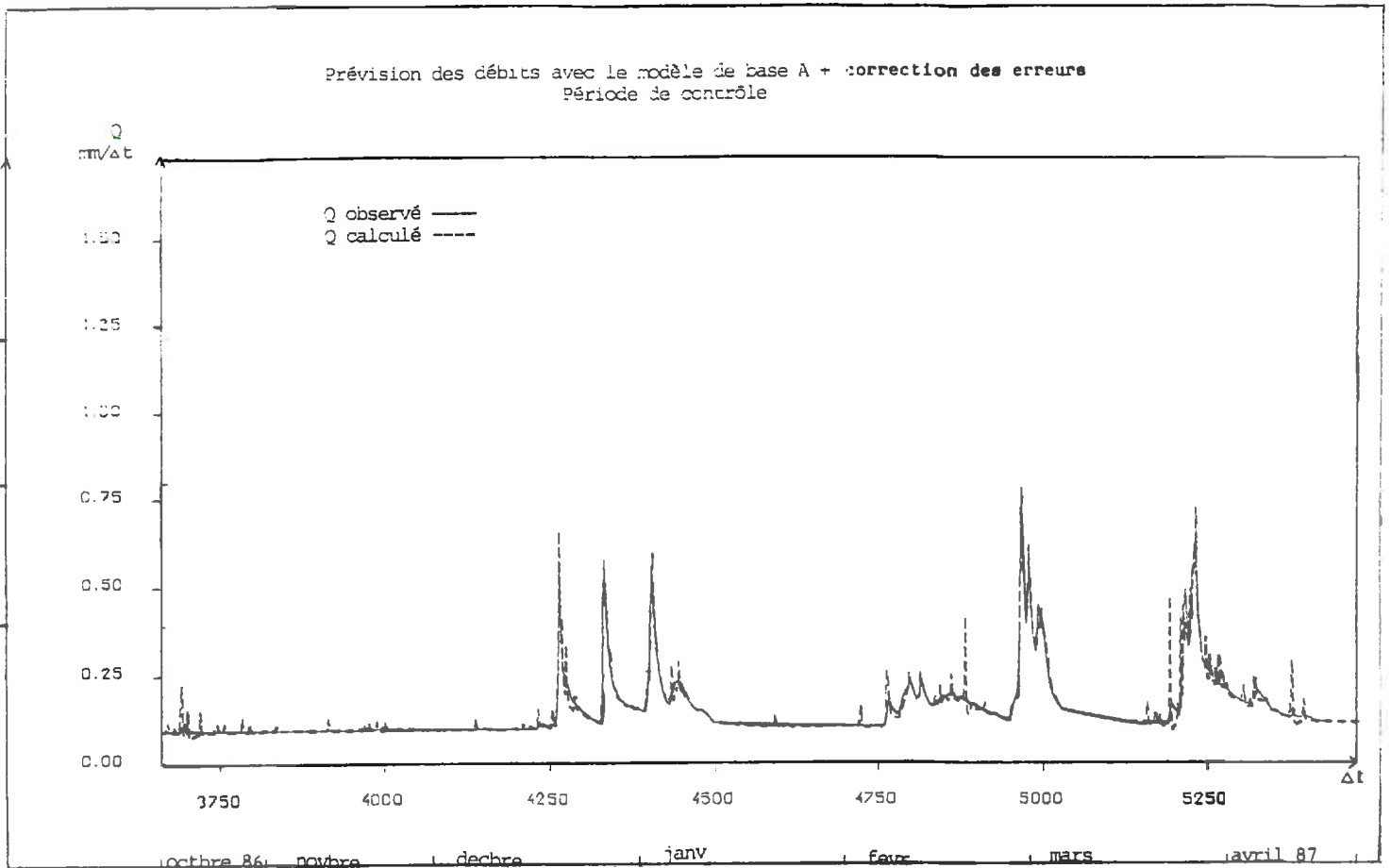
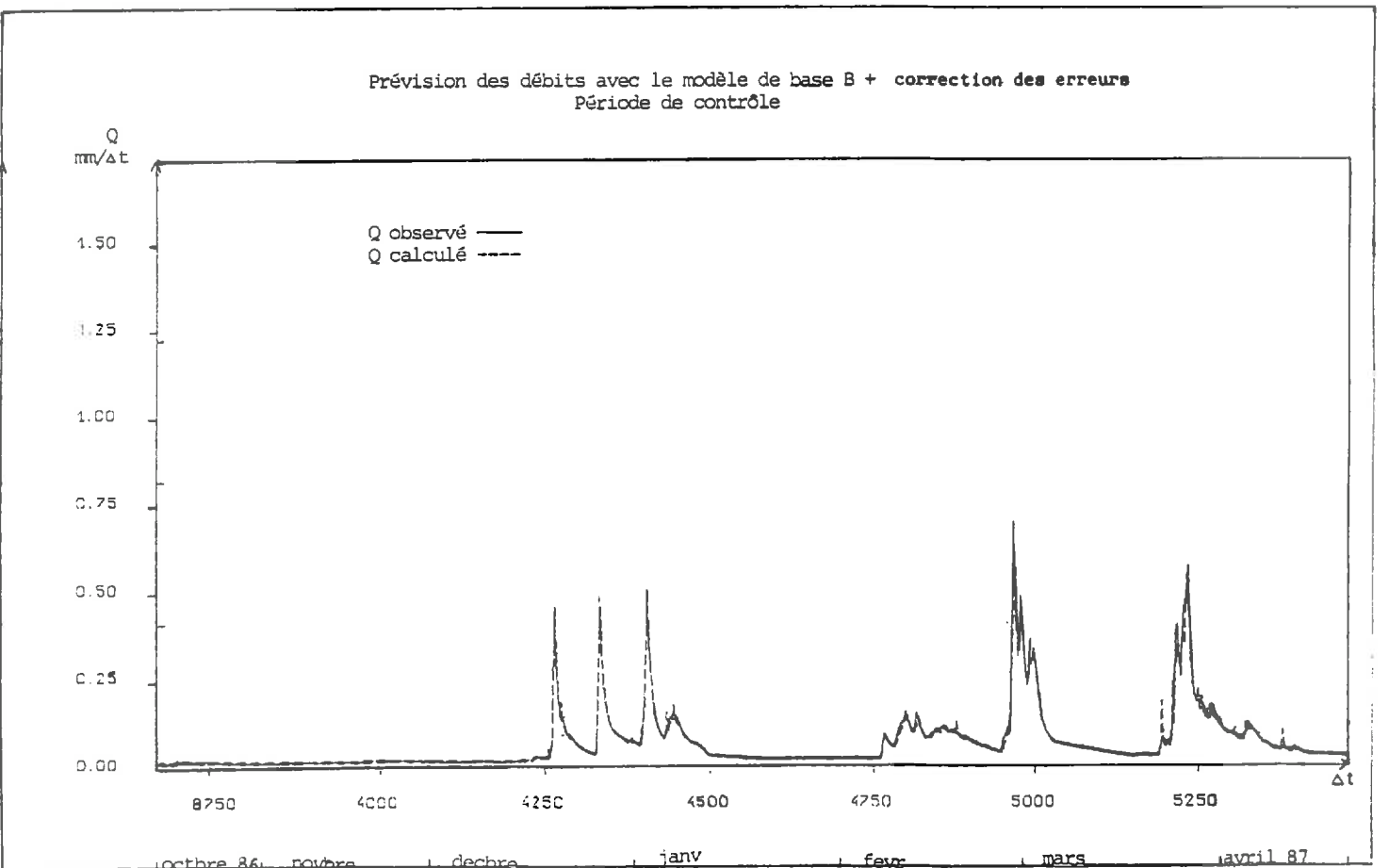


FIG N° 51



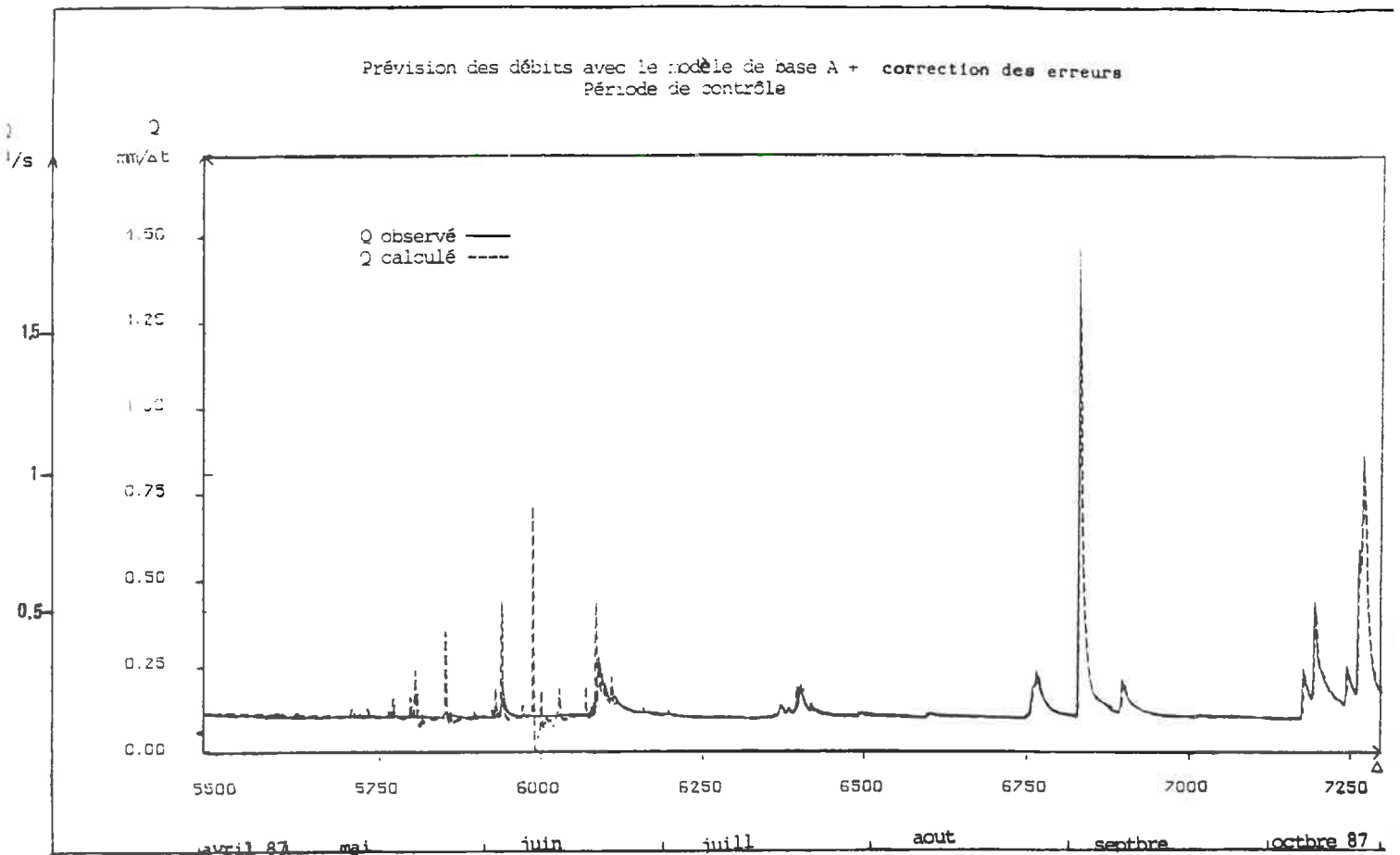
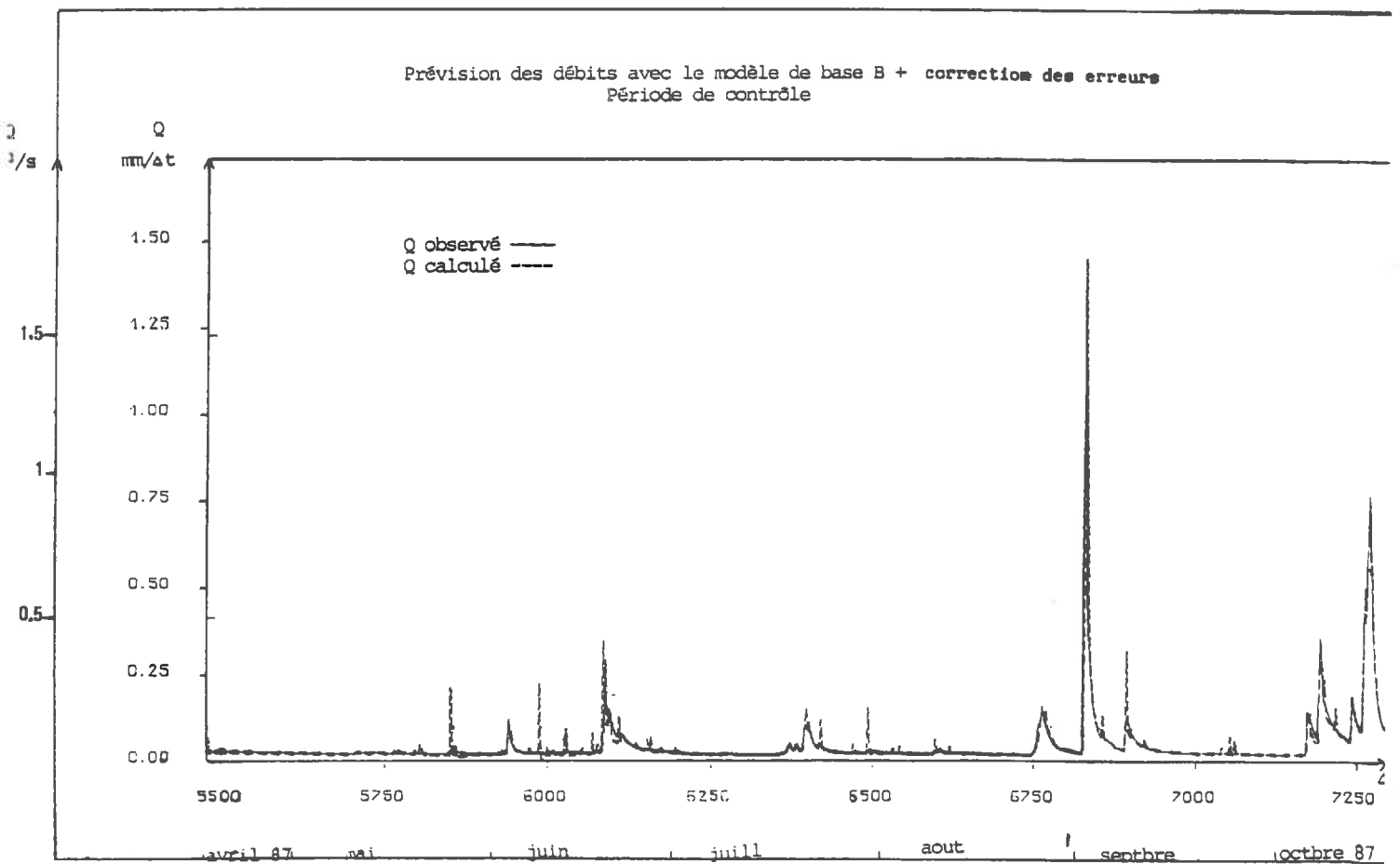


FIG N °52



$$K = \rho^2 \cdot P^{k-1} + A / (\rho^2 P^{k-1} + A + B)$$

Si $B \gg A$, alors $K \rightarrow 0$, la correction est inexistante :

$$\hat{X}_k = \rho \hat{X}_{k-1}$$

Si $B \ll A$, alors $K \rightarrow 1$, la correction est très importante :

$\hat{X}_k = \rho \hat{X}_{k-1} + \text{une correction égale aux écarts entre la mesure réelle et la mesure attendue.}$

Le tableau n° 16 , donne les résultats de ces différents tests:

| Correction en prévision | $\alpha=.6, \beta=.3$ | $\alpha=.3, \beta=.6$ | $\alpha=.5, \beta=.5$ | $\alpha=.9, \beta=.1$ | $\alpha=.1, \beta=.9$ |
|-------------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| Modèle A | CR=16.8% | CR=17.6% | CR=16.7% | CR=16.8% | CR=20.9% |
| Modèle B | CR=9.6% | CR=10.9% | CR=9.4% | CR=10.4% | CR=12.4% |

Tableau n° 16
Résultat des différents tests effectués en prévision avec correction des erreurs pour différentes valeurs de α et β

On remarque tout d'abord une nette amélioration de la fonction critère pour les deux modèles (avec toujours un gain pour le modèle B).

Mais si l'on examine de façon globale les résultats graphiques (fig n° 49 , 50 , 51 , 52) en les comparant à ceux sans correction (fig n° 42, 43, 44, 45) on remarque que même s'il y a effectivement une amélioration de la modélisation sur l'ensemble de la période étudiée, la prévision , malgré une baisse de la fonction critère, est aussi mauvaise que la simulation pour des périodes comme l'étiage de juin 87 (notamment pour le modèle A).

Les résultats graphiques, montrent donc la non pertinence de la correction sur l'ensemble de la période, même si le critère numérique laissait penser à une amélioration en prévision.

D'autre part, nous avons examiné plus attentivement les périodes où la correction d'erreur paraissait satisfaisante et plus particulièrement, nous avons choisi d'étudier les périodes critiques correspondant aux reprises d'écoulement après un long étiage.

On remarque que c'est le modèle A qui réagit le moins bien à une faible correction des résultats ce qui est dû à sa mauvaise représentation, en simulation, de certaines crues fortes.

Les crues sélectionnées sont celles de janvier 86, décembre 86, septembre 87 et octobre 87 (fig n° 53 et n° 54).

Sur ces figures il apparaît nettement que la correction n'améliore pas toujours la qualité de la prévision et induit souvent un retard sur les pointes de crues.

En effet, si l'écart entre le débit observé et le débit calculé est nul ou très faible, deux pas de temps plus tard (délai de

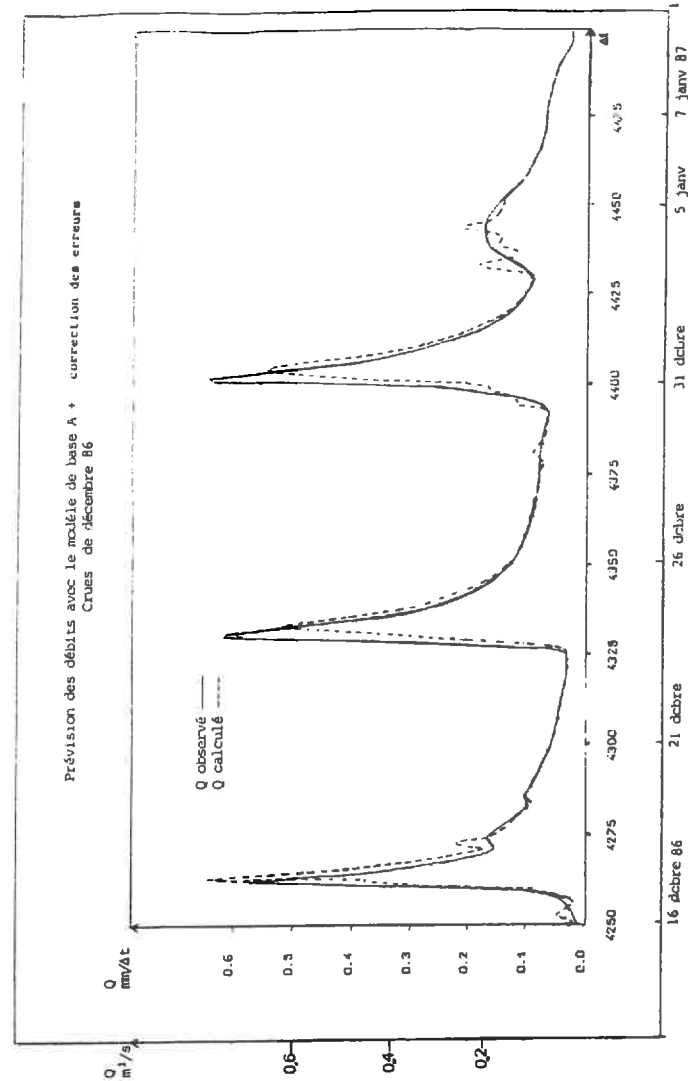
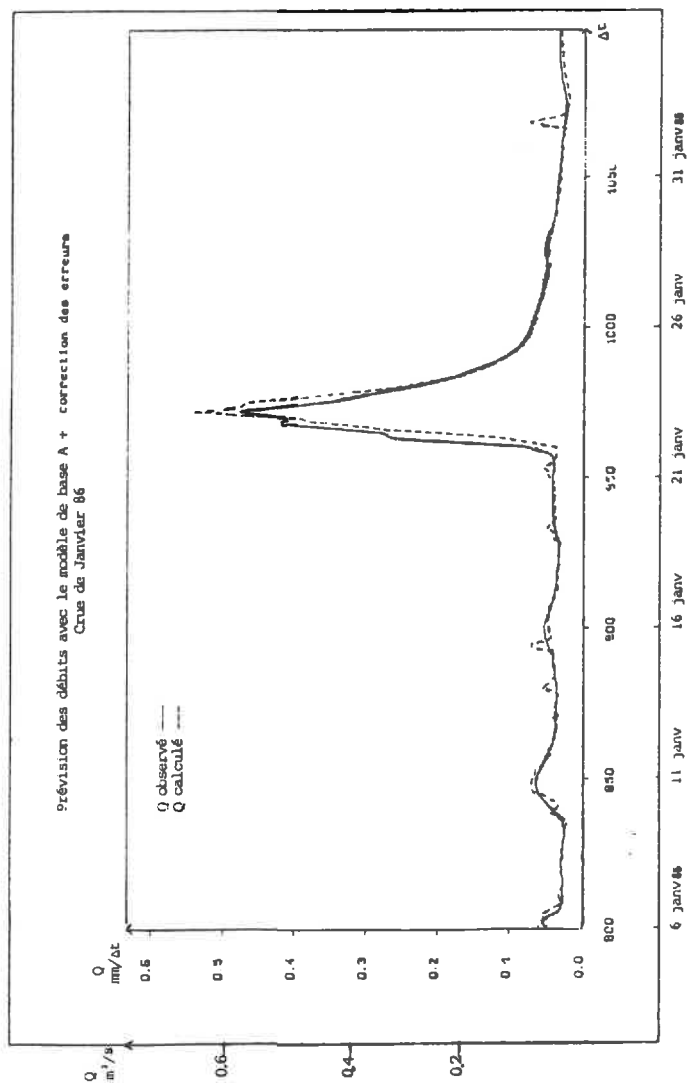
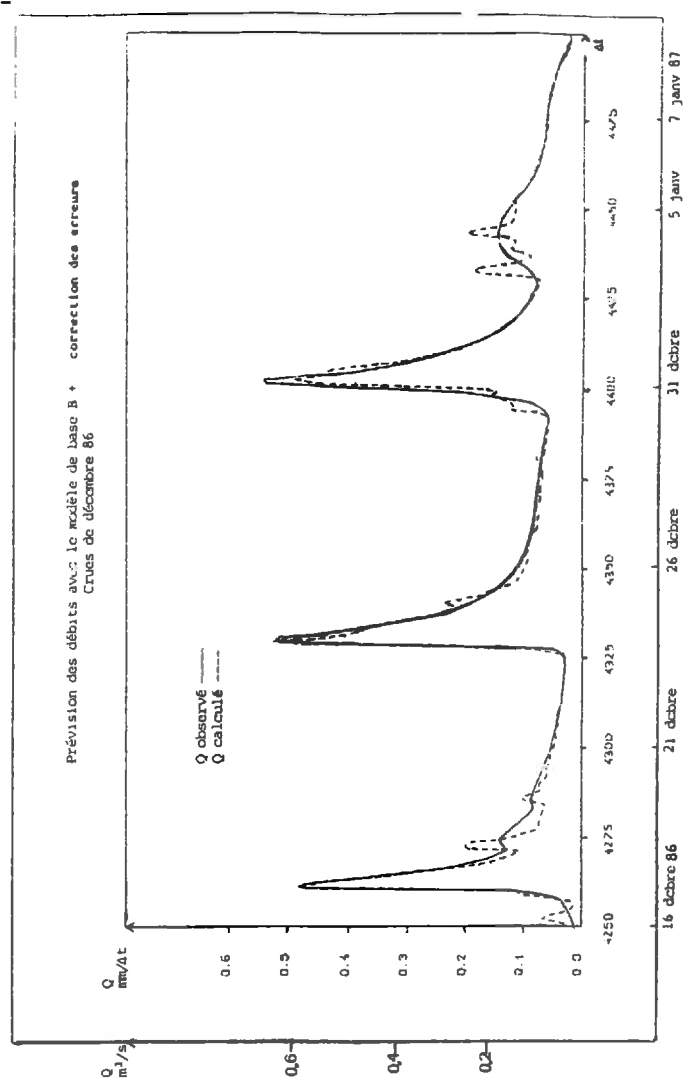
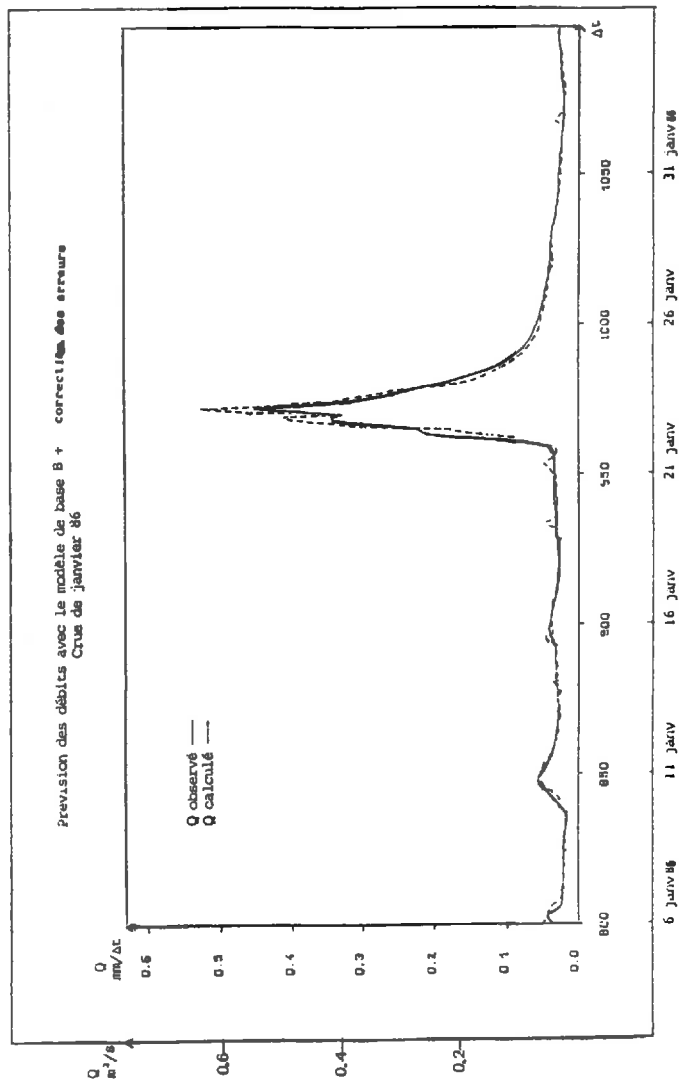


FIG N° 53



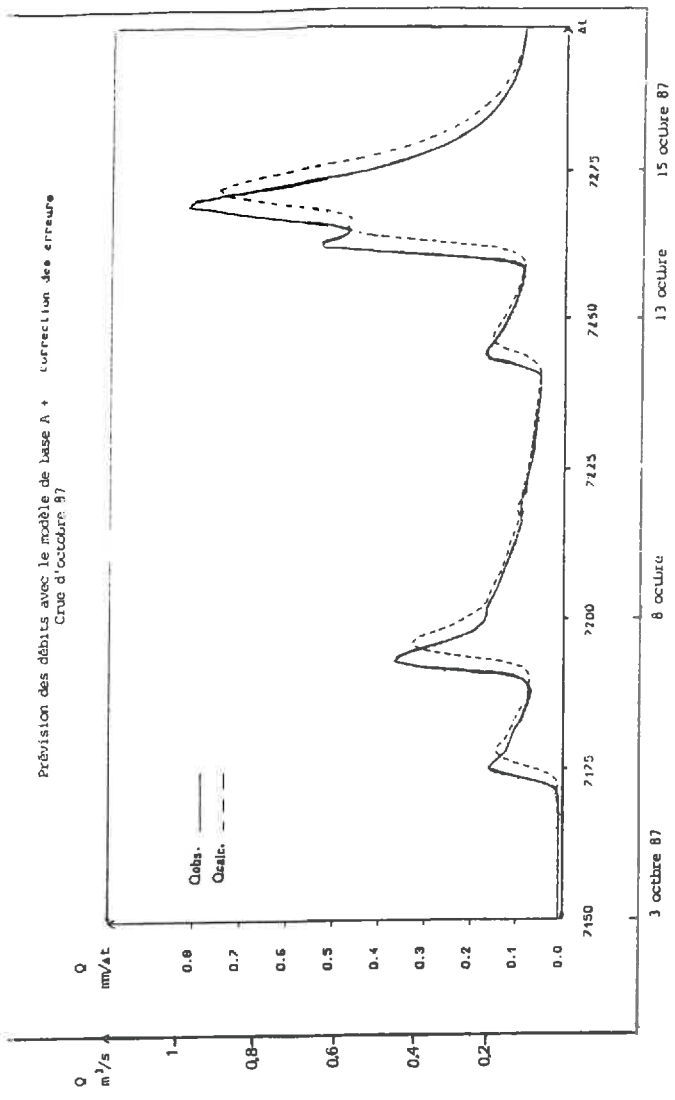
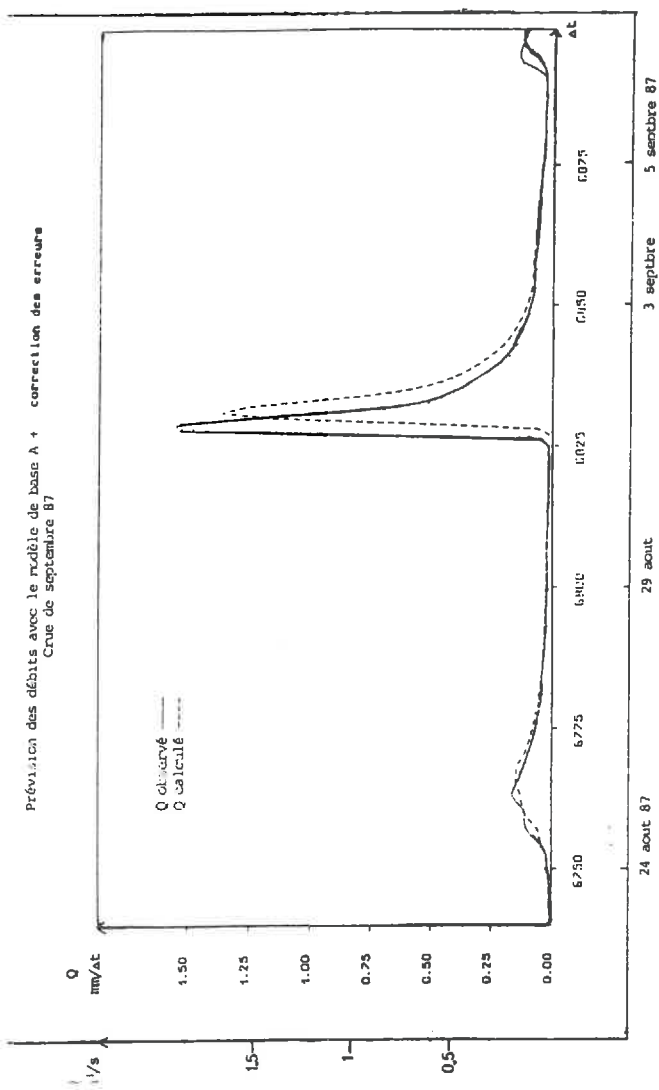
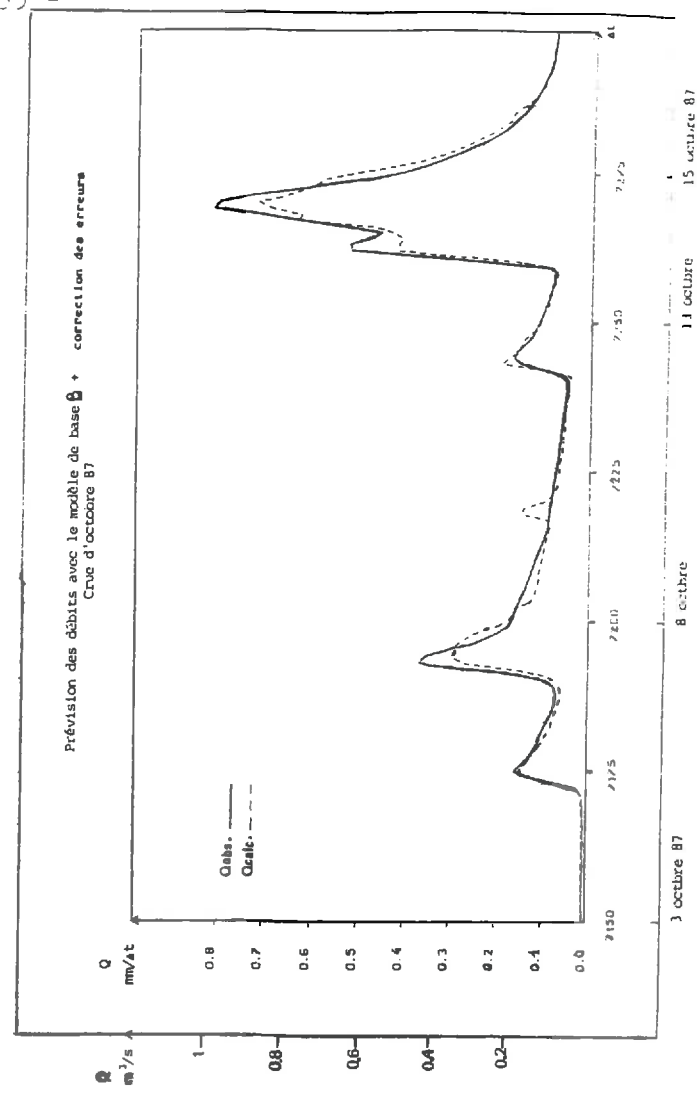
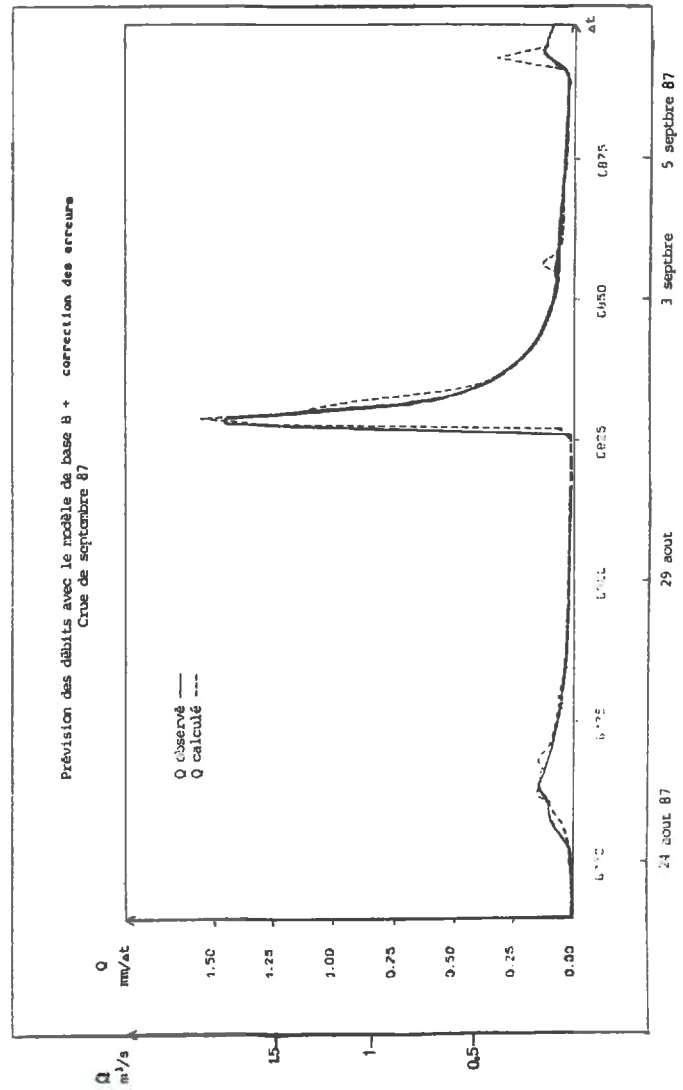


FIG N° 54



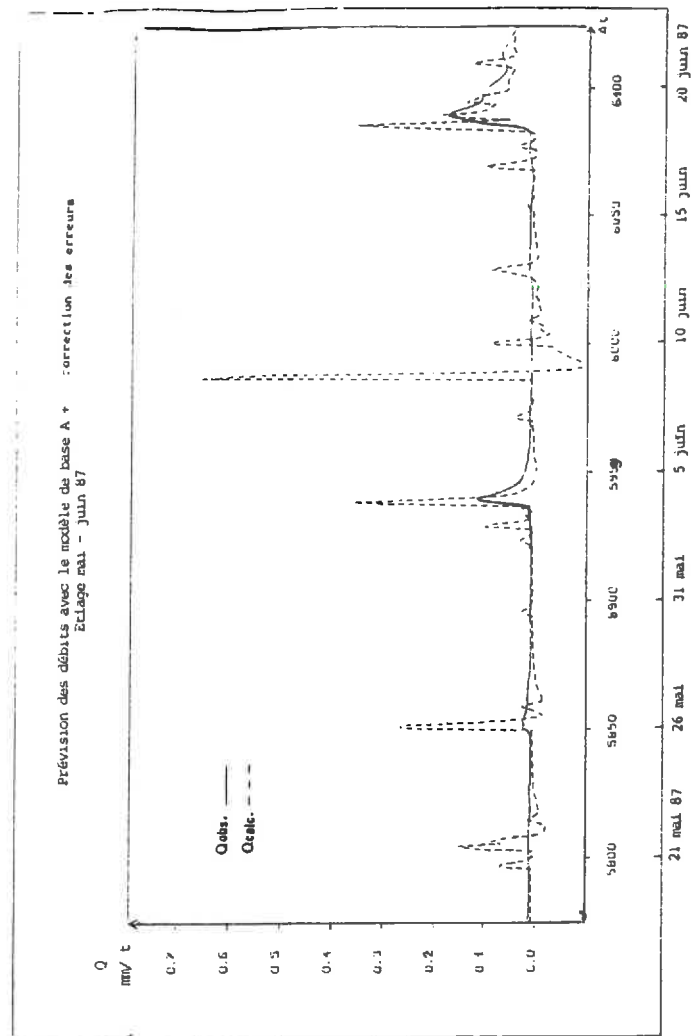
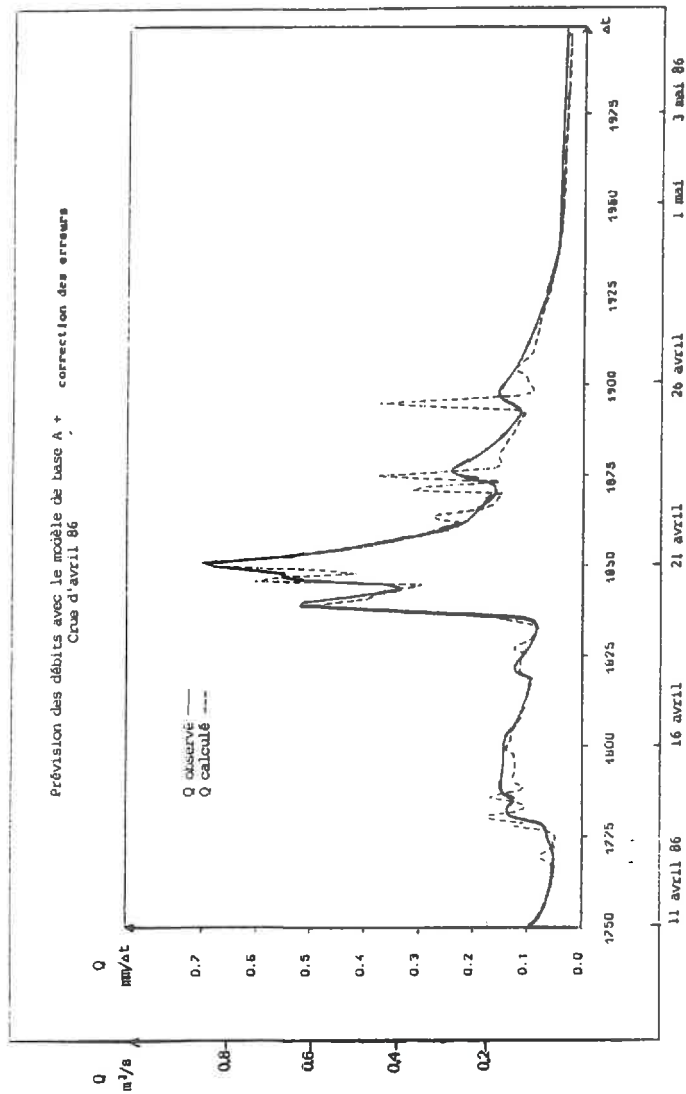
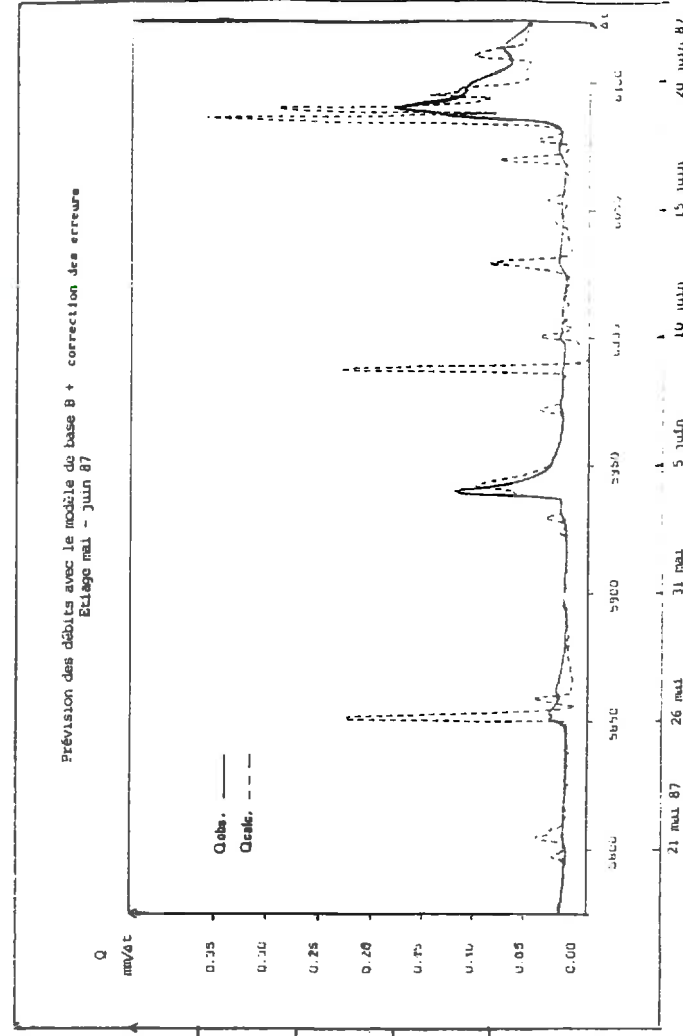
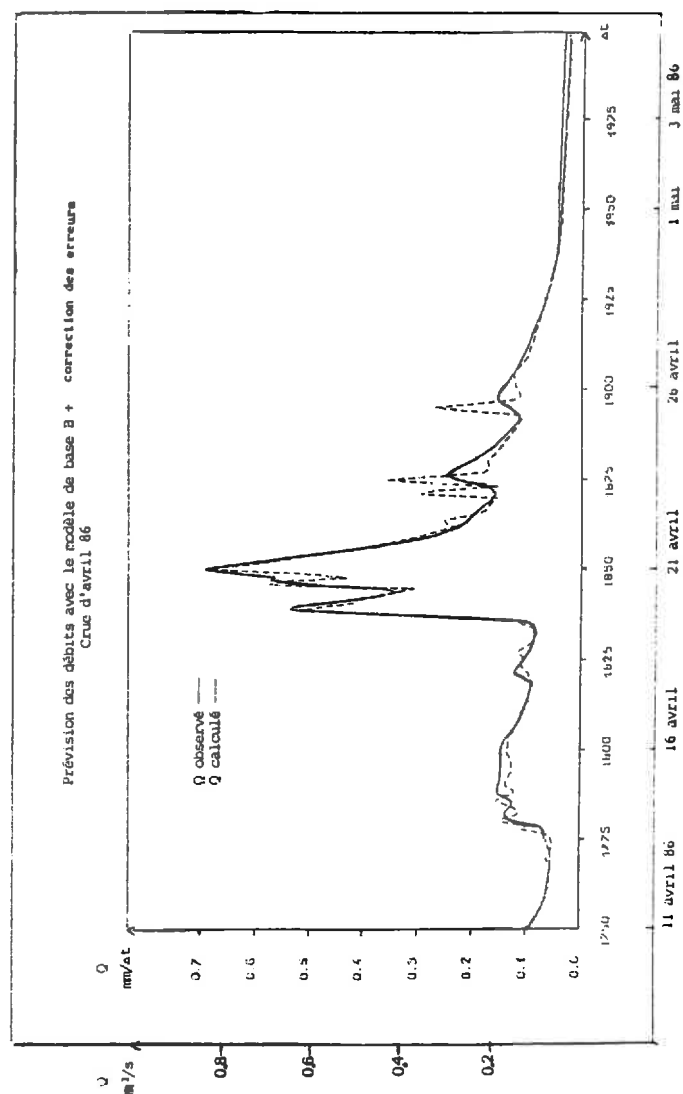


FIG N° 55



prévision) on corrigera peu ou pratiquement pas les débits calculés même si ceux-ci sont très différents des débits observés.

Or ceci est le cas pour les crues survenant après étiage, la montée de la crue est très rapide et souvent aussi très forte. Pour ces brusques changements de régime d'écoulement la correction apportée ne peut intervenir que deux pas de temps plus tard ; les pointes de crues sont alors inévitablement décalées si la crue est mal simulée au départ.

On constate effectivement que le modèle A, pour ces événements, est nettement moins bon que le modèle B pour lequel il n'y a pas de retard observé sur les pointes de crues, puisque celles-ci étaient relativement mieux représentées en simulation.

Par contre sur les autres périodes où les modèles A et B donnaient des résultats comparables en simulation (sol saturé et pluies fortes ou moyennes) la prévision est sensiblement la même ; un exemple est donné sur la figure n° 55 (crue d'avril 88). Les autres exemples se trouvent en annexe n° VII-6 .

Sur cette figure se trouve aussi l'étiage de 87. Pour cette période on notait en simulation, que les deux modèles généraient des crues non observées. Cette tendance était surtout suivie par le modèle A, et comme on peut le constater, la correction n'est pas satisfaisante pour des changements brusques d'écoulement, il lui arrive même de détériorer la prévision par des réajustements trop brutaux.

Il apparaît qu'une correction appliquée sur les sorties n'est pas suffisante pour prévoir correctement les crues lors des changements de régime des écoulements et que l'utilisation, même simplifiée, des équations du filtre de KALMAN n'apporte pas les résultats espérés.

La difficulté principale est d'estimer correctement les variances des bruits (ajustement des coefficients α et β) qui permettent une correction adéquate des erreurs sur l'ensemble de la période étudiée.

En appliquant directement une correction d'erreur de type ARIMA nous aurions évité la mise en oeuvre lourde du filtre de KALMAN tout en obtenant les mêmes résultats. En effet, la démonstration d'une équivalence entre les équations du filtre et celles d'un traitement du type ARIMA(1,1,1) a été faite par ROCHE et al (1987). Nous avons donc testé une correction de ce type sur notre modèle en prévision mais nous n'avons trouvé aucune amélioration.

Un traitement des écarts du type AR(1) (autorégression des résidus), plus simple encore dans son application, a aussi été testé, et a donné des résultats graphiques et numériques semblables et tout aussi peu pertinents pour l'étiage de juin 87.

Dans notre application nous aurions pu nous contenter d'utiliser AR(1) car, quelque soit la correction d'erreur sur les sorties choisie, nous n'avons pas obtenu, sur l'ensemble de la période étudiée, une amélioration de la modélisation en prévision.

Ce problème mériterait d'être plus approfondi et ferait alors l'objet d'un chapitre spécifique.

Il faudrait plutôt estimer de façon correcte les variations de la réserve hydrique. Or, comme on a pu le voir, cette réserve était mal calculée par modélisation des différents processus.

VI.3 - Conclusion :

- En simulation, l'amélioration de la fonction critère est nette si l'on utilise le modèle B : sur la période de calage le gain est de 3,6% et 37,1% sur la période de contrôle.

D'autre part la représentation graphique des résultats montre toute l'importance qu'il y a à connaître la teneur en eau du sol pendant les périodes de reprise des écoulements. On se rappelle que ces périodes critiques étaient souvent le point faible des modèles conceptuels (cf Ière partie, chapitre I).

Les hypothèses émises dans la première partie sur l'intérêt des mesures de teneur en eau du sol venant se substituer à la modélisation de la fonction de rendement à partir des évaporations ont été entièrement vérifiées .

- En prévision, même si le traitement de l'erreur utilisé n'est pas pertinent sur l'ensemble de la période étudiée, on peut remarquer que:

La correction apportée sur les sorties du modèle ne peut pallier le retard des crues survenant après un long étiage : le calcul du niveau du réservoir S à partir de méthodes indirectes est non seulement peu réaliste mais demande en plus la mesure de plusieurs paramètres (ensoleillement, température, ...).

Des valeurs réelles de teneur en eau permettent de suivre l'évolution de l'état de saturation du sol, ou permettent une plus grande pertinence de la fonction de production.

La comparaison des modèles A et B a montré l'intérêt qu'il y a à connaître la teneur en eau à la façon d'un indice révélateur du comportement de toute une région, par des mesures simples plutôt qu'à l'estimer à partir de calculs qui jusqu'à présent se sont toujours révélés peu fiables.

On peut maintenant se demander si l'on n'aurait pas intérêt à conjuguer les avantages spécifiques de chacune des deux approches dans un nouveau modèle exploitant toutes les données. On peut également voir si la supériorité de l'approche par la mesure d'humidité subsiste lorsque l'on complique la fonction de production du modèle A qui peut paraître trop simpliste.

D'autre part nous avons pensé étudier l'intérêt qu'il y aurait à utiliser d'autres indicateurs de l'état hydrique du sol qui n'est pas uniquement caractérisé par sa teneur en eau.

Ces différents points font l'objet de réflexions et de discussions dans les chapitres qui suivent.

VII - Essai de combinaison des modèles A et B

Comme on a pu le voir dans le chapitre précédent, le problème est de pouvoir évaluer de façon correcte les variations de la réserve hydrique. Or, la modélisation du réservoir S ne peut être faite de façon satisfaisante, une solution peut donc être d'exploiter parallèlement les données du réservoir sol, et celles d'humidité.

Afin de conjuguer les avantages de chacune des deux approches, nous avons pensé utiliser les valeurs de teneur en eau associées à celles du réservoir S, pour calculer le coefficient d'écoulement K.

Un nouveau modèle exploitant toutes les données a donc été testé (annexe III.2.g) :

$$S = S+P - PN - E$$

où :

P : pluie restante

PN : pluie nette

E : évaporation

$$\text{et } K = 1/(1 + \exp (X))$$

avec : $X = (a + b \times S) \times ps + (f + g \times H55) \times ph$

où :

ps est la pondération sur S

ph = 1 - ps, est la pondération sur H

Nous avons à nouveau calé les paramètres en simulation pour différentes pondérations. Les résultats sont présentés sur le tableau suivant :

| Modèle combiné A+B | Calage en simulation | |
|-----------------------|-------------------------|--|
| | CR % | Params mm |
| ps=.5 | 34 | a=2.6 f=84 b=-.02 g=-.14 c=102.5 |
| ps=.3 | 29 | a=2.8 f=83.9 b=-.02 g=-.14 c=98.7 |
| ps=.1 | 24.7 | a=2.8 f=84.1 b=-.03 g=-.14 c=113.1 |

Tableau n° 17

Résultat en simulation pour le modèle qui combine les données d'humidité à celles du réservoir S

Le calage des paramètres montre que les meilleurs résultats sont obtenus pour une pondération sur S qui tend à être faible ($p_s = 0.1$).

On minimise ainsi le rôle des paramètres a et b par rapport à celui de f et g dont le poids est si grand qu'il est très difficile de les optimiser : leur valeur ne varie pratiquement pas.

Lorsque la pondération sur S est presque nulle on arrive à des valeurs, pour la fonction critère, équivalentes à celles obtenues uniquement à partir du modèle de base B (tableau n° 17). Ce qui tendrait donc à négliger l'information sur le niveau du réservoir S

Il apparaît ici, que cette combinaison des deux approches, n'apporte pas les résultats attendus. La simulation avec le modèle B seul, donne de meilleurs résultats.

L'intérêt d'utiliser les mesures de teneur en eau du sol par rapport à la modélisation des processus d'évaporation, d'infiltration ... (nécessitant le recours aux données d'évaporation) est ici évidente, même lorsque celles-ci sont combinées à l'humidité pour calculer l'état du réservoir S, le modèle tend alors à privilégier l'information mesurée plutôt que l'information calculée de façon indirecte.

Cette première solution n'a donc pas été retenue; dans le chapitre suivant, nous présentons une autre approche permettant d'améliorer la modélisation de la fonction de production.

VIII - Réflexions sur un affinement éventuel du modèle A :

Nous avons décrit (chapitre III) le modèle de base A comme étant un modèle très simple comportant deux réservoirs l'un simulant le rendement des pluies et l'autre le transfert de la pluie nette. Le choix d'un tel modèle était lié à sa structure élémentaire qui pouvait nous permettre de mieux cerner les principaux mécanismes entrant en jeu, sans introduire de complications qui auraient pu obscurcir l'analyse.

Mais, comme on a pu le voir dans la première partie de cette étude, même si la représentation de la fonction de production est toujours une simplification d'une réalité complexe, il est peut être dangereux d'exagérer la simplification des processus tels que le passage de l'évapotranspiration potentielle à l'évapotranspiration réelle ou la distinction entre ruissellement, infiltration et écoulement retardé.

De nombreuses études confèrent à ces fonctions une grande importance dans la modélisation des écoulements d'un bassin versant.

Dans notre modèle de base ces phénomènes sont représentés d'une manière très schématique. Il nous fallait donc, vérifier que sa grande simplicité n'était pas la cause d'une performance médiocre.

Le premier point étudié concerne l'évapotranspiration ; ceci peut sembler être un point de détail qui porte sur la qualité des données, mais avant de se pencher sur le fonctionnement de la transformation pluie-débit, nous avons voulu voir si la relation choisie pour évaluer l'évapotranspiration était suffisamment pertinente pour ne pas introduire d'erreurs grossières dans la modélisation.

Le deuxième point est plus fondamental puisqu'il porte sur la description du processus d'infiltration. Nous avons cherché une approche plus sophistiquée qui puisse améliorer de façon nette la modélisation des écoulements sur le bassin versant.

Le résultat de ces différentes réflexions est présenté dans les chapitres qui suivent.

VIII.1 - Calcul de l'évapotranspiration :

Comme le soulignent, LEBOSSE et MIQUEL (1986), dans leur étude du modèle simplifié à deux réservoirs (GR2) et dont est dérivé le modèle de base A, l'évapotranspiration joue un rôle très important dans la simulation des débits ; or l'évaluation de

l'évapotranspiration potentielle comme la modélisation de l'évapotranspiration réelle sont ici très simplifiées et de ce fait peuvent porter à critique. Ces approximations risquent de détériorer considérablement la qualité des résultats. Nous avons donc estimé l'évapotranspiration potentielle de façon plus précise afin de contrôler le comportement du modèle de base A.

Dans la description du modèle A (cf Ière partie), on a pu voir que le réservoir (S) était soumis à l'évapotranspiration réelle considérée ici comme liée à l'évapotranspiration potentielle et au contenu en eau S du réservoir sol.

Nous avons : $E_r = E_p \times S / \text{capacité maximale}$

avec E_r = évapotranspiration réelle

E_p = évapotranspiration potentielle

L'évapotranspiration potentielle était approchée par une fonction puissance de la température journalière telle que :

$$E_p = (T/6)^{1.4}$$

Cette relation avait été calée statistiquement sur les données d'évaporation d'un bac "Colorado" à la station de BOISSY LE CHATEL. L'approximation avait paru suffisamment précise (MICHEL, 1983) étant donné le caractère sommaire du modèle et il semblait inutile d'avoir recours à des équations plus complexes pour déterminer l'évapotranspiration potentielle.

Nous en avons pourtant testé une autre évaluation plus pertinente . Parmi les méthodes d'évaluation existantes, certaines sont fondées sur des ajustements statistiques comme celles de THORNTHWAITE, TURC..., et d'autres, sur un bilan énergétique telles que celles de PENMAN.

C'est cette dernière que nous avons utilisé car elle est réputée être la mieux adaptée au calcul de l'évapotranspiration de la parcelle (COLLAS, 1981), et que la méthode proposée par PENMAN a une base physique plus satisfaisante pour l'esprit.

VIII.1.1 - Equation de PENMAN :

L'équation de PENMAN résulte de la combinaison de considérations sur le bilan énergétique et le transport aérodynamique. Cette équation permet de calculer l'évapotranspiration potentielle à partir de mesures de la radiation nette, de la température, de la pression de vapeur et de la vitesse du vent.

L'évapotranspiration est limitée soit par la quantité d'eau à évaporer soit par l'énergie disponible.

Celle-ci est déterminée principalement par les facteurs climatiques tels que la radiation, la température et l'humidité.

La formule de PENMAN a cependant l'inconvénient d'être assez lourde à utiliser car elle comporte une série importante de calculs. L'emploi nécessaire de nombreuses tables rendait par ailleurs la durée de ce calcul particulièrement longue.

Les travaux de BROCHET et GERBIER (1975) ont permis de s'affranchir de l'utilisation des tables grâce à une série de formules intermédiaires dont la formule développée se trouve en annexe n° V-1 .

C'est cette formule qui a été appliquée à partir des données de la station météorologique de MELUN. Dans le modèle de base A, cette nouvelle manière d'évaluer l'évapotranspiration a été substituée au calcul effectué initialement à partir des températures journalières.

Nous avons pu alors faire une comparaison en simulant les débits à partir de l'une ou l'autre formulation de l'évapotranspiration potentielle.

VIII.1.2 - Simulation des débits à partir des deux évaluations de l'évapotranspiration potentielle :

Les données utilisées concernent donc l'évapotranspiration potentielle qui est calculée soit par la formule de PENMAN soit par la formule fonction de la température journalière.

Le dessin des lames d'eau évaporées calculées à partir de l'une et l'autre formule est présenté en annexe n° IV-1 .

Les résultats de la simulation sont présentés dans le tableau ci-dessous :

| Simulation des débits avec le modèle de base A | 1 an | | 2 ans | |
|---|-------|----------------------------------|-------|---------------------------------|
| | CR | paramètres en mm | CR | paramètres en mm |
| et $E_p = (T/6)1.4$ | 18.8% | a = 3.15 b = -.028 c = 104 | 39.6% | a = 3.2 b = -.033 c = 120 |
| ou E_p de PENMAN | 19% | a = 4.5 b = -.03 c = 75 | 40% | a = 4.1 b = -.032 c = 90 |

Tableau n° 18
Comparaison des simulations avec le modèle A à partir
des ETP de PENMAN ou $E = (T/6)1.4$

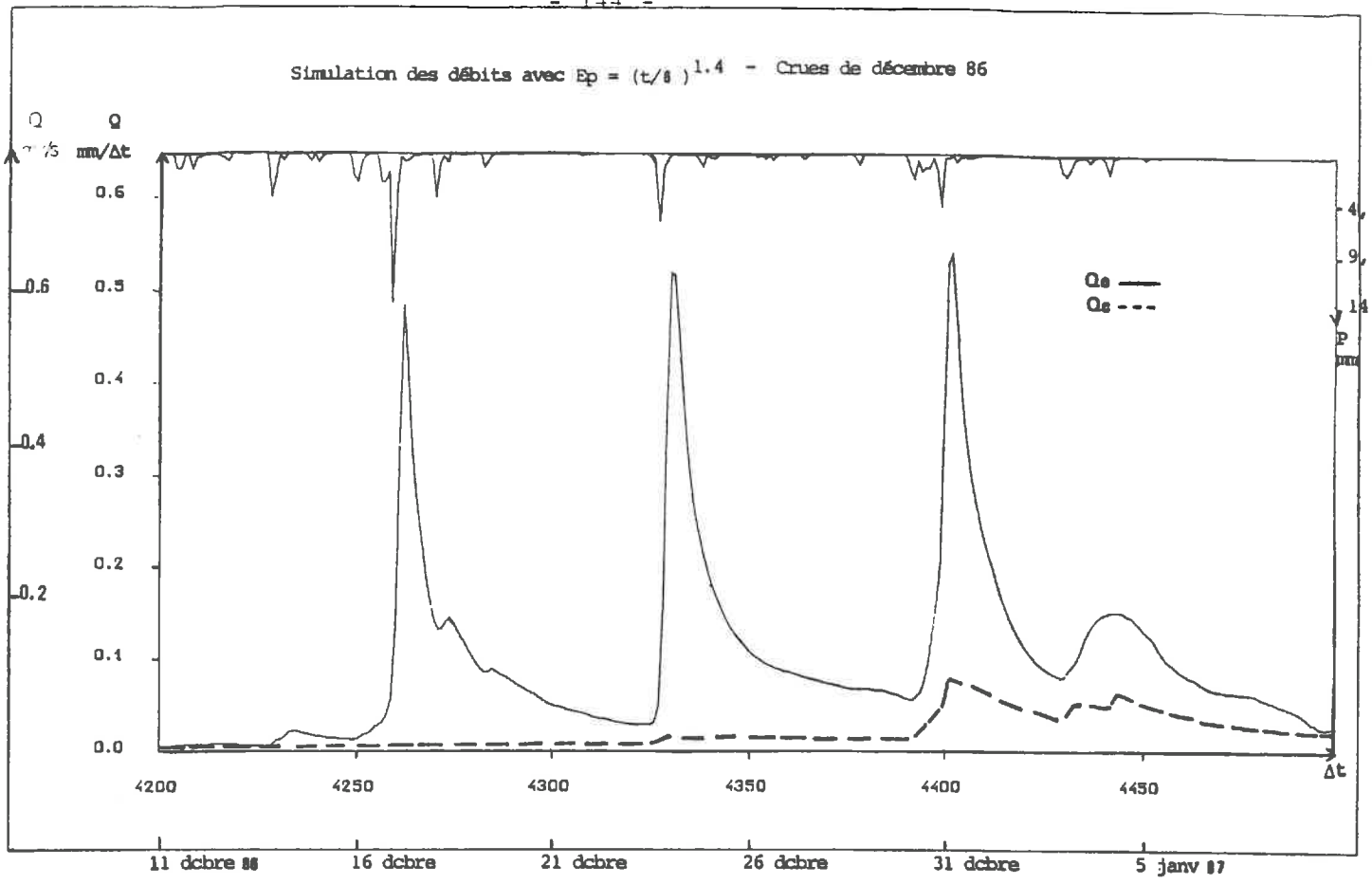
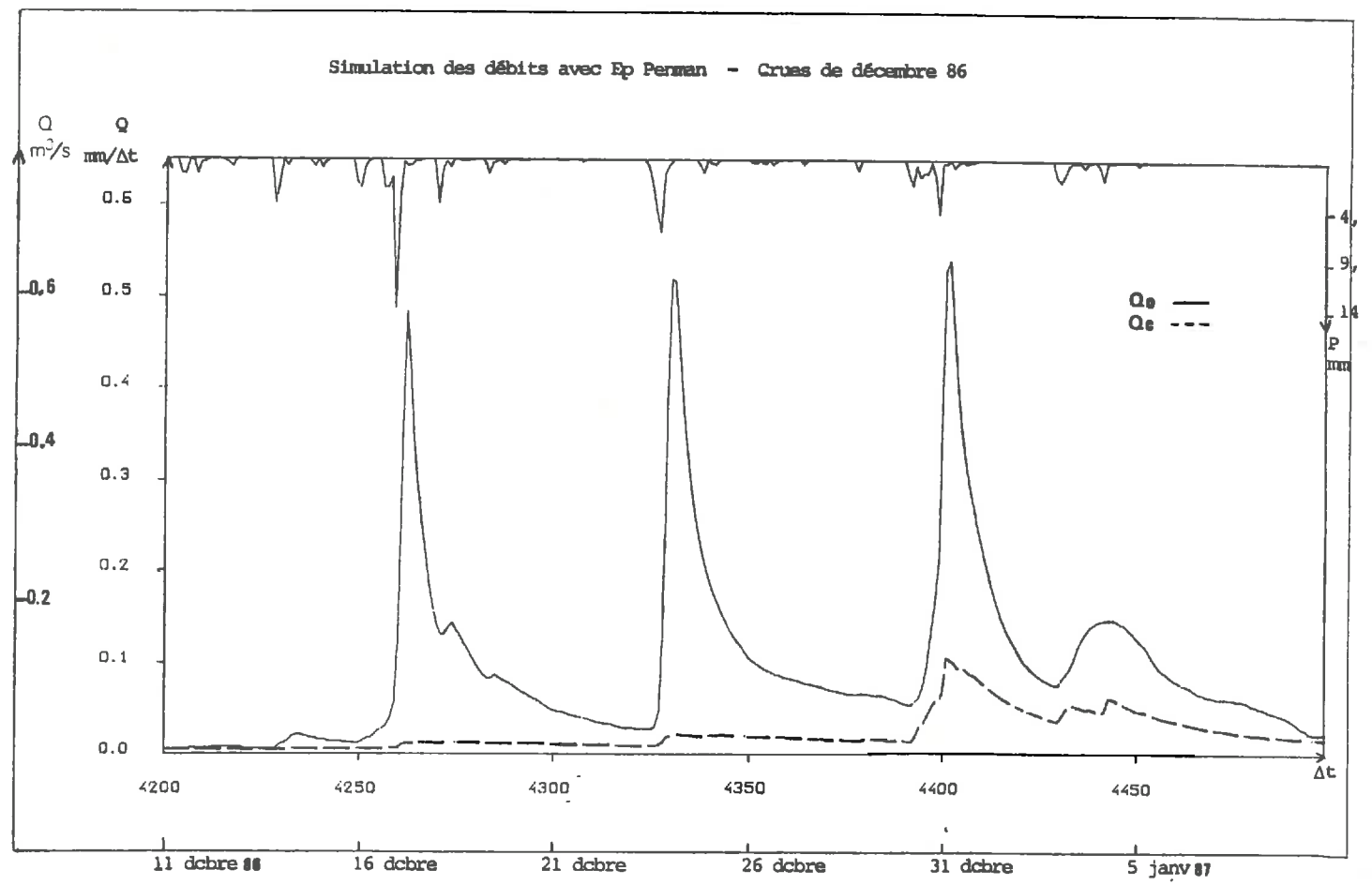


FIG N ° 56



Simulation du niveau du réservoir S avec le modèle de base A

$$E_p = (t/\theta)^{1.4}$$

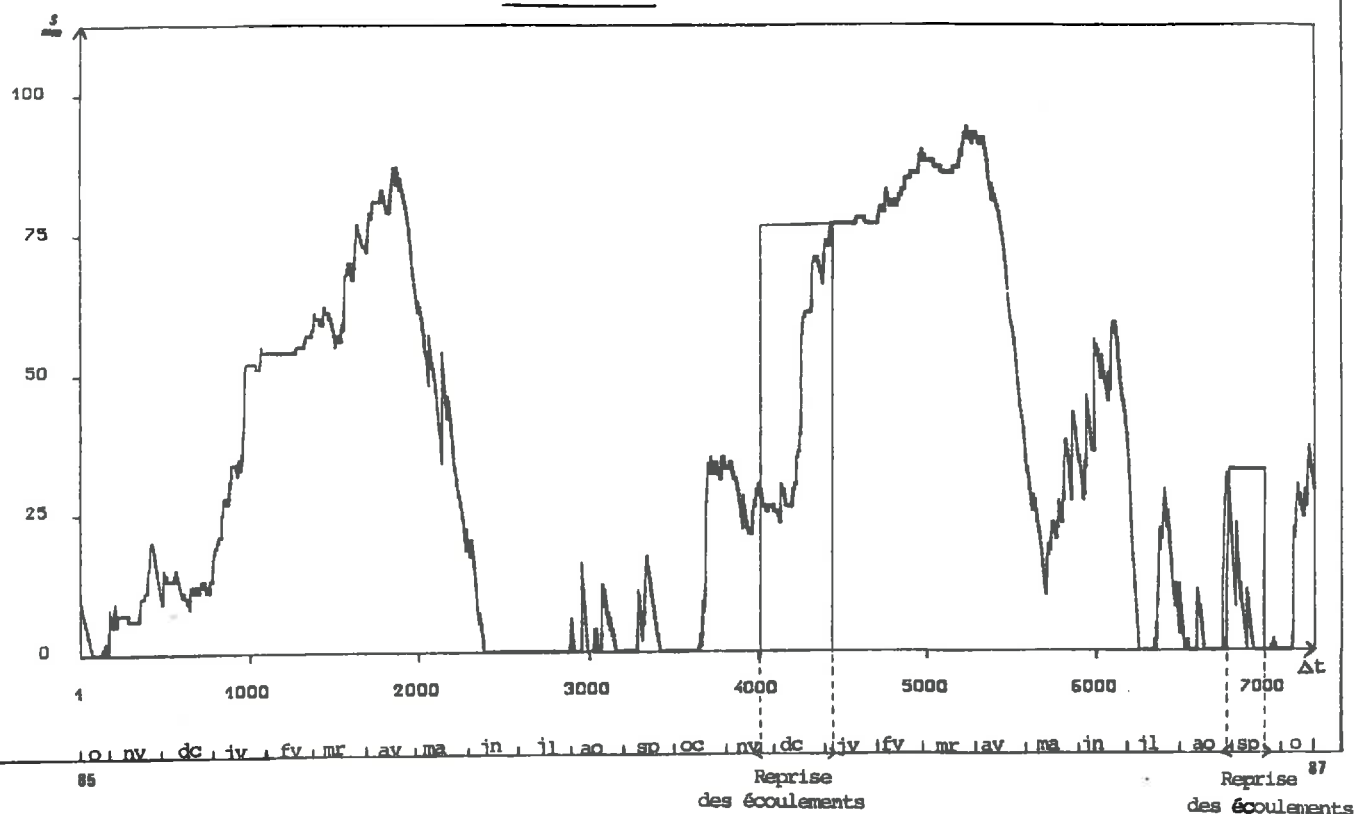
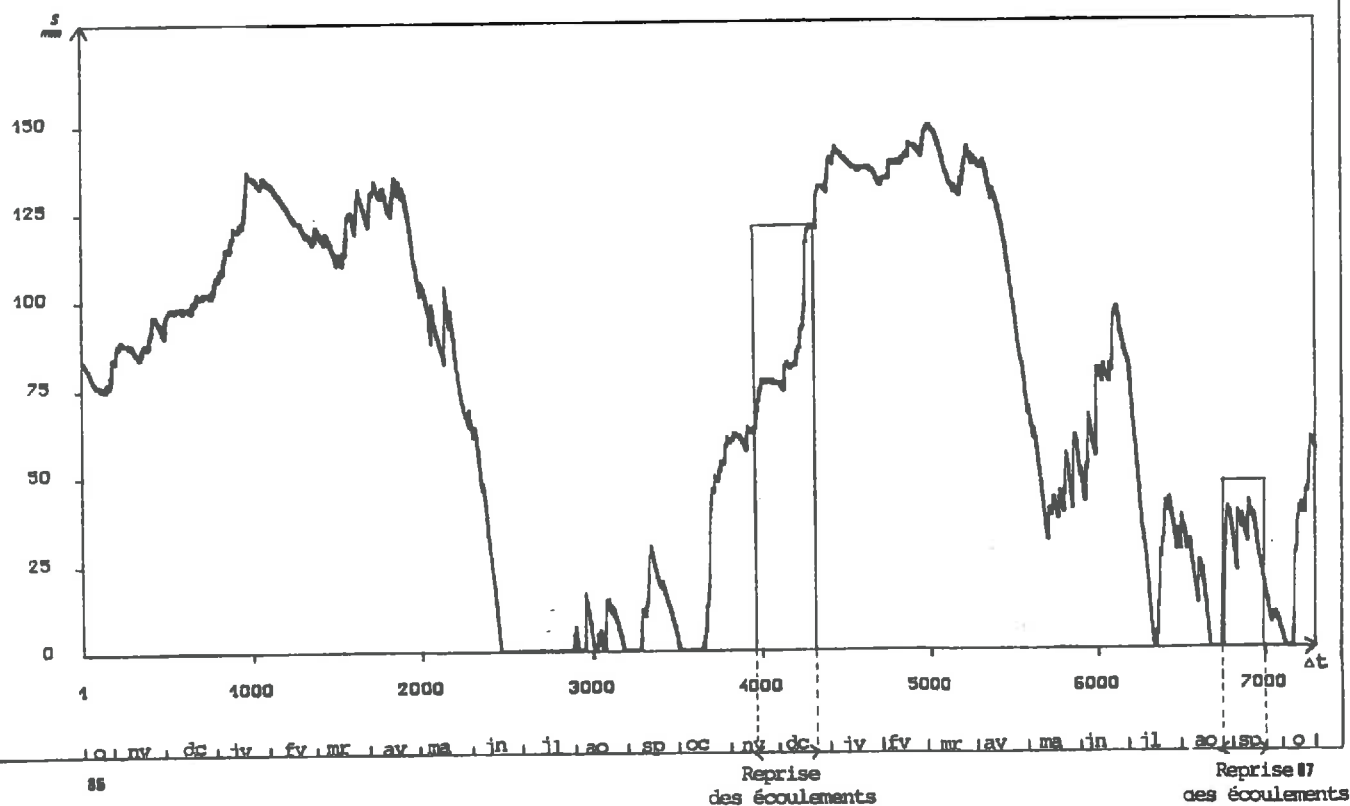


FIG N° 57

Simulation du niveau du réservoir S avec le modèle de base A

Ep Perman



Il apparaît que les deux formules donnent des résultats à peu près équivalents pour la fonction critère (CR) que ce soit pour un an ou pour deux ans de simulation. L'écart observé n'est pas très significatif. Ces résultats sont confirmés par les résultats graphiques de simulation des débits à partir de l'une et l'autre formule (annexe n° VII-1).

La période critique de reprise des écoulements semble être un point délicat aussi bien fin 86 que fin 87 et cela pour les deux formules. On peut voir par exemple sur la figure n° 56 , la première période de reprise des écoulements. Sur cette période qui a été assez tardive (décembre 1986) les débits sont sousestimés. Ceci est dû au fait que le niveau du réservoir S ayant atteint sa limite inférieure (0 mm) met un certain temps avant d'atteindre de nouveau le niveau nécessaire pour déclencher un écoulement suffisant.

Ce comportement souligne le temps de réaction important du réservoir S que ce soit avec des données calculées à partir d'une formulation simplifiée ou plus complexe de l'évapotranspiration (fig n° 57).

Au vu de ces résultats nous avons considéré que la formule $E_p = (T/6)^{1.4}$ calée sur l'ORGEVAL n'était pas à mettre en cause pour expliquer certains dysfonctionnements du modèle A.

VIII.2 - Modélisation de l'infiltration :

MOREL-SEYTOUX (1983) fait remarquer que souvent les hydrologues ont eu tendance à traiter le problème de l'infiltration d'une manière empirique en ignorant presque complètement ses bases physiques et les acquis non négligeables de la recherche dans ce domaine.

Peut-être est-ce à cause de cette complexité que les hydrologues soit y apportaient des simplifications draconiennes soit ne la modélisaient pas en pensant que ce processus relevait du domaine de l'hydrologie souterraine (SMITH et al, 1973). Ces remarques étaient peut être fondées il y a quelques années mais actuellement apparaissent de nombreux modèles intégrant les recherches faites sur l'écoulement en milieu poreux non saturé.

C'est d'un de ces modèles, SWATC (MOREL-SEYTOUX et al, 1987), que nous nous sommes inspirés pour rajouter une fonction d'infiltration à notre modèle de base A qui ne l'explicitait pas dans sa version initiale.

MOREL-SEYTOUX distingue les notions de tension (ψ) et de pression capillaire (P_c). La tension exprime la pression interstitielle de l'eau (P_w) par rapport à la pression de référence : la pression atmosphérique (P_A) :

$$\zeta = \frac{P_w - P_a}{w g}$$

ρ_w est la masse volumique de l'eau et g l'accélération de la pesanteur.

La pression capillaire est la différence de pression de deux fluides en contact au sein d'une roche. Elle est matérialisée par la courbure de l'interface air-eau :

$$P_c = P_a - P_w$$

P_a et P_w sont, respectivement, les pressions de l'air et de l'eau dans le sol.

Ces deux termes sont reliés par la relation d'équivalence :

$$\zeta = -hc + \frac{P_a - P_a}{\rho_w g} \quad \text{où} \quad hc = \frac{P_c}{\rho_w g}$$

Cette relation montre que la tension ne correspond numériquement à la pression capillaire que si la pression de l'air dans le sol est égale à la pression atmosphérique.

La poussée capillaire effective hc a une valeur maximale (en valeur absolue) lorsque la teneur en eau du sol est inférieure ou égale à la capacité de rétention.

A partir de ce concept, il propose une nouvelle écriture de la loi de DARCY, généralisée à l'écoulement non saturé, valable pour un fluide compressible. Puis, en introduisant la loi de conservation de la masse, il obtient un système de deux équations dont la solution aboutit à une loi de l'infiltration qui comporte un terme de poussée capillaire et un terme de résistance visqueuse (MOREL-SEYTOUX, 1987) :

$$I = K_s \frac{\left[\int_0^{P_{ci}} F_w dhc + \int_0^z F_w dz \right]}{\int_0^z F_w dz}$$

F_w est fonction des perméabilités relatives ; avec les notations usuelles cette équation peut se réécrire sous la forme équivalente se trouvant sur le tableau n° 1 .

Les particularités de cette loi c'est qu'elle prend en compte les effets de l'air :

- effet de résistance visqueuse dû à l'écoulement simultané de l'eau et de l'air ;
- effet de compression produit par l'emprisonnement de l'air par l'eau d'infiltration ;
- effet de contre-courant : l'eau sous l'effet de la gravité s'écoule vers le bas où elle comprime l'air qui aura tendance à se dégager vers le haut ;

- effet de poussée d'Archimède : l'eau n'impose à l'air une direction d'écoulement que si la perte de charge excède la poussée d'Archimède ;
- effet d'hysteresis : il se manifeste avec les variations de la saturation en eau de la zone supérieure du fait du mouvement de l'air vers le haut.

VIII.2.1 - Description du modèle de MOREL-SEYTOUX :

Dans les différents modèles présentés par MOREL-SEYTOUX ou sous sa direction, WSMOD (MOREL-SEYTOUX et al, 1982, 1983), OMEGA (CORREIA, 1984 ; MELO MATIAS, 1986), SWATCH (MOREL-SEYTOUX et al, 1987) ... la modélisation de l'infiltration repose sur la formulation biphasique du processus d'infiltration.

Nous n'aborderons ici, que la modélisation de la fonction de production qui gère le ruissellement, l'infiltration et la redistribution de l'eau dans le sol, points qui nous intéressent plus particulièrement.

Le principe de la modélisation repose sur trois outils : le calcul du temps de saturation, le calcul de la capacité d'infiltration après saturation puis le calcul de la teneur en eau moyenne initiale avant le début de l'averse suivante.

VIII.2.1.1 - Temps de saturation :

Tant que la quantité d'eau absorbée par le sol est inférieure à sa capacité d'infiltration il n'y a aucun intérêt à connaître cette capacité puisqu'elle ne joue pas dans le calcul de l'infiltration. La quantité essentielle à connaître est le temps où le sol atteint sa limite d'absorption, t_p . A ce moment là, le sol sera saturé en surface pour la première fois depuis le début de la pluie.

C'est là que réside une des originalités du modèle par rapport aux modèles existants qui ne s'appliquent que si le sol est à saturation dès le départ. Par exemple dans la formule de HORTON (tableau n° 13), K_s est le taux limite d'infiltration ou plus précisément la conductivité hydraulique du sol à saturation naturelle, qui permet de calculer la capacité d'infiltration dès le début de l'averse.

Ici tant que la saturation n'est pas atteinte :

$I=r$ pour $t < t_p$ avec I : taux d'infiltration
 r : intensité de la pluie

Le temps de saturation est calculé dès que le taux de pluie dépasse la vitesse d'infiltration et s'écrit :

$$t_p = t_{j-1} + \frac{1}{r_j} \frac{(S_f \times K_s}{r_j - K_s} - P_{j-1})$$

sachant que :

$t_j - 1$ = début de l'intervalle de temps durant lequel la submersion intervient

$P_j - 1$ = lame d'eau de pluie cumulée jusqu'au temps t_{j-1}

S_f est un facteur composé de stockage et de succion où l'effet de teneur en eau initiale (θ_i) est ressenti aussi bien dans le terme de remplissage ($\theta_s - \theta_i$) que dans le terme de poussée capillaire h_c (θ_i). Ce facteur varie de 1 à 100 mm :

$$S_f = (\theta_s - \theta_i) h_c (\theta_i)$$

avec : θ_s = teneur en eau à saturation

Cette formule ne s'applique que si l'on sait que t_p est supérieur à t_{j-1} et le résultat n'est valable que si t_p est inférieur à t_j . Comme on ne sait pas quand la submersion interviendra, il faut procéder de proche en proche en commençant par le premier intervalle de temps : Si t_p est inférieur à t_{j-1} la submersion intervient donc pendant le premier intervalle de temps sinon on sait seulement que la submersion n'est pas intervenue pendant cet intervalle de temps. On va donc tester si la submersion intervient pendant le deuxième intervalle de temps et ainsi de suite.

Un cas singulier peut se produire lorsqu'on passe d'un intervalle à intensité de pluie faible à un autre de forte intensité dans ce cas là $t_p = t_{j-1}$ mais l'intensité qui a causé la submersion est la valeur qui satisfait à l'équation :

$$\frac{S_f \times K_s}{r_j - K_s} - P_{j-1} = 0$$

$$\text{d'où } r_p = K_s \left(1 + \frac{S_f}{P_{j-1}} \right)$$

A la fin de cette première étape, on connaît le temps de saturation (ou temps de submersion) l'intensité de pluie qui a causé la submersion, et la lame d'eau infiltrée cumulée jusqu'au moment de la submersion. Il faut donc passer à la deuxième étape.

VIII.2.1.2 - Capacité d'infiltration après saturation :

Une fois le sol saturé en surface, le sol absorbe l'eau à "capacité" d'infiltration constante. La capacité d'infiltration après saturation est la seule qui compte en pratique puisqu'après la saturation l'équation pour le taux d'infiltration I est :

$$I = I_c \text{ pour } t > t_p$$

Cette équation ne s'applique bien sûr, que tant que la pluie est supérieure à I_c .

Rappelons que la capacité d'infiltration s'exprimait sous la forme :

$$I_c = K_s \frac{(S_f + W)}{W}$$

La lame d'eau infiltrée cumulée W peut s'exprimer en fonction du temps sous la forme :

$$W = W_p + K_s (t - t_p) + 1/k (r_p - K_s) (1 - \exp(-k (t - t_p)))$$

$$\text{d'où } I_c = K_s + \frac{1}{k \Delta t} (r_p - K_s) (\exp(k \Delta t) - 1) \exp(-k (t - t_p))$$

sur l'intervalle de temps Δt

où k est une constante liée aux valeurs de K_s et S_f par la relation :

$$k = \frac{8 K_s}{S_f}$$

Mais tôt ou tard il arrivera un moment où l'intensité de la pluie va tomber en dessous de la capacité d'infiltration du sol. A partir de ce moment et tant que la pluie reste faible ou devient nulle, le sol se ressuie en surface et le profil de la teneur en eau dans le sol va évoluer jusqu'à l'arrivée d'une nouvelle averse.

VIII.2.1.3 - Calcul de l'évolution de la teneur en eau dans le sol en phase de drainage :

Le moment où le sol commence à drainer en surface s'appelle "le temps de drainage" (t_d). Au temps t_d , le sol est saturé en surface. Par la suite le sol va se ressuyer et sa teneur en eau moyenne dans les 30 premiers centimètres variera de pratiquement la saturation naturelle au moment du premier drainage à la capacité au champ, s'il se passe 24 heures et plus entre deux averses. C'est cette évolution qu'il va falloir représenter.

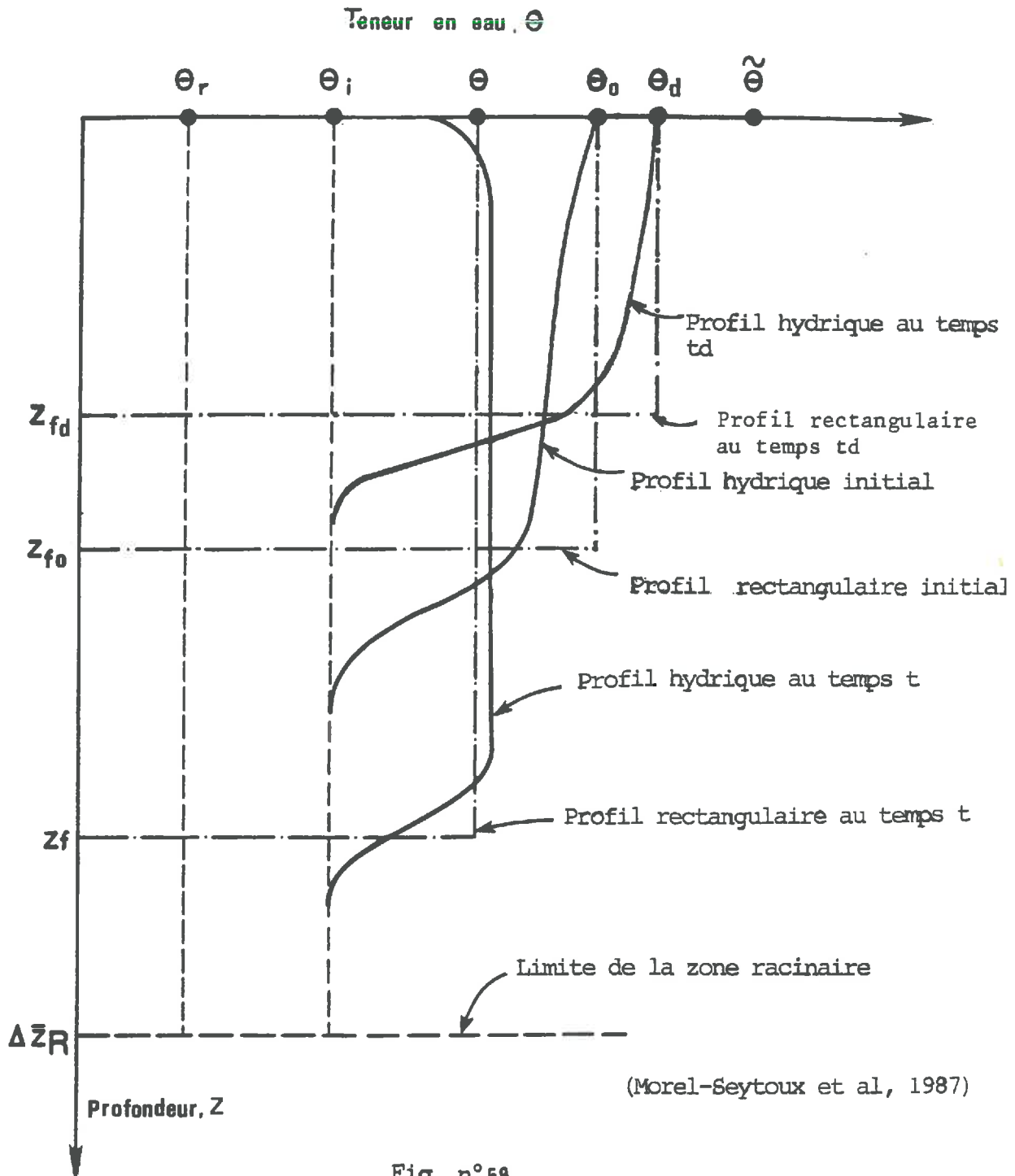


Fig n° 58

Evolution des profils hydriques au cours d'une redistribution de l'eau en profondeur et profils rectangulaires fictifs utilisés dans la modélisation.

Pour cela différentes hypothèses ont été faites :

A partir du temps de t_d , le profil hydrique réel peut être représenté dans les 10 premiers centimètres par une forme rectangulaire avec une teneur en eau, θ_d , en général égale à la teneur en eau à saturation.

La profondeur initiale, Z_d , de ce profil satisfait la conservation de masse c'est-à-dire :

$$(\theta_d - \theta_r) Z_d = W_d$$

où W_d est la lame d'eau infiltrée cumulée jusqu'au temps de drainage et θ_r est la teneur en eau résiduelle.

Le profil hydrique est supposé rester rectangulaire dans le temps, s'amincissant au fur et à mesure qu'il s'allonge (fig n° 58).

L'équation de l'évolution de la teneur en eau θ avec le temps est la solution de :

$$\frac{d((\theta - \theta_r) Z_f)}{dt} = r - E \quad (a)$$

où E est l'intensité de l'évapotranspiration du sol et où Z_f est liée à θ par la relation :

$$(\theta - \theta_r) \frac{dZ_f}{dt} = q \quad (b)$$

où q est le flux d'eau à travers la surface horizontale fixe qui coïncide momentanément avec la position du front au temps t .

La résolution simultanée des équations (a) et (b) pour un intervalle de temps pendant lequel r et E sont constants, donne la solution sous deux formes analytiques selon que $(r-E)$ est nul ou non.

Elles s'expriment toutes deux à partir de la perméabilité relative à l'eau k_r , avec :

$$k_r = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^n$$

Dans le cas où $r-E$ est égal à 0, c'est-à-dire qu'il n'y a pas de pluie et l'humidité relative est élevée, la relation s'écrit:

$$\frac{1}{k_r} = \frac{1}{k_r^0} + \frac{n K_s (t - t^0)}{W^0}$$

où kr^* est la perméabilité relative au temps t^* et W^* la lame d'eau dans le sol au temps t^* .

Dans le cas où $r-E$ est différent de 0 on a :

$$kr = \frac{C}{C-1} \frac{(r-E)}{Ks}$$

$$\text{avec } C = \left(\frac{kr^*}{kr^* - \frac{(r-E)}{Ks}} \right) \exp \left(\frac{n(r-E)(t-t^*)}{\bar{W}} \right)$$

et \bar{W} est la lame d'eau moyenne dans le sol dans l'intervalle de temps t^* à t .

Grâce à ces relations, il est possible de réinitialiser la teneur en eau du sol avant la nouvelle averse. Il est évident qu'après une averse, le sol est plus humide qu'il ne l'était au début de la première averse, la capacité d'infiltration variera donc avec la nouvelle teneur en eau initiale.

Ici, se vérifie le fait que l'intensité de pluie instantanée maximale que le sol peut absorber à un moment donné est fonction de l'histoire de la pluie et de l'histoire de l'évolution de l'humidité dans le sol. Il n'existe pas une capacité d'infiltration "unique" mais autant qu'il y a de passés différents.

VIII.2.2 - Intégration au modèle A :

VIII.2.2.1 - Mise en oeuvre :

Le modèle de base A, a conservé la même structure ; nous avons seulement ajouté un module intermédiaire (module de MOREL-SEYTOUX) permettant de modéliser uniquement le taux d'infiltration et donc la fraction de pluie qui ruissellera en surface (fig n° 59).

Le programme du modèle est joint en annexe n° III-2-e.

Dans le module de MOREL-SEYTOUX on calcule un taux d'infiltration à chaque pas de temps, à partir des concepts qui ont été exposés précédemment, ainsi qu'une pluie efficace PR qui engendrera un ruissellement.

Cette pluie efficace ira alimenter directement le réservoir de transfert, R. A la sortie du module de MOREL-SEYTOUX, le taux d'infiltration va servir à calculer PN, défini par : $PN = TIXK$

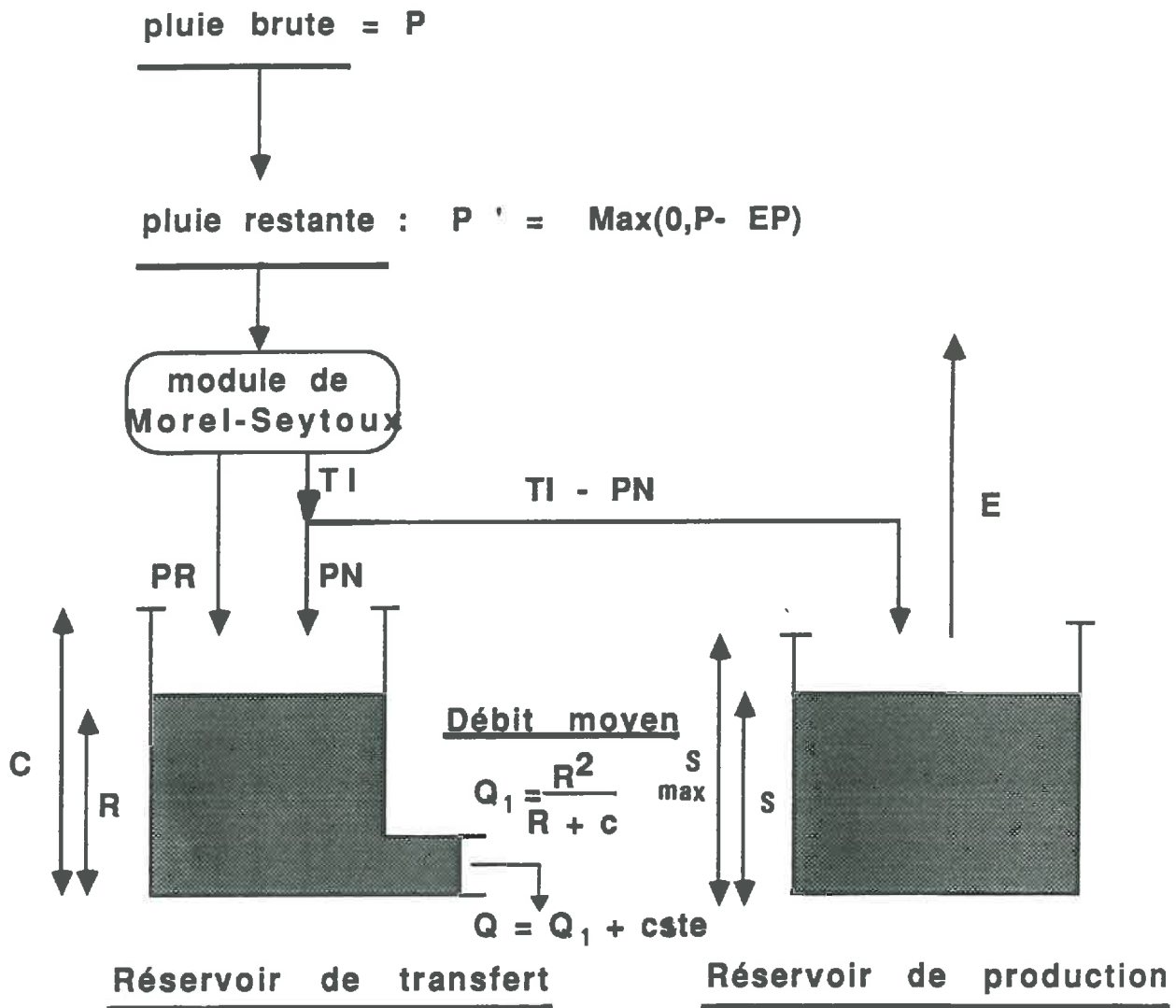


Fig n° 59 - Le modèle de baseA+ module de Morel-Seytoux

TI = taux d'infiltration
 PN = pluie nette
 PR = pluie efficace

avec K, coefficient d'écoulement, fonction des paramètres a et b. PN, est la fraction de la pluie qui participera à l'écoulement retardé et va donc venir aussi alimenter le réservoir R. L'autre partie de la composante souterraine de l'écoulement (TI-PN) ira recharger le réservoir de production (S) en cul de sac.

Intégrer un module modélisant l'infiltration a comme intérêt d'une part de pouvoir différencier les écoulements (surface, retardé) mais surtout de prendre en compte un phénomène qui dans le modèle de base A n'était pas explicité. En effet, le réservoir en cul de sac joue un rôle de boîte noire, et ne peut prétendre détailler le phénomène.

VIII.2.2.2 - Résultats de la simulation :

La mise en oeuvre du modèle avec le module intermédiaire a nécessité l'ajustement de trois paramètres supplémentaires qui définissent des caractéristiques physiques du sol : Ks représente la conductivité hydraulique à saturation, hc "la poussée capillaire effective", et θ_s la teneur en eau à saturation.

Les valeurs initiales de ces paramètres sont estimés à partir des valeurs théoriques mesurées en laboratoire (cf tableau n° 19) (CORREIA, 1984).

| Symbole | signification physique | ordre de grandeur | types de sols |
|------------|---------------------------------------|-------------------|-------------------------|
| Ks | conductivité hydraulique à saturation | 0-50mm/hr | argile - sable grossier |
| hc | Poussée capillaire effective | 5-300mm | sable grossier - argile |
| θ_s | Teneur en eau à saturation | 0,25-0,45 | argile - sable grossier |

Tableau n° 19
Plage des valeurs théoriques des paramètres utilisés
dans le modèle de MOREL-SEYTOUX

Ces valeurs sont ensuite optimisées sur une plage de données bien définie (entre le sable grossier et l'argile) par la méthode de ROSENBROCK présentée dans la deuxième partie de cette étude.

Le jeu de paramètres optimal retenu sur deux ans de simulation est le suivant : (CR = fonction critère).

| a mm | b mm | c mm | Ks mm/hr | hc mm | Θ s | CR |
|------|-------|-------|-----------|---------------|------------|-------|
| 2.92 | -.025 | 144.4 | e(0.7)=2. | e(5.08)=160.7 | e(-.91)=.4 | 39.2% |

Tableau n° 20

Valeurs optimales des paramètres utilisés dans le modèle de MOREL-SEYTOUX

La recherche de l'optimum nous a amené à explorer une gamme de valeurs très étendue, aussi nous avons travaillé sur les logarithmes de ces trois paramètres. La relative sensibilité des paramètres autour des valeurs retenues justifie a posteriori cette méthode (tableau n° 21)

| $\Delta X/X$ | $\Delta CR/CR$ en % | | | | | |
|--------------|---------------------|-----|------|-------|-------|------------|
| | a | b | c | KS | hc | Θ s |
| -50% | -72 | -36 | -6.5 | >-100 | -42 | -40 |
| -10% | -4 | -4 | -.5 | -2.2 | -2.2 | -2.6 |
| +10% | -.6 | -.2 | -.2 | -2.8 | -2 | -2.2 |
| +50% | >-100 | -31 | -.5 | -4 | >-100 | >-100 |

Tableau n° 21

Etude de sensibilité des paramètres utilisés dans le modèle A associé au module de MOREL-SEYTOUX

Rappelons que la sensibilité du modèle à un paramètre X est liée à la réaction du modèle aux variations de ce paramètre, c'est-à-dire les réactions appréciables par la valeur de la fonction critère (CORMARY et al, 1970) ; plus un paramètre est sensible, plus l'évolution de la fonction critère est forte pour une petite variation du paramètre X.

Si lors de l'étude de sensibilité on remarque que certains paramètres n'ont aucune influence sur le comportement du modèle cela signifie soit que le modèle n'est pas adéquat dans sa totalité soit qu'une partie du modèle est à supprimer ou à modifier puisque n'apportant aucune contribution aux résultats.

Ici, le modèle semble très sensible au paramètre a (niveau du réservoir S en cul de sac) ainsi qu'aux trois paramètres Ks, Θ s, et hc.

Par contre, le paramètre c (niveau du réservoir R) est peu sensible : une variation de +50% est à peine perceptible au niveau de la fonction critère (0,5%). Ceci nous permet de caler d'abord les paramètres de la fonction de production avant celui de la fonction de transfert.

En général, les paramètres Ks, Θ s, varient dans un sens inverse à celui de hc : si le sol est de type argileux la conductivité hydraulique et la teneur en eau seront faibles à

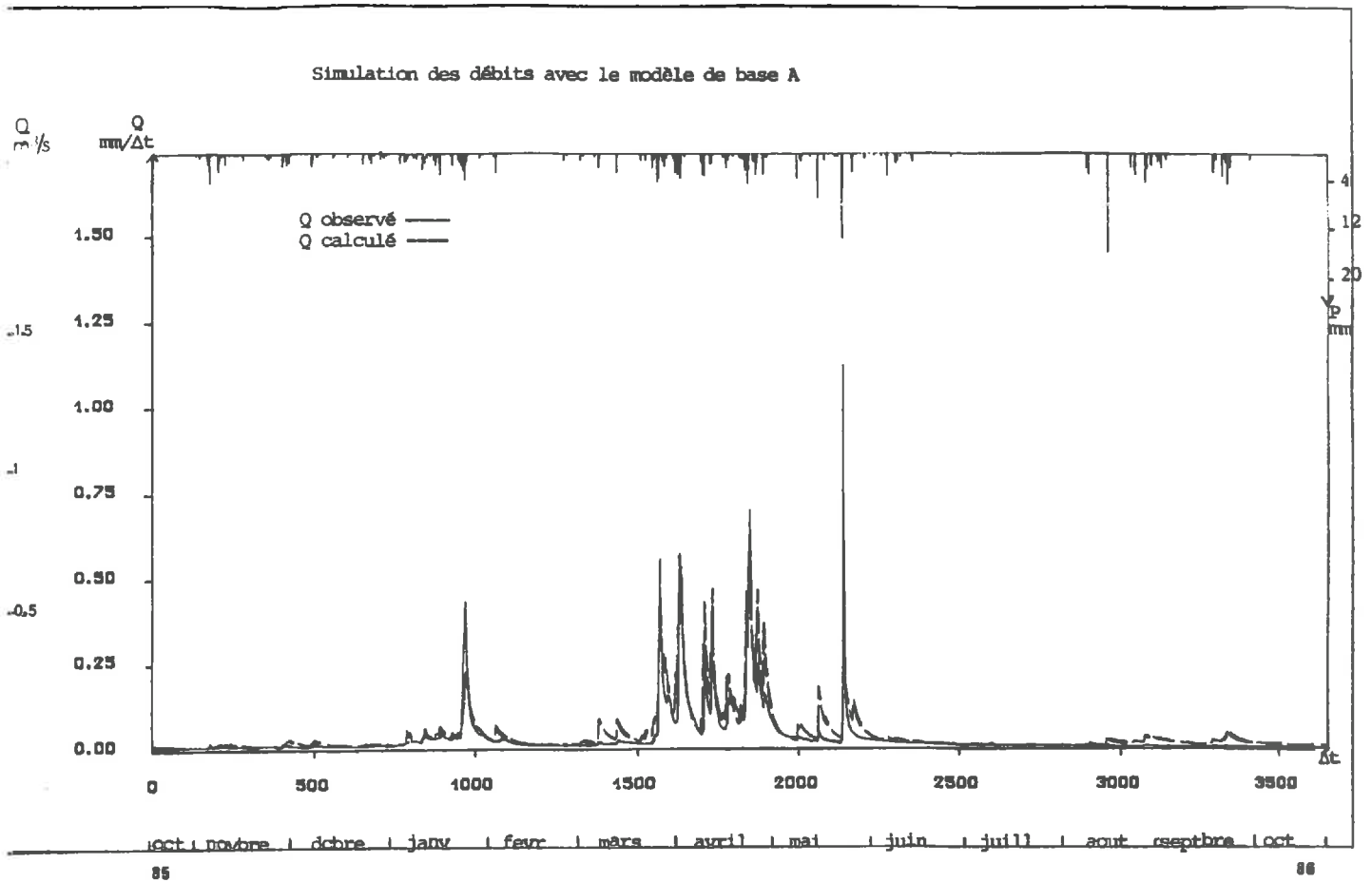
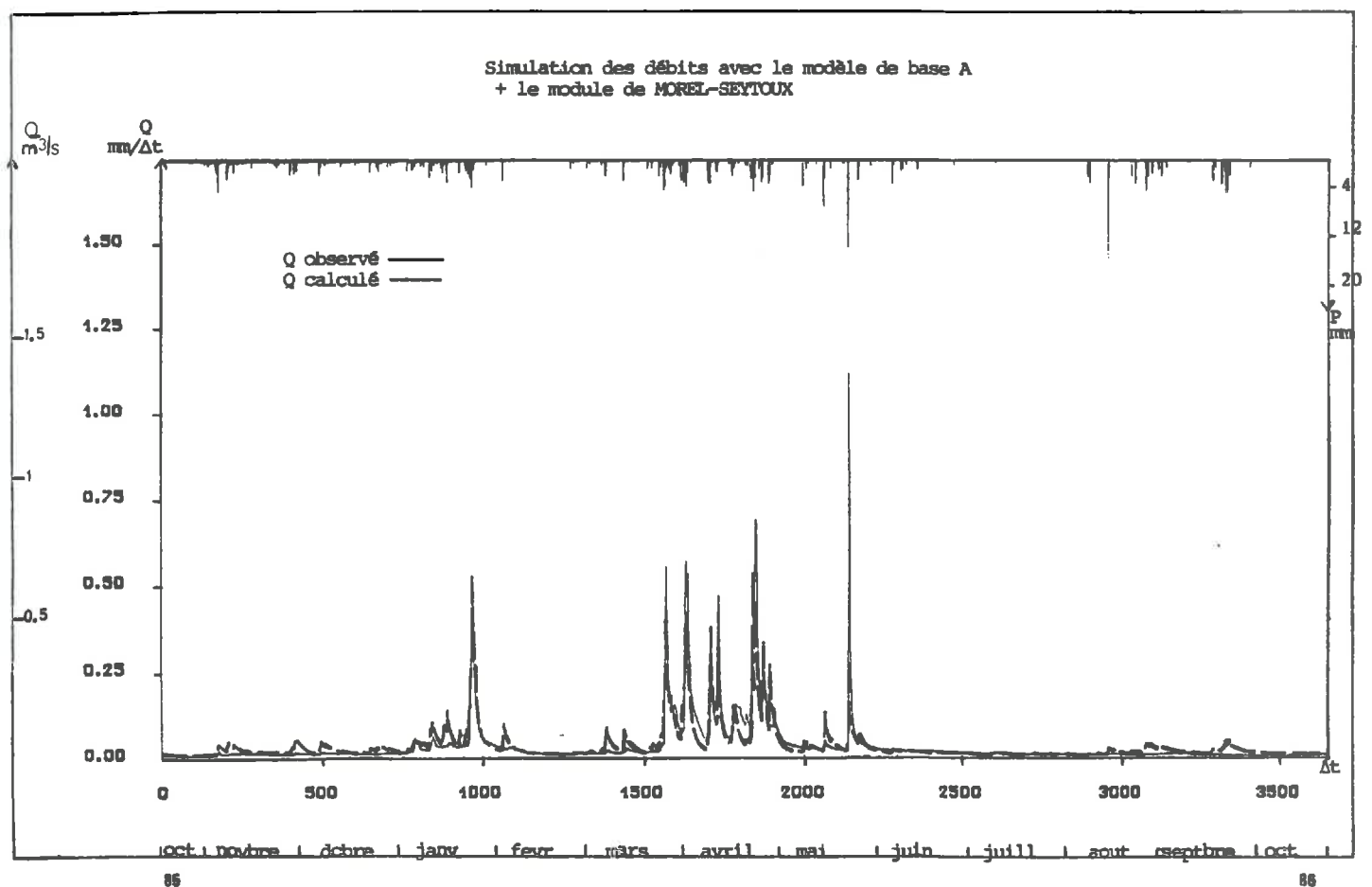


FIG N ° 60



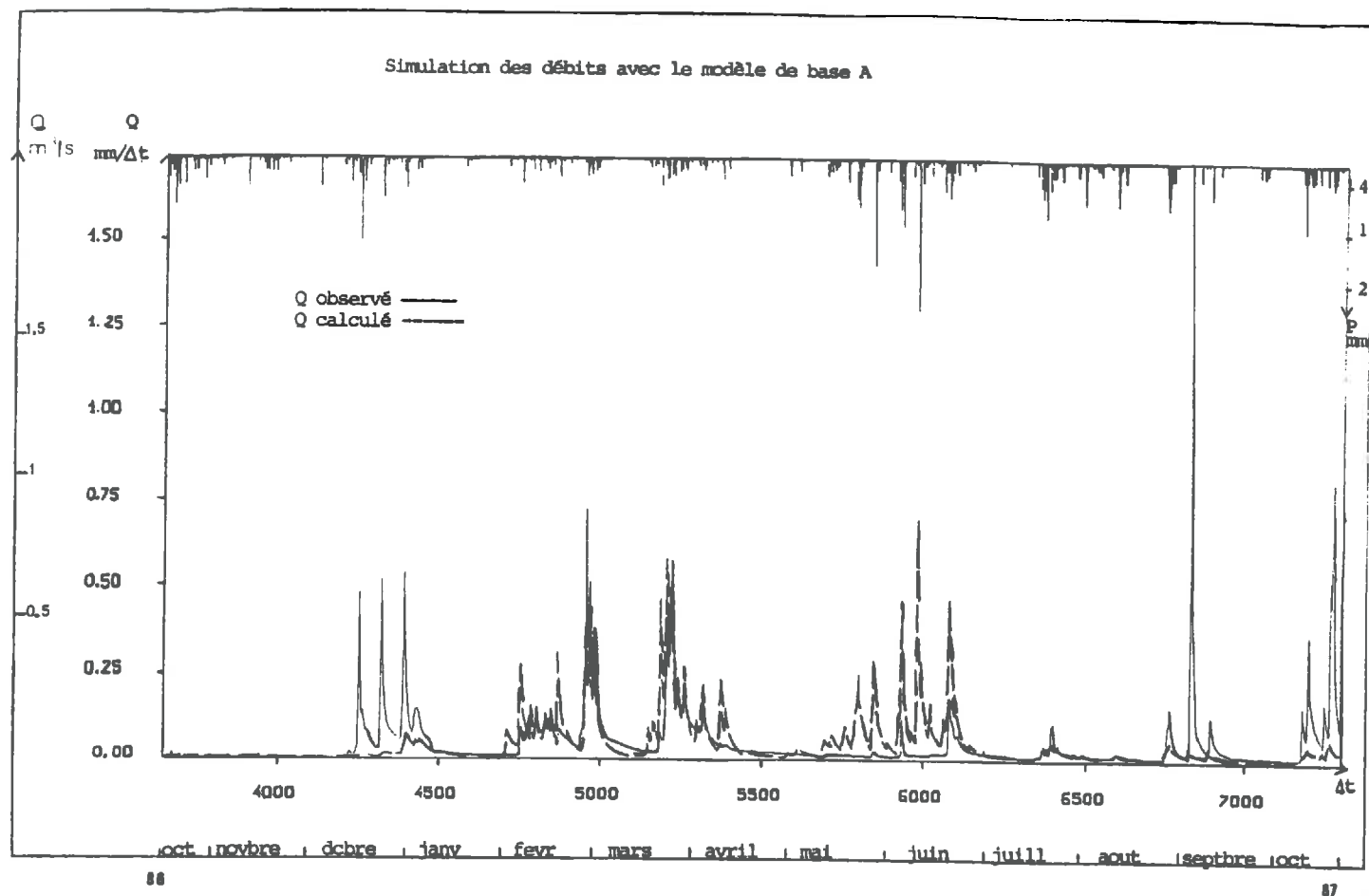
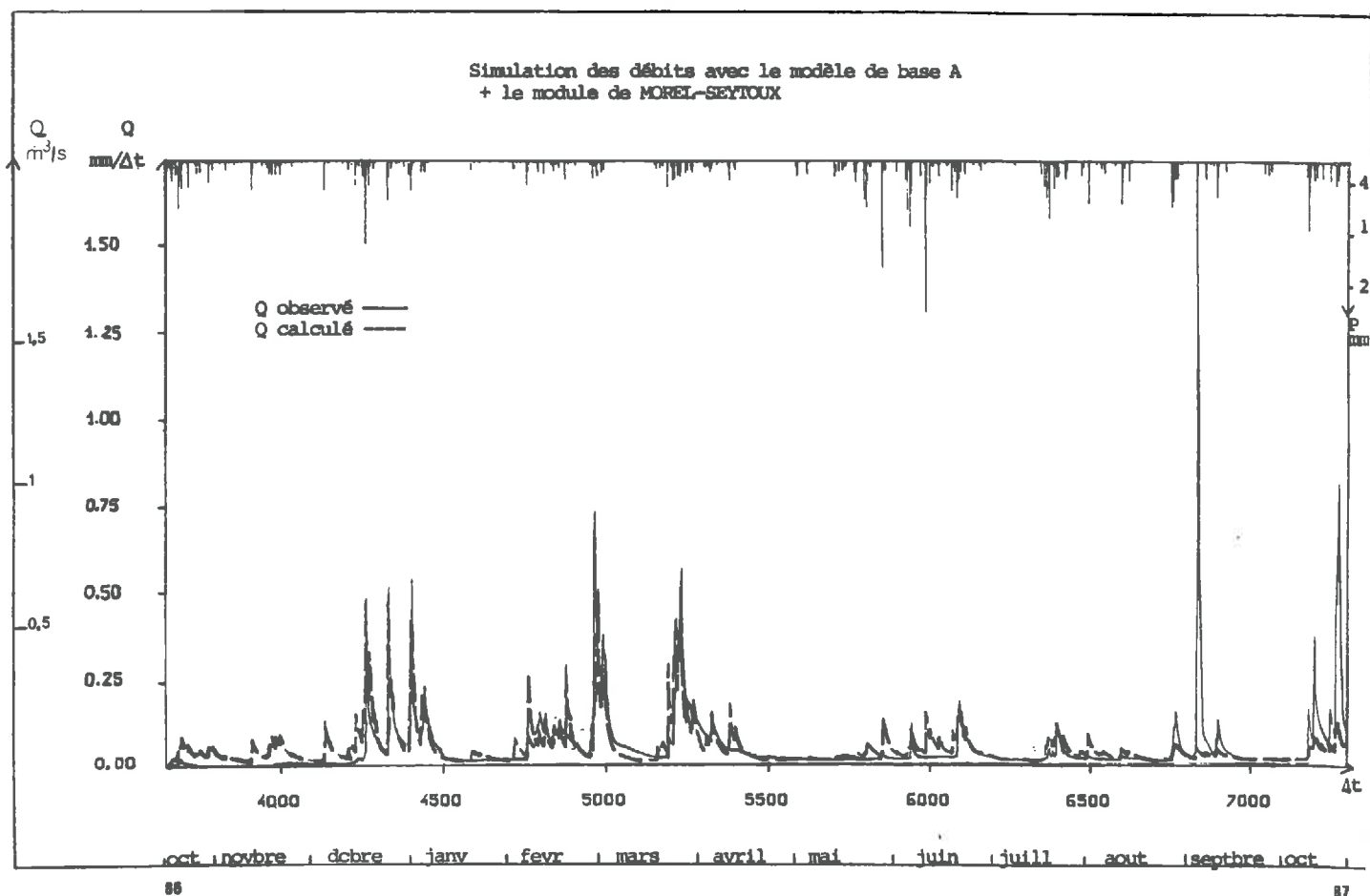


FIG N ° 61



saturation naturelle alors que la pression capillaire sera élevée. Pour un sable grossier ces relations seront inversées.

Dans notre cas, nous avons affaire à un sol de type limono-argileux. Les valeurs de conductivité adoptées sont comprises (HILLEL, 1974) entre 0,8 mm/hr, et 5,2 mm/hr, celles de la poussée capillaire peuvent atteindre 200 mm et la teneur en eau à saturation peut être égale à 40%.

Les valeurs retenues semblent cohérentes, toutefois la valeur de la conductivité hydraulique à saturation peut paraître un peu élevée. Mais n'oublions pas que cette valeur traduit le comportement moyen des 100 premiers centimètres de sol comprenant des drains à 70 cm de profondeur qui favorisent l'infiltration profonde (GAZULL et al, 1987).

Les résultats de la simulation à l'aide du modèle de base A avec et sans modélisation de l'infiltration se trouvent sur le tableau suivant :

| Simulation des débits | 1 an | | 2 ans | |
|---|-------|---|-------|---|
| | CR | paramètres | CR | paramètres |
| Modèle de base A | 18,8% | a = 3.15 mm b = -.028 mm c = 104 mm | 39,6% | a = 3.2 mm b = -.033 mm c = 120 mm |
| Modèle de base A + module de MOREL-SEYTOUX | 19,2% | a = 2.42 mm b = -.028 mm c = 105.4 mm Ks = .174 mm/hr hc = 5.08 mm $\theta_s = -.91$ | 39,2% | a = 2.92 mm b = -.025 mm c = 144.42 mm Ks = .70 mm/hr hc = 5.08 mm $\theta_s = -.91$ |

Tableau n° 22
Comparaison du modèle A et du modèle associé au module
de MOREL-SEYTOUX

La comparaison des résultats obtenus par les deux modèles nous permet de mettre en évidence que la performance modeste du modèle de base ne peut pas être mise sur le compte d'une modélisation trop sommaire des phénomènes de ruissellement et d'infiltration.

Ceci est confirmé par l'examen des résultats graphiques (fig n°60 et n° 61) les simulations des chroniques de débit sont très proches l'une de l'autre et de façon globale il ne semble pas y avoir de différence entre l'un ou l'autre modèle. Peut être y-a-t-il des différences seulement pour quelques rares événements. Nous allons donc examiner plus attentivement les simulations des débits pour quelques crues caractéristiques (fig n° 62 et n° 63).

Nous avons pour cela choisi d'étudier deux crues survenant à une période où a priori le sol est encore saturé (mars 87, mai

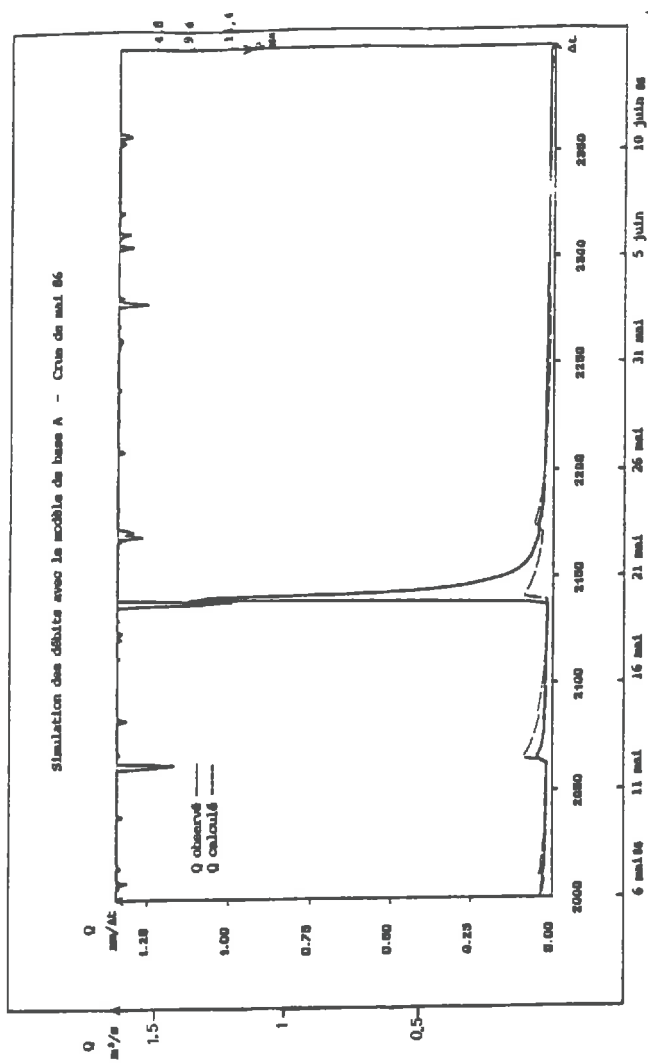
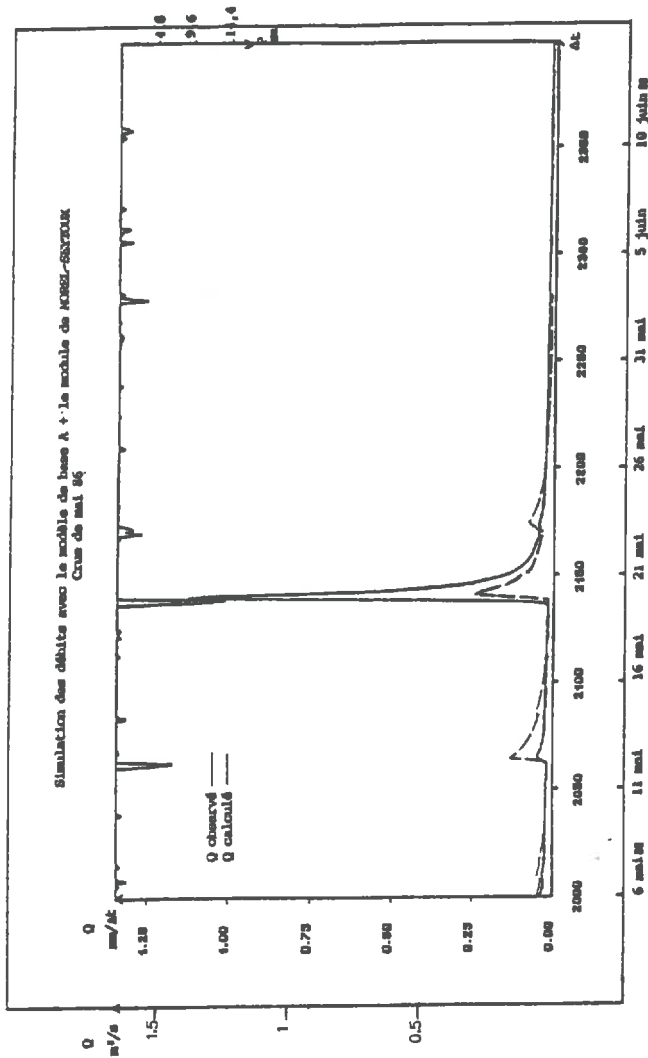
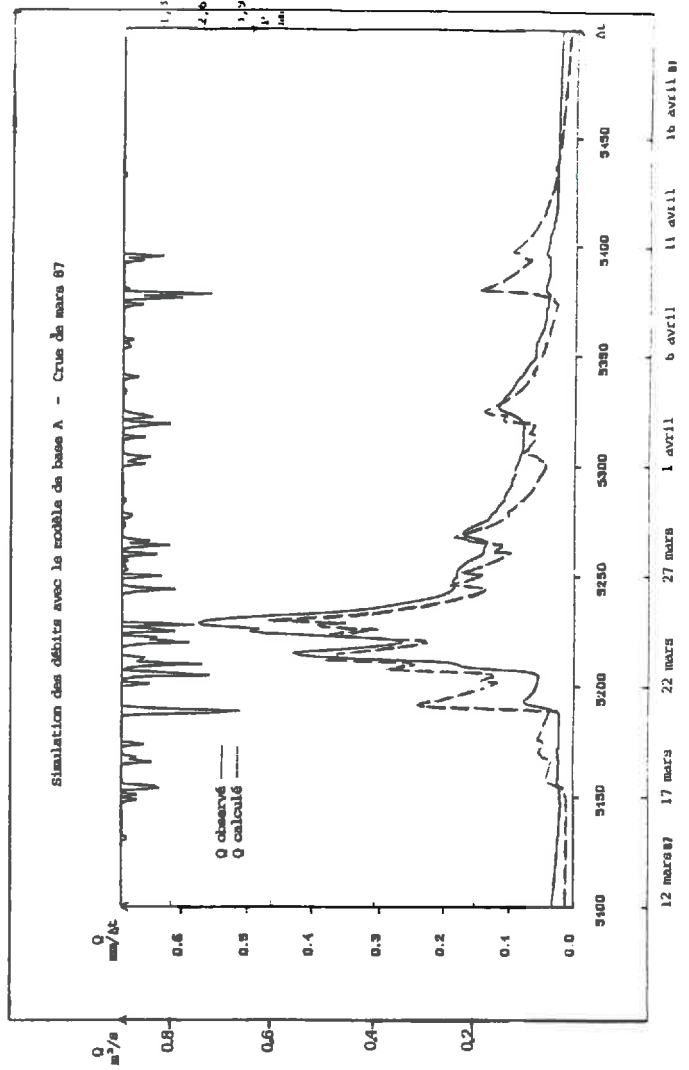
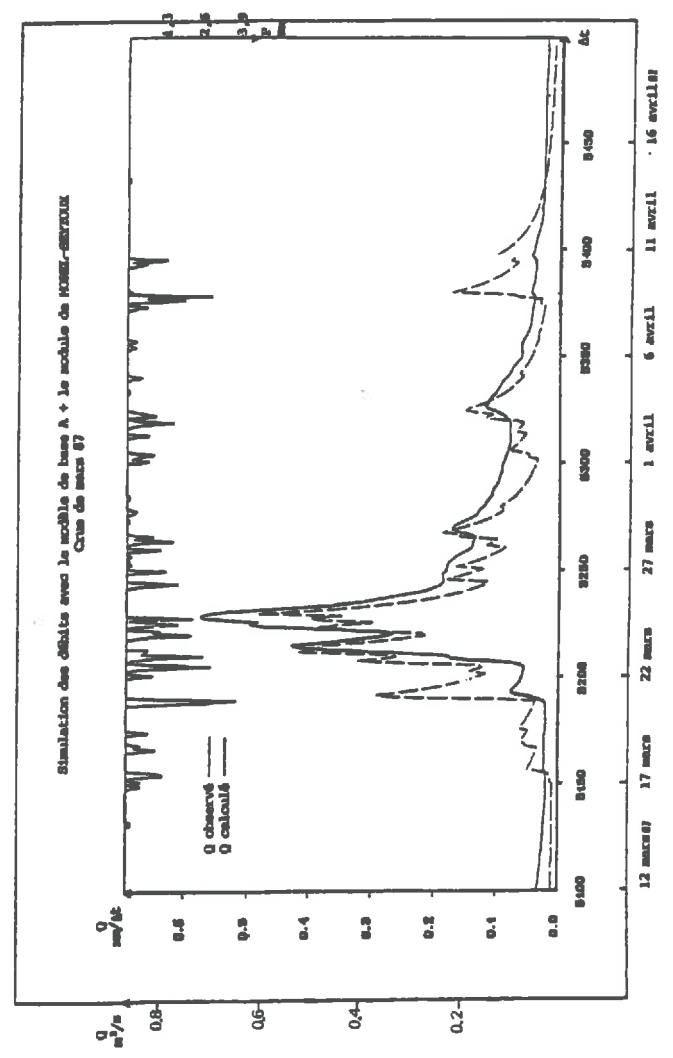


FIG N°62



86) et deux autres crues survenant après une longue période d'étiage, (janvier 86, décembre 86) où la réserve hydrique ne devrait pas être encore reconstituée.

La crue de mai 86 :

C'est une crue simple qui a été provoquée par une forte pluie orageuse de 14,6 mm et dont la pointe de crue est l'une des plus fortes observées sur la période de simulation. Or, que ce soit par l'un ou l'autre modèle cette crue est très mal simulée. Nous constatons qu'à cette époque le niveau du réservoir simulé par les deux modèles est entrain de baisser et la pluie survient lorsque le réservoir S est à moitié vide. Le coefficient d'écoulement K commandé par le niveau du réservoir S ne peut donc être que faible (fig n° 64).

La plus grande partie de la pluie servira alors, dans les modèles, à recharger le niveau du réservoir S. La figure n° 65, montre que dans le module de MOREL-SEYTOUX, l'humidité simulée qui était quasiment nulle avant la pluie devient égale à 25% après la pluie ; il n'y a donc qu'une petite partie qui ruissellera.

Or, il en est allé tout autrement, cette pluie orageuse a engendré un fort ruissellement sur le bassin de l'ORGEVAL (ce qui est généralement assez rare) qui est parvenu à l'exutoire.

Comme le modèle de base A ne prend pas en compte cette composante de l'écoulement la simulation d'une telle crue est donc forcément mauvaise, par contre avec le module de MOREL-SEYTOUX, il y a quand même une partie de la pluie (PR) qui a donné du ruissellement mais pas de manière suffisante (fig n° 65).

La crue de mars 87 :

C'est une crue complexe de moyenne importance engendrée par des pluies de faible intensité. Les deux simulations sont à peu près équivalentes. En mars 87 le niveau du réservoir S simulé par les deux modèles est assez élevé et donc le coefficient d'écoulement est assez fort ($K = 0,6$ et $K = 0,55$ pour l'un et l'autre modèle) (fig n° 64).

Mais, la pluie qui est tombée à cette époque ne va pas engendrer de ruissellement car son intensité est faible et une grande partie va être reprise par les drains. L'humidité va peu évoluer puisque le sol est déjà saturé.

Les deux modèles pour ce type de pluie vont donc donner des résultats semblables puisqu'il n'y a pas eu de ruissellement. On remarque sur la fig n° 65 que ce comportement est cohérent avec la simulation de l'humidité qui ne varie presque pas et la simulation de la pluie ruissellée nulle pour cet événement .

La crue de décembre 86 :

La crue de décembre 86, est en fait suivie de deux autres crues à peu près semblables et présentant moins d'intérêt. Nous n'examinerons donc que l'une d'entre elles, la première.

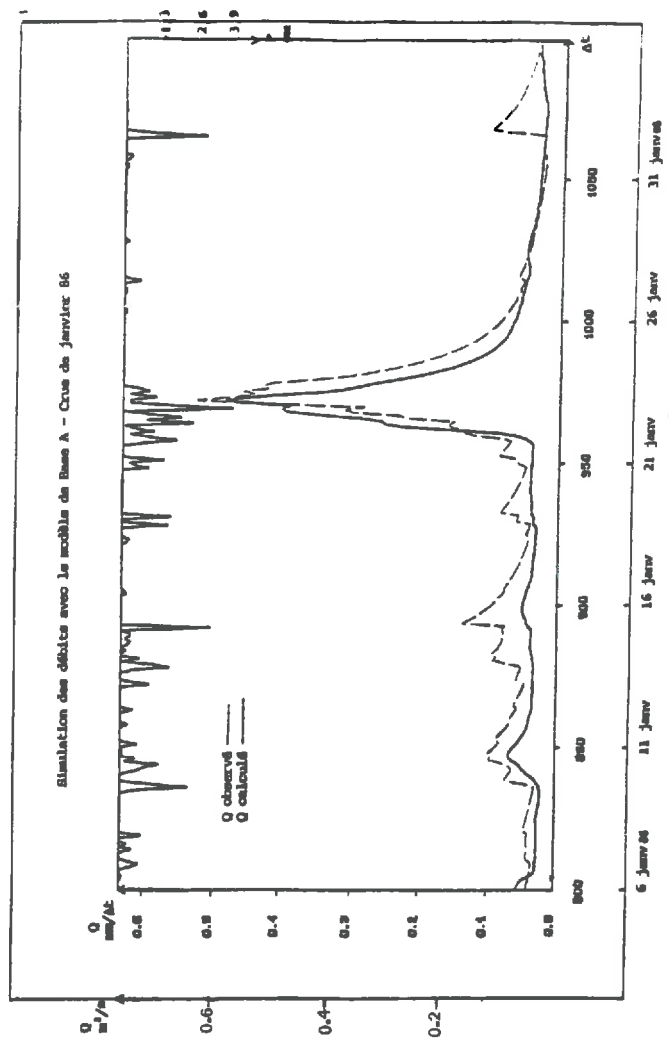
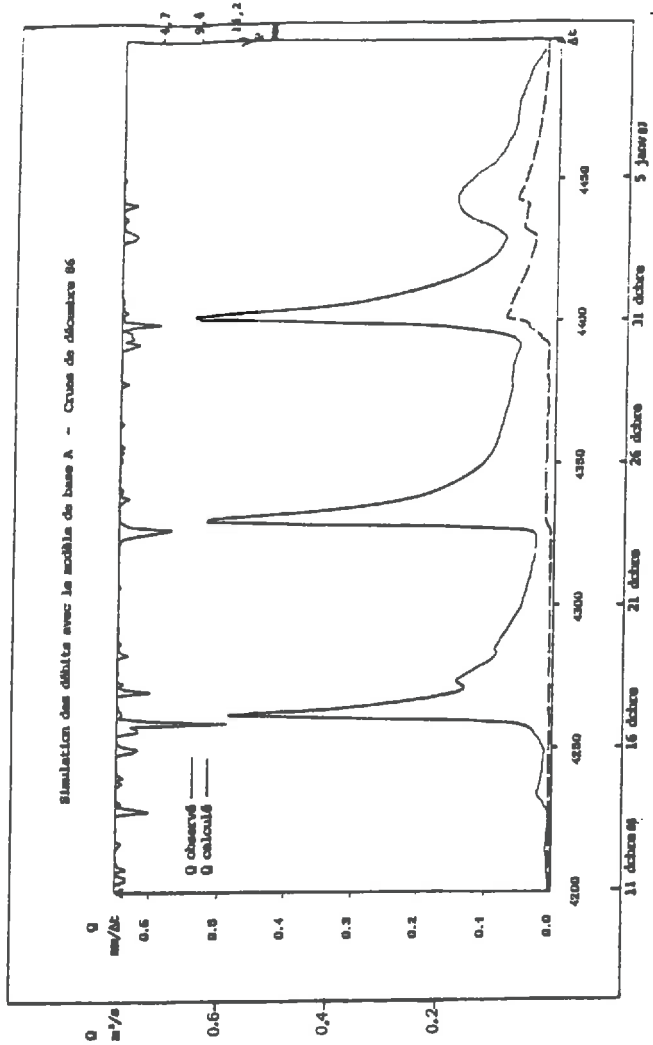
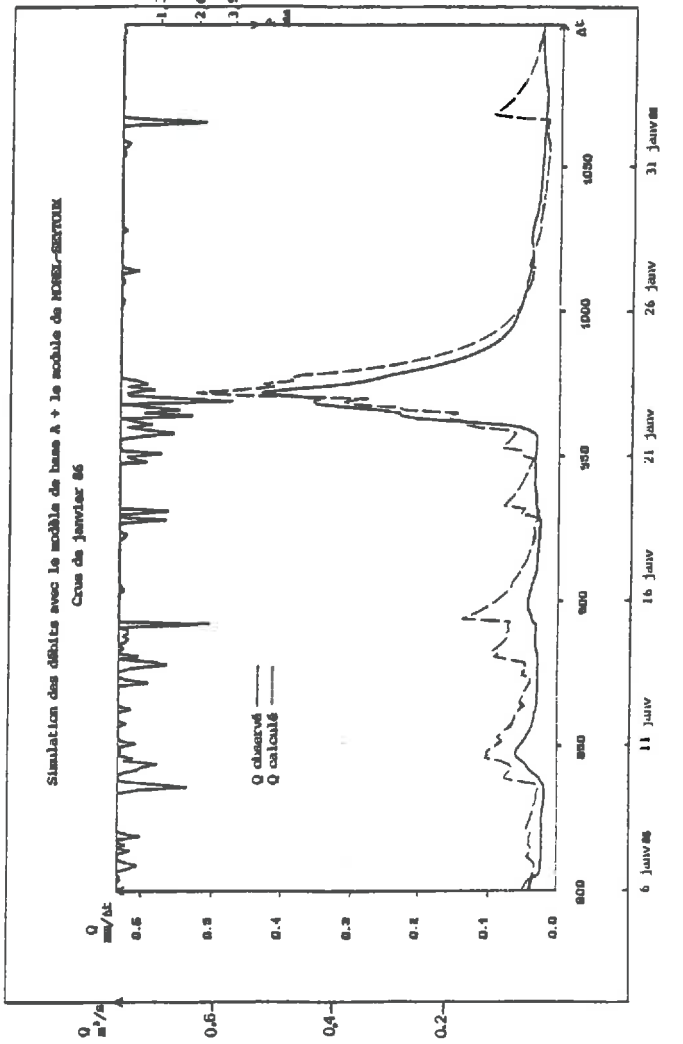
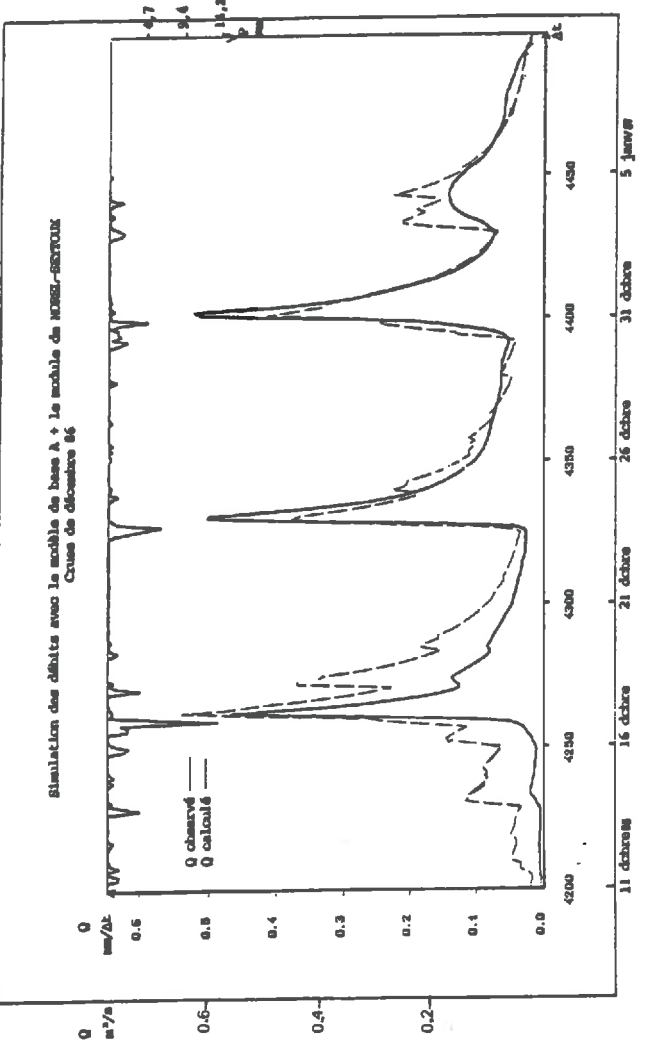


FIG N° 63



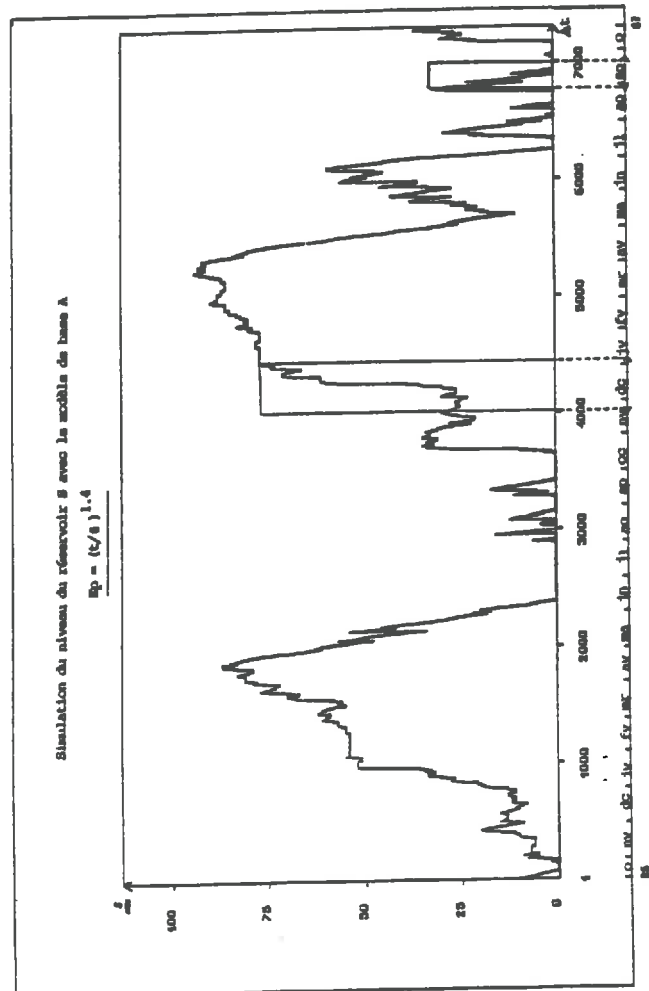
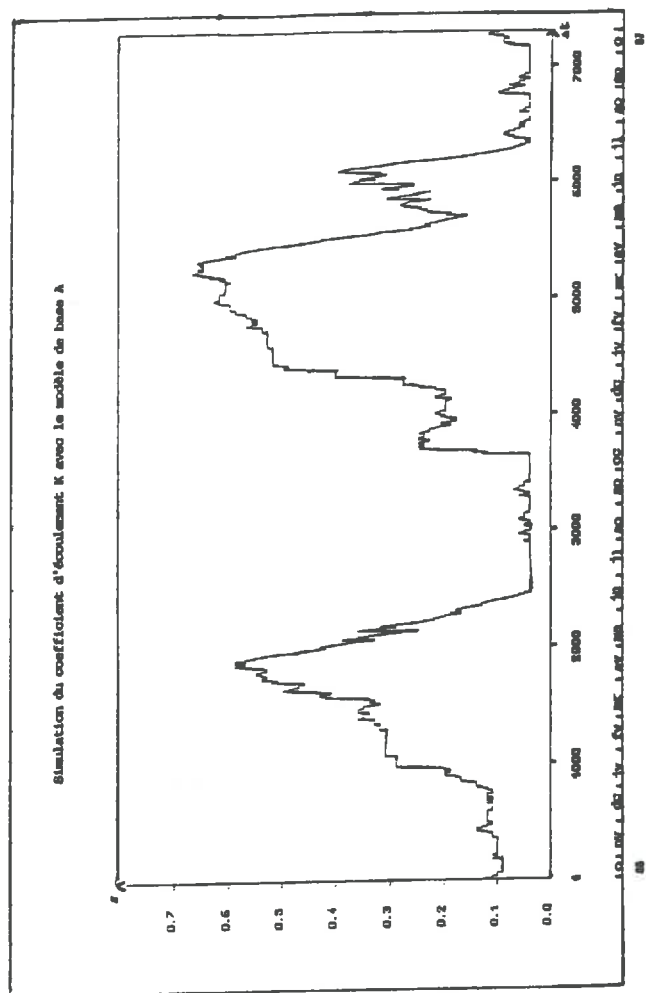
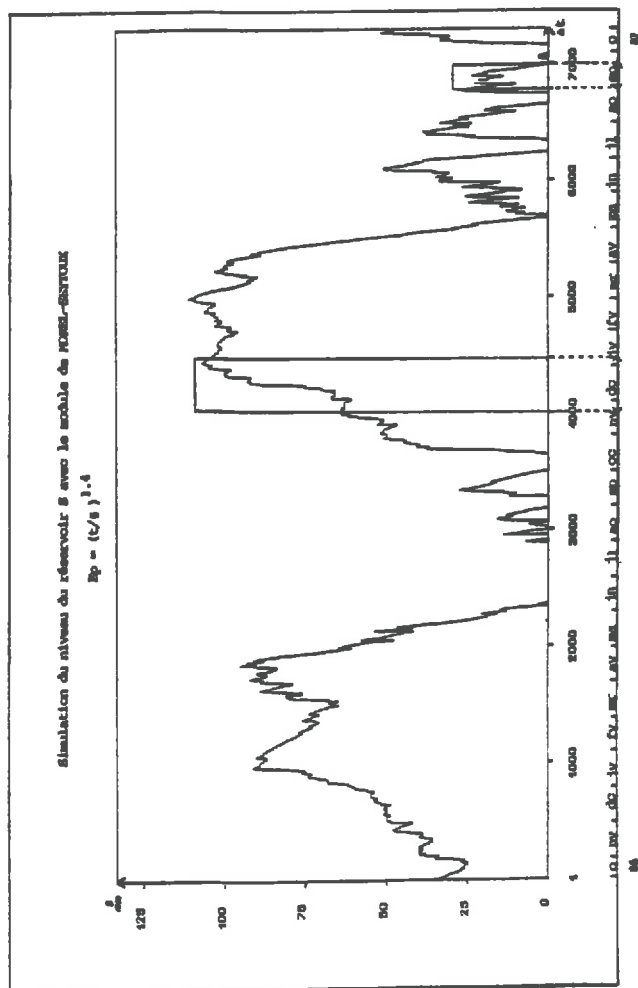
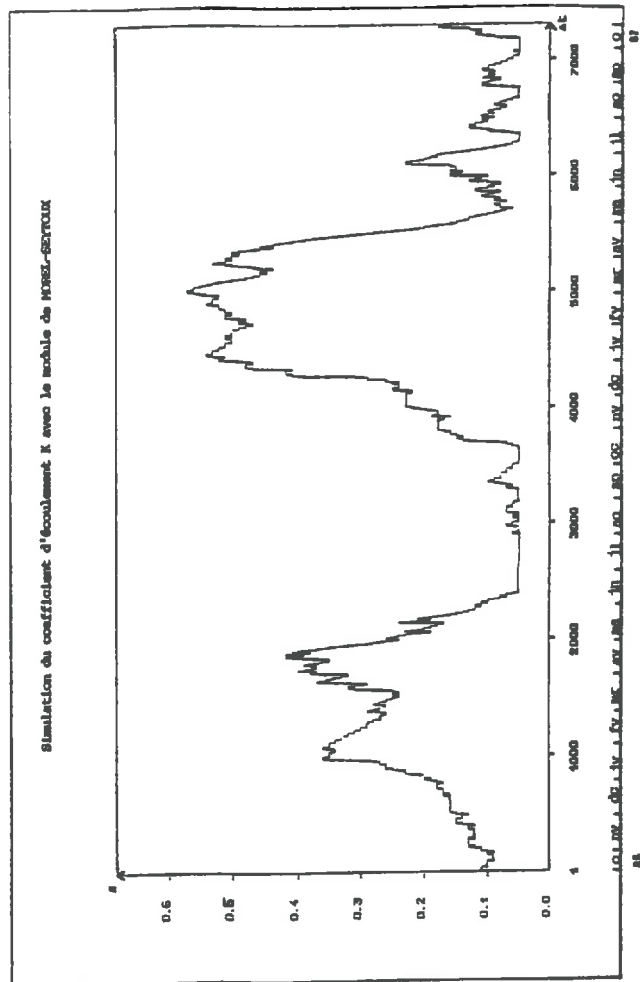


FIG N °64



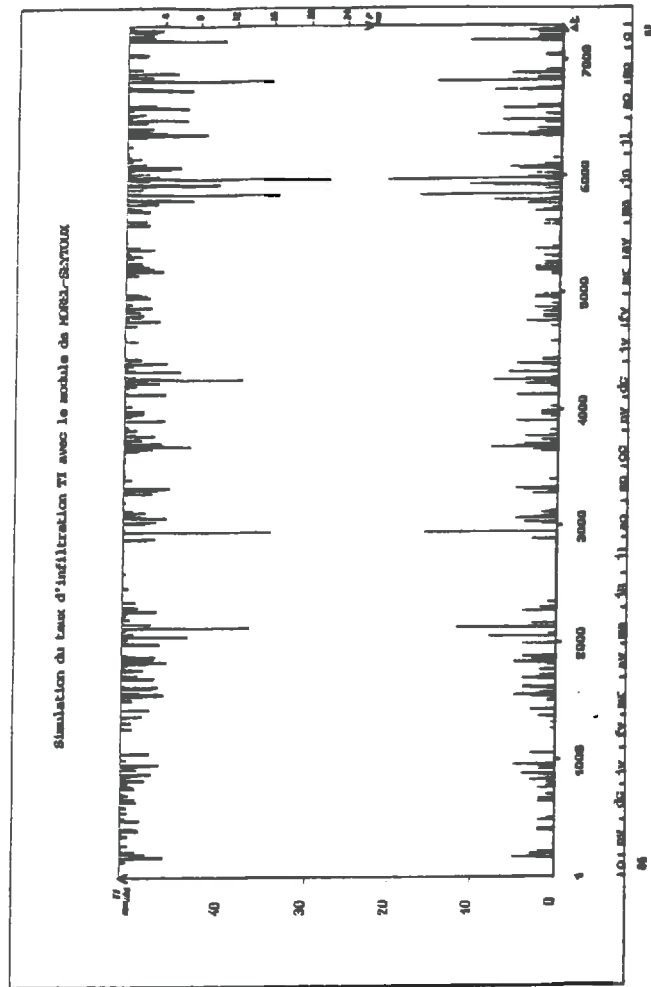
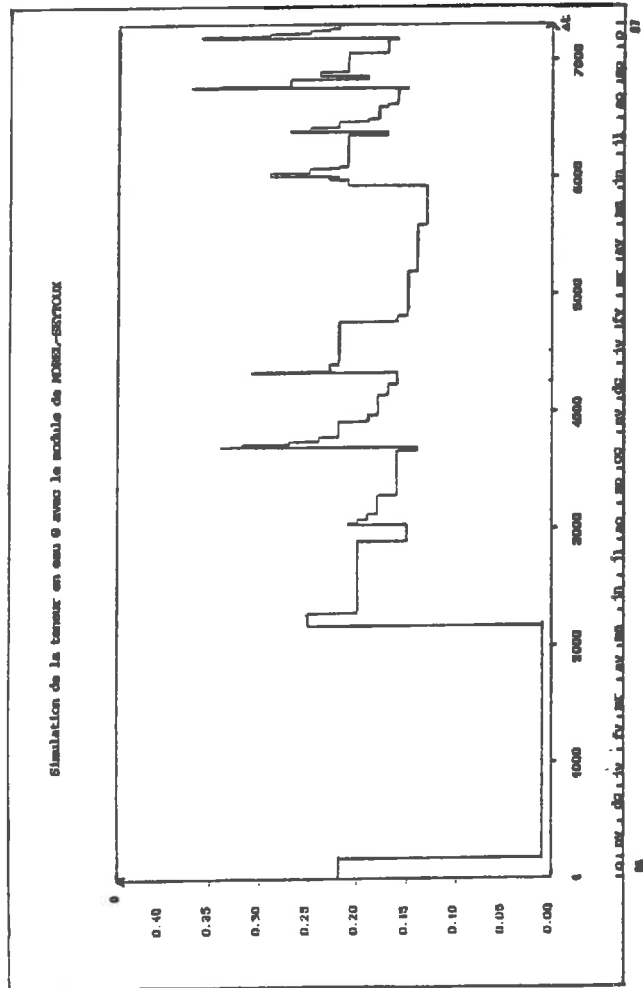
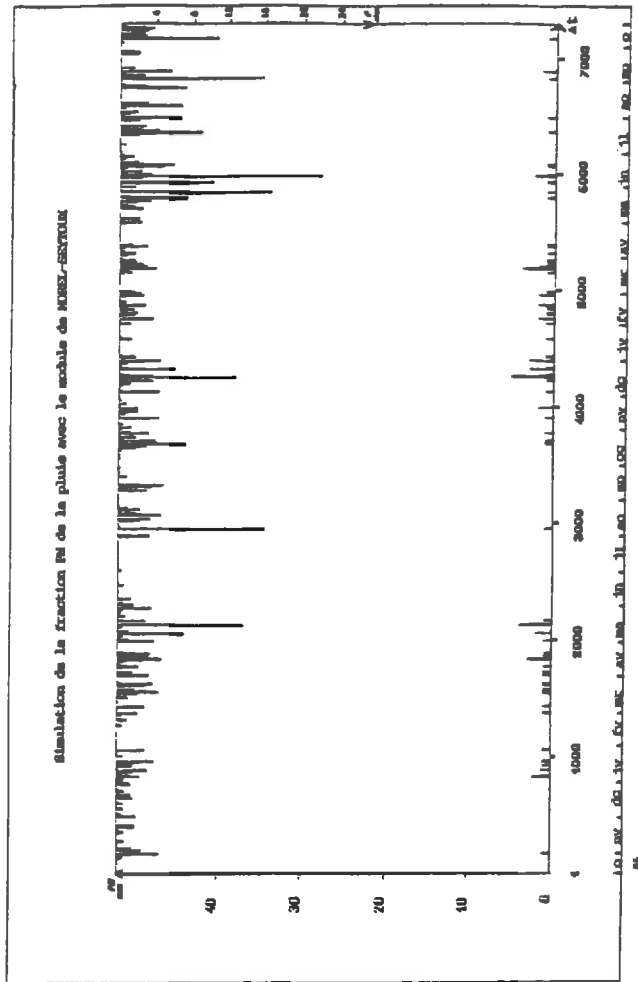
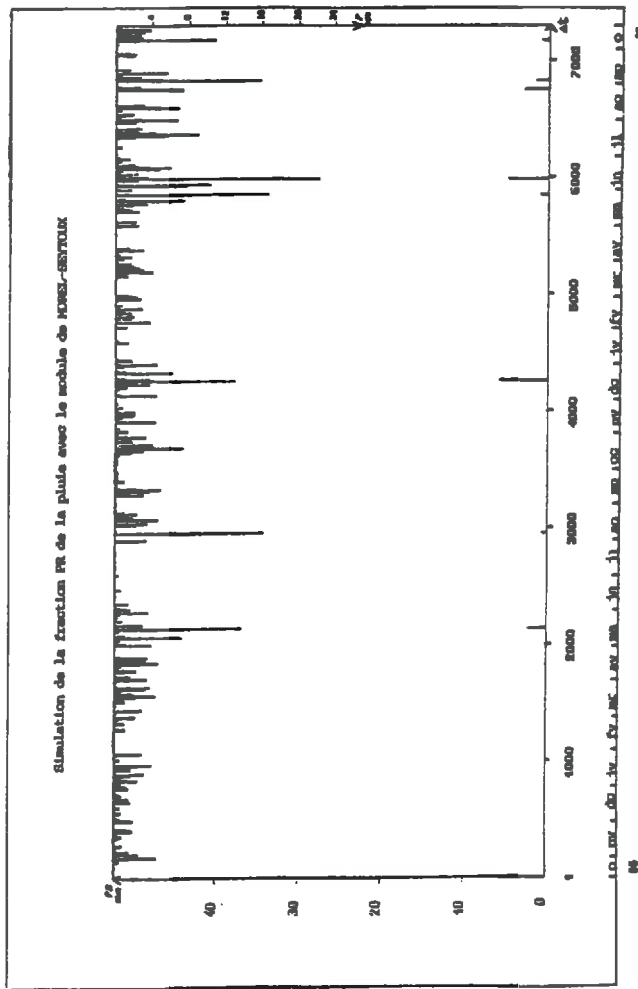


FIG N ° 65



Cette crue est beaucoup mieux simulée par le modèle avec le module de MOREL-SEYTOUX que sans ce module. En effet la pluie qui l'a engendrée est une grosse pluie de 13,5 mm ayant surement provoqué un fort ruissellement de surface qui dans ce cas-ci a été bien modélisé par le module de MOREL-SEYTOUX. On remarque en effet, que l'humidité initiale simulée est plus forte qu'en mai 86 (fig n° 65), la capacité d'infiltration sera donc moins élevée et la fraction de la pluie destinée au ruissellement plus grande.

D'autre part, l'humidité initiale n'évolue pas immédiatement après la première averse, la pluie ne servira donc pas dans un premier temps à recharger le réservoir S, mais ruissellera en grande partie. L'autre partie est reprise par les drains et rejoindra aussi l'exutoire.

Il semble par contre qu'avec le modèle A, la pluie n'ait servi qu'à recharger le réservoir S, plutôt qu'à produire un écoulement important (le coefficient K est très faible à ce moment là) (fig n° 64).

La crue de janvier 86 :

C'est une crue de moyenne importance survenant après une période d'étiage. Les pluies sont de faible intensité et ne semblent pas avoir provoqué de ruissellement. En effet, lorsqu'on compare la simulation des débits par les deux modèles il n'y a pratiquement pas de différence.

D'autre part, le module de MOREL-SEYTOUX n'a pas généré de ruissellement à cette époque, l'écoulement observé à l'exutoire est donc dû à l'interception d'une grande partie de la pluie par les drains.

D'après ces quatre exemples ayant des conditions initiales différentes (sol saturé ou non, pluie forte ou non) on constate qu'en l'absence de ruissellement caractérisé, ce qui est plutôt général sur le bassin versant de l'ORGEVAL (HLAVEK et al, 1974), les deux modèles (avec et sans modélisation de l'infiltration) simulent les débits de façon pratiquement équivalente.

Par contre, lorsqu'un ruissellement caractérisé existe (quelques cas seulement), le modèle avec le module de MOREL-SEYTOUX est un peu meilleur si le sol n'est pas saturé et bien meilleur si la teneur en eau du sol est plus grande. Il semble qu'en mai 86, le calcul de la teneur en eau initiale donne des valeurs trop faibles, ce qui est peut être dû à une période de mise en route trop courte (500 pas de temps). Cette période n'a pas pu être augmentée compte tenu de la durée limitée des observations (2 ans).

En fait, puisque sur le bassin de l'ORGEVAL le ruissellement de surface est très rare, il est normal de constater que les résultats de la simulation sur l'ensemble de la période étudiée sont pratiquement équivalents avec et sans modélisation de ce phénomène.

Sur d'autres bassins les résultats seraient probablement différents. Il faut noter en outre, que nous n'avons testé dans notre modèle qu'une partie du modèle SWATC^H élaboré par MOREL-SEYTOUX (calcul de l'infiltration, de la pluie efficace et de l'évolution de la teneur en eau du sol), la modélisation de l'écoulement profond, de l'écoulement de base et du transfert à l'exutoire n'ont pas été pris en compte. Il aurait fallu pour cela pouvoir adapter le programme SWATC^H (conçu pour un CYBER 825) au micro-ordinateur utilisé, possédant beaucoup moins de place mémoire.

VIII.3 - Conclusion :

Les essais d'amélioration de la fonction de production du modèle A, tant au point de vue de l'évaluation de l'évapotranspiration que du calcul de la capacité d'infiltration n'ont pas montré d'intérêt particulier pour la modélisation des débits sur le bassin versant de l'ORGEVAL. Seule la simulation de quelques événements pour lesquels il existait un ruissellement caractérisé a été améliorée.

Néanmoins, cette réflexion sur des améliorations possibles du modèle nous a permis tout d'abord de confirmer la validité de l'expression adoptée sur l'ORGEVAL par MICHEL(1983) pour l'évaporation ($E = (t/6)^{1.4}$) ; mais surtout de vérifier que le ruissellement de surface déterminé par la méthode de MOREL-SEYTOUX était un phénomène rare sur le bassin ; ce qui est conforme aux observations que l'on peut faire directement sur le terrain.

Sur ce bassin, les crues sont plutôt liées à une augmentation de l'écoulement rapide qui peut être dû en partie, à l'existence de réseaux de drainage ou de fentes de retrait en période estivale...

D'autres phénomènes non encore bien connus peuvent intervenir, ce qui laisse à penser que leur modélisation au niveau du bassin, ne semble pas pouvoir être encore bien maîtrisée.

IX - Autres indicateurs de l'état hydrique du sol pour le modèle B:

Dans le modèle B, le réservoir S de production est remplacé par des valeurs mesurées de l'état hydrique du sol, qui, selon l'hypothèse émise dans la première partie (chapitre III.1.) peuvent représenter l'évolution d'un indicateur lié à la saturation du bassin versant.

Or l'état hydrique du sol n'est pas seulement caractérisé par sa teneur en eau (humidité) mais aussi par l'état énergétique de cette eau dans le sol (potentiel) ainsi que par le sens des flux (gradient de potentiel).

D'autre part, lors de l'étude statistique préliminaire nous avons montré que le "gradient d'humidité" était aussi une variable explicative intéressante du coefficient d'écoulement ; il avait permis d'améliorer la corrélation pluie-débit-humidité volumique.

Nous avons donc introduit ces différentes variables dans l'expression du coefficient d'écoulement du modèle B, et nous les avons testées en simulation sur une période de deux ans. Ces tests peuvent nous permettre de vérifier l'intérêt de ces autres indicateurs lorsqu'ils sont utilisés dans un modèle en continu.

Dans un premier temps, nous présentons les résultats de chacun de ces tests avant d'en faire une interprétation liée au cadre du bassin versant de l'ORGEVAL.

IX.1 - L'humidité du sol et le "gradient d'humidité" :

Si l'humidité permet de connaître l'état global de saturation du sol "le gradient d'humidité" peut être considéré comme un indicateur de son inégale répartition. Ces deux variables peuvent se compléter, et avant de les associer nous les avons testées séparément pour mieux comprendre leurs rôles respectifs.

IX.1.1 - La teneur en eau du sol :

L'humidité volumique peut être mesurée à différentes profondeurs ainsi que pour des tranches de sol de différentes épaisseurs. Nous avons voulu étudier dans un premier temps,

quelle(s) étai(en)t la (ou les) couches de sol donnant la meilleure simulation des débits sur le bassin de l'ORGEVAL.

Les données d'humidité sont mesurées sur la parcelle expérimentale de BOISSY LE CHATEL matin et soir. Elles permettent de connaître les valeurs de teneur en eau volumique à partir des comptages obtenus grâce à une sonde à neutrons automatique (cf IIème partie).

Nous avons utilisé séparément la mesure de l'humidité sur chaque tranche de sol de 10 cm comprise entre 15 et 85 cm (limite à partir de laquelle le profil hydrique évolue peu ou pas du tout en fonction de la pluie tombée sur le bassin).

Nous avons aussi additionné les valeurs correspondant à différentes profondeurs de mesure .

Les résultats obtenus pour le calage en simulation sur 1 an et 2 ans de données se trouvent sur les tableaux n° 23 , 24 , pour les différentes tranches de sol considérées et sur le tableau n° 25 pour leurs cumuls successifs.

Résultat de la simulation avec le modèle B à partir des valeurs d'humidité à différentes profondeurs

| Profondeurs de mesure | 15 | | 25 | | 35 | | 45 | |
|--------------------------------|------|---------------------------|------|---------------------------|------|----------------------------|------|----------------------------|
| | CR % | params mm | CR % | params mm | CR % | params mm | CR % | params mm |
| Calage en simulation sur 1 an | 19.3 | a=30.4 b=-.05 c=106 | 17.4 | a=30.5 b=-.05 c=106 | 16.6 | a=20.7 b=-.03 c=89 | 16.5 | a=18.6 b=-.03 c=89.5 |
| Calage en simulation sur 2 ans | 47.4 | a=31.2 b=-.05 c=178 | 48.6 | a=31.4 b=-.05 c=185 | 44.9 | a=18.7 b=-.03 c=88.4 | 40.5 | a=18.7 b=-.03 c=75.2 |

Tableau n° 23

| Profondeurs de mesure | 55 | | 65 | | 75 | | 85 | |
|--------------------------------|------|----------------------------|------|---------------------------|------|---------------------------|------|---------------------------|
| | CR % | params mm | CR % | params mm | CR % | params mm | CR % | params mm |
| Calage en simulation sur 1 an | 15.2 | a=83.9 b=-.14 c=94.5 | 23.4 | a=84.5 b=-.14 c=143 | 27.3 | a=84.4 b=-.14 c=122 | 31.2 | a=84.5 b=-.14 c=199 |
| Calage en simulation sur 2 ans | 24.6 | a=84.1 b=-.14 c=98.7 | 33.2 | a=84.5 b=-.14 c=167 | 48.5 | a=84.5 b=-.14 c=106 | 49.4 | a=82.6 b=-.13 c=118 |

Tableau n° 24

Résultat de la simulation avec le modèle B pour le cumul des valeurs d'humidité à différentes profondeurs

| Profondeurs cumulées | 15+25 | | 15+25+35 | | 15+25+35+45 | | 15+25+35+45+55 | |
|--------------------------------|-------|----------------------------|----------|----------------------------|-------------|----------------------------|----------------|-----------------------------|
| | CR % | params mm | CR % | params mm | CR % | params mm | CR % | params mm |
| Calage en simulation sur 1 an | 21.6 | a=51.3 b=-.04 c=139 | 21 | a=61.3 b=-.03 c=93.1 | 21 | a=76.5 b=-.03 c=125 | 20.4 | a=89.3 b=-.03 c=193 |
| Calage en simulation sur 2 ans | 45.8 | a=22.9 b=-.02 c=68.9 | 46 | a=33.7 b=-.02 c=45.2 | 44.8 | a=38.3 b=-.02 c=25.9 | 40.9 | a=45.3 b=-.015 c=22.6 |

Tableau n° 25

Nous constatons que c'est avec la mesure faite à 55 cm de profondeur que l'on obtient la meilleure fonction critère que ce soit sur 1 an ou sur 2 ans de données. Le cumul des valeurs sur plusieurs profondeurs de sol n'apporte aucune amélioration en simulation.

A cette profondeur, les humidités volumiques sont comprises entre 25% et 33,1% (fig n° 66) ce qui correspond à un taux de saturation compris entre 68% et 90%.

Pour des valeurs négatives de b, le coefficient d'écoulement, $K = 1/(1 + \exp(a + b \times H))$, va évoluer dans le même sens que l'humidité : H et K augmentent quand le sol sature et diminuent dans le cas contraire (fig n° 66).

A 55 cm, les variations de teneur en eau sont beaucoup plus atténuées qu'en surface : la tranche de sol comprise entre 0 et 20 cm a une humidité qui varie entre 38,5% et 11,4% (annexe n° IV-2).

On aurait pu penser que les mesures de surface à 15 cm donneraient de meilleurs résultats qu'en profondeur or il apparaît d'après les résultats numériques que ce sont les mesures faites à 55 cm qui permettent une meilleure simulation des débits sur le bassin de l'ORGEVAL. Ce résultat n'est probablement pas extrapolable tel quel sur d'autres bassins, pour lesquels il serait nécessaire de rechercher la profondeur optimale.

On peut émettre l'hypothèse que les variations de teneur en eau à 55 cm mesurées sur la parcelle expérimentale gazonnée et drainée même si elles ne représentent pas l'humidité sur l'ensemble du bassin, donnent une indication de son évolution.

Il aurait été intéressant de pouvoir mesurer l'humidité des couches comprises entre 0-5 cm, car ce sont elles qui d'après les études effectuées dans ce domaine participent le plus aux processus d'écoulement. Or il n'est malheureusement pas possible de le faire avec la sonde à neutrons puisque la sphère d'influence a un rayon de 10 cm et que même avec un réflecteur, les valeurs obtenues ne sont pas fiables.

Les résultats graphiques des simulations (annexes n° VII-2 a,b) pour chaque profondeur et pour leur cumul illustrent les résultats numériques. Pour les différents tests effectués nous

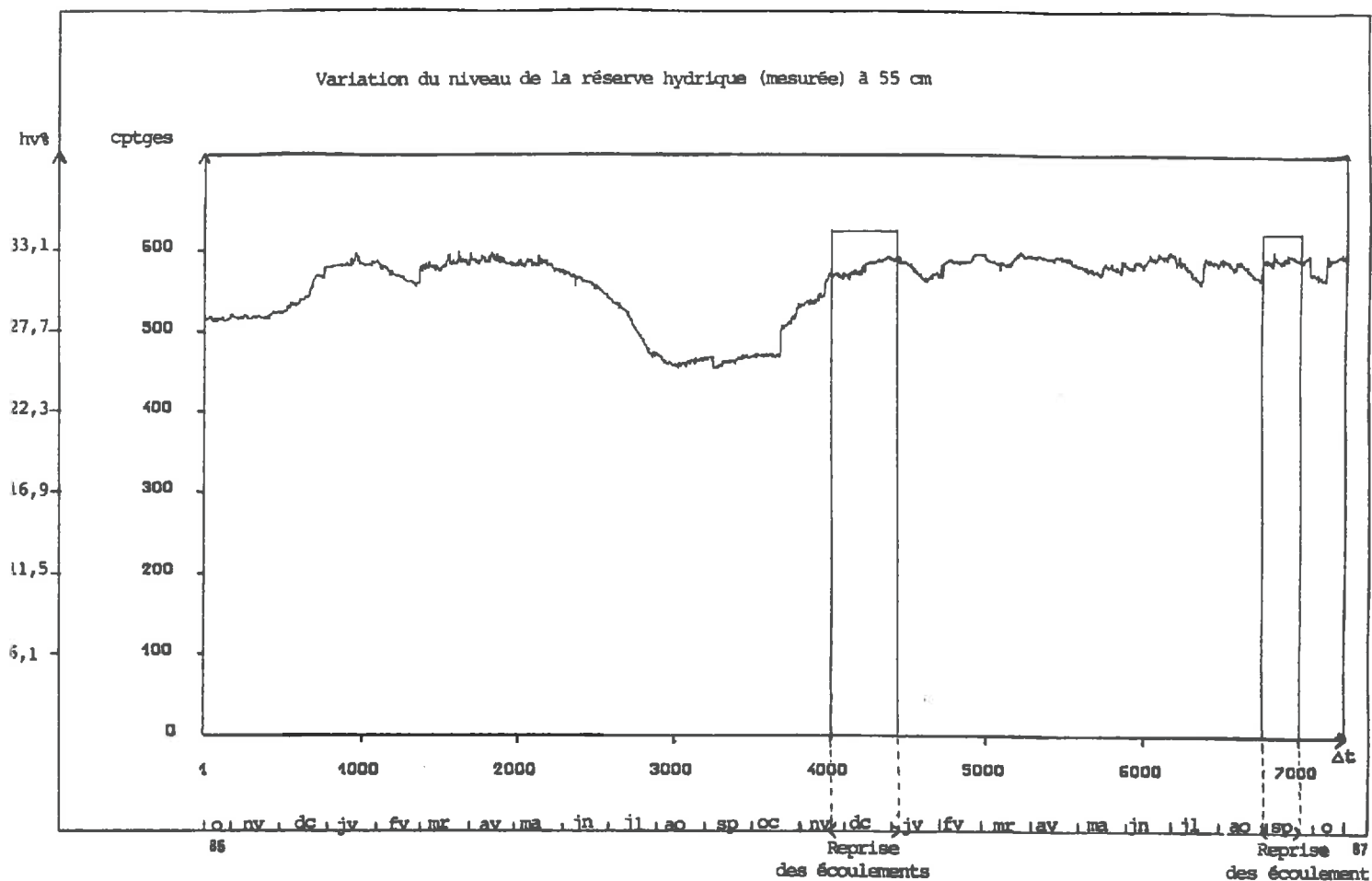
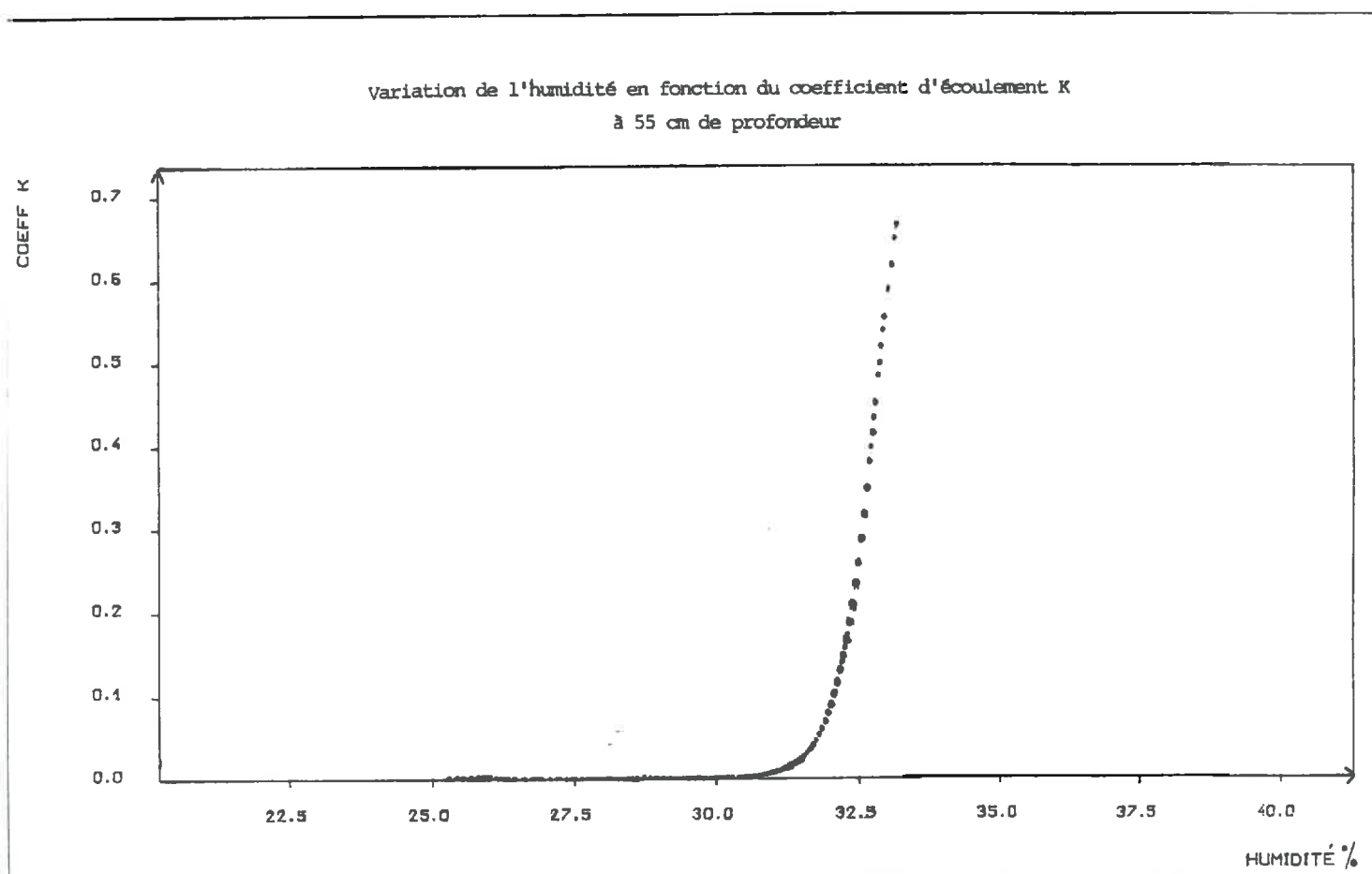


FIG N° 66



Simulation des débits avec le modèle de base B à partir des variations d'humidité à 25 cm de profondeur - Crues de décembre 86

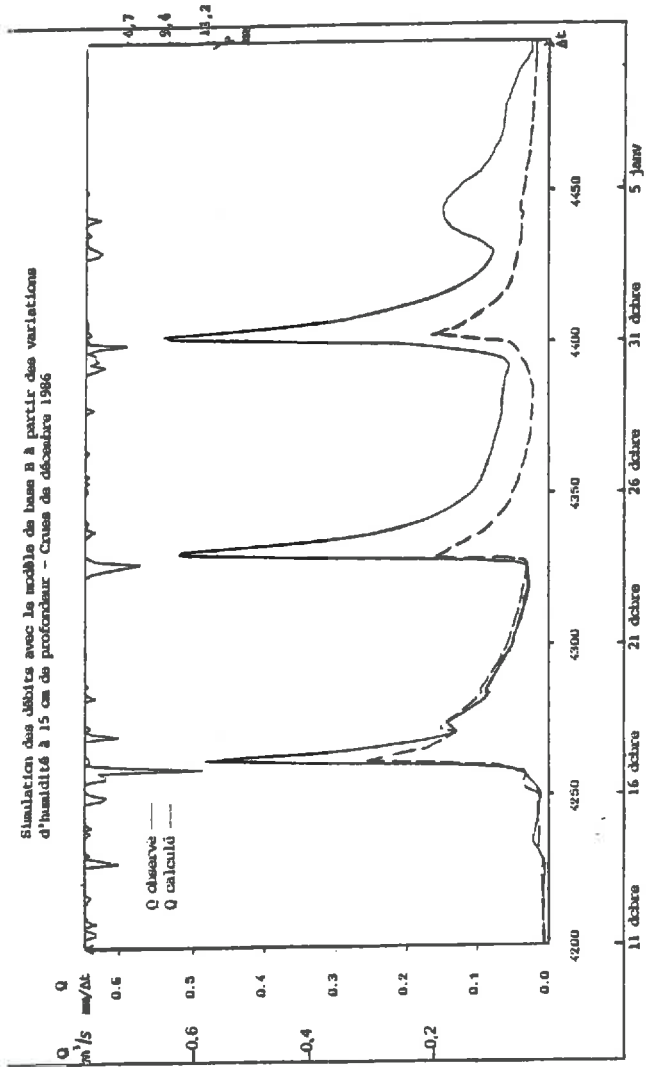
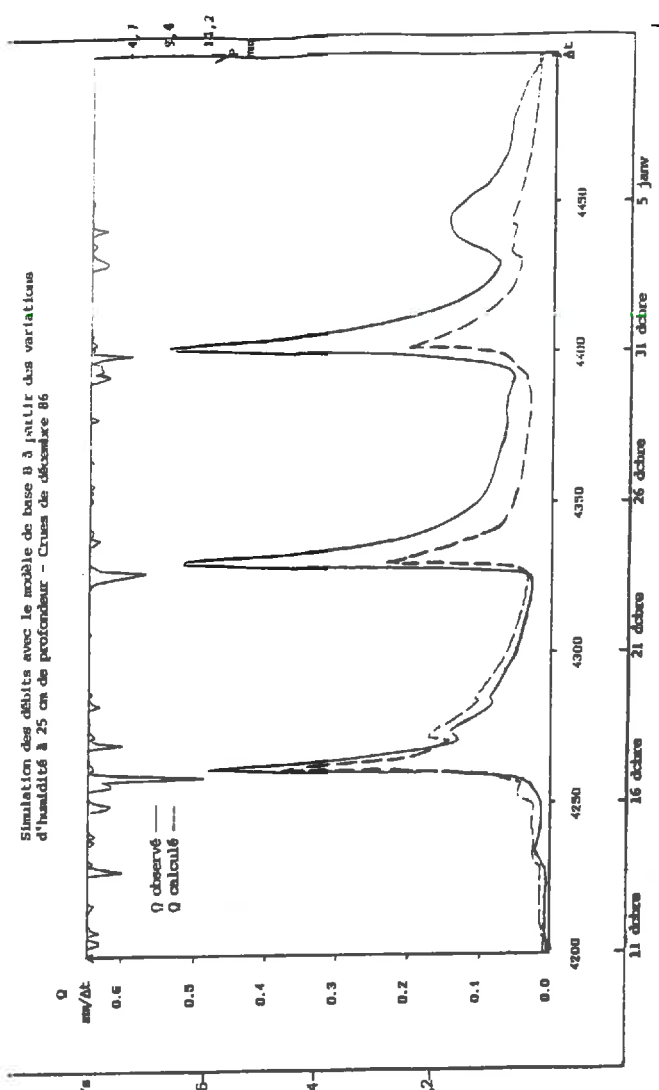
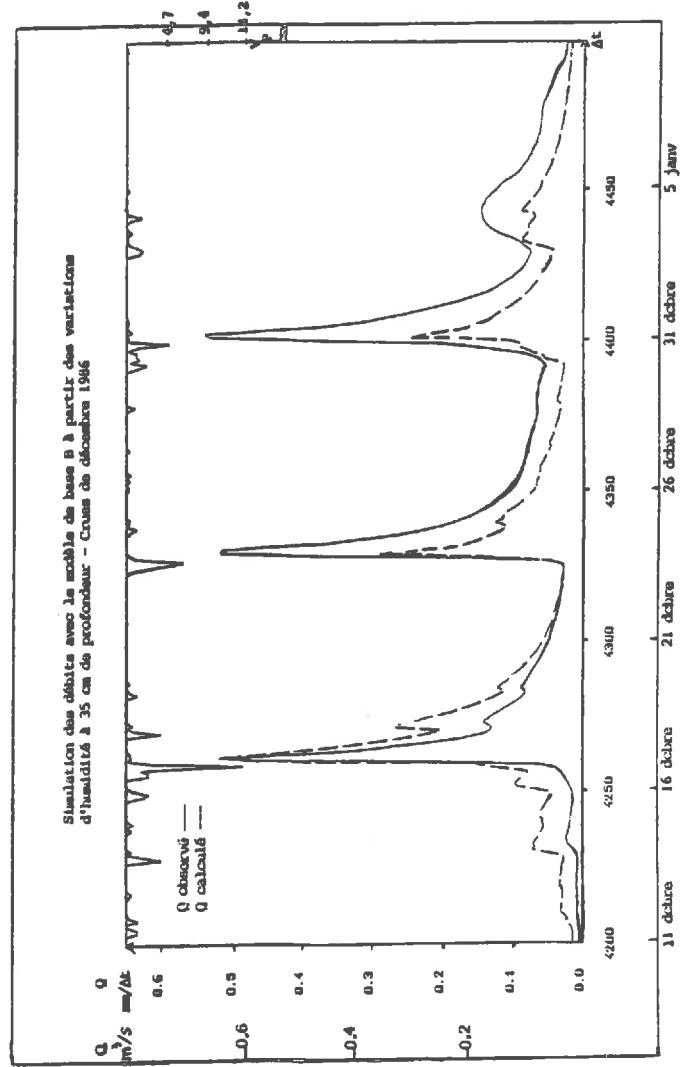
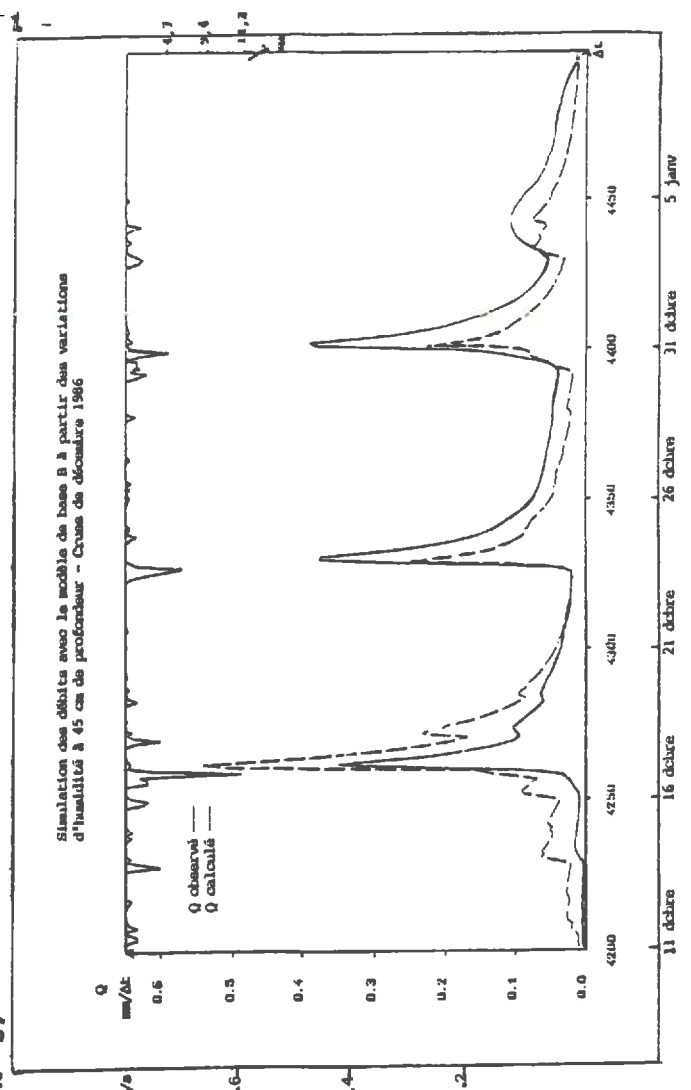


FIG N° 67

Simulation des débits avec le modèle de base B à partir des variations d'humidité à 45 cm de profondeur - Crues de décembre 1986



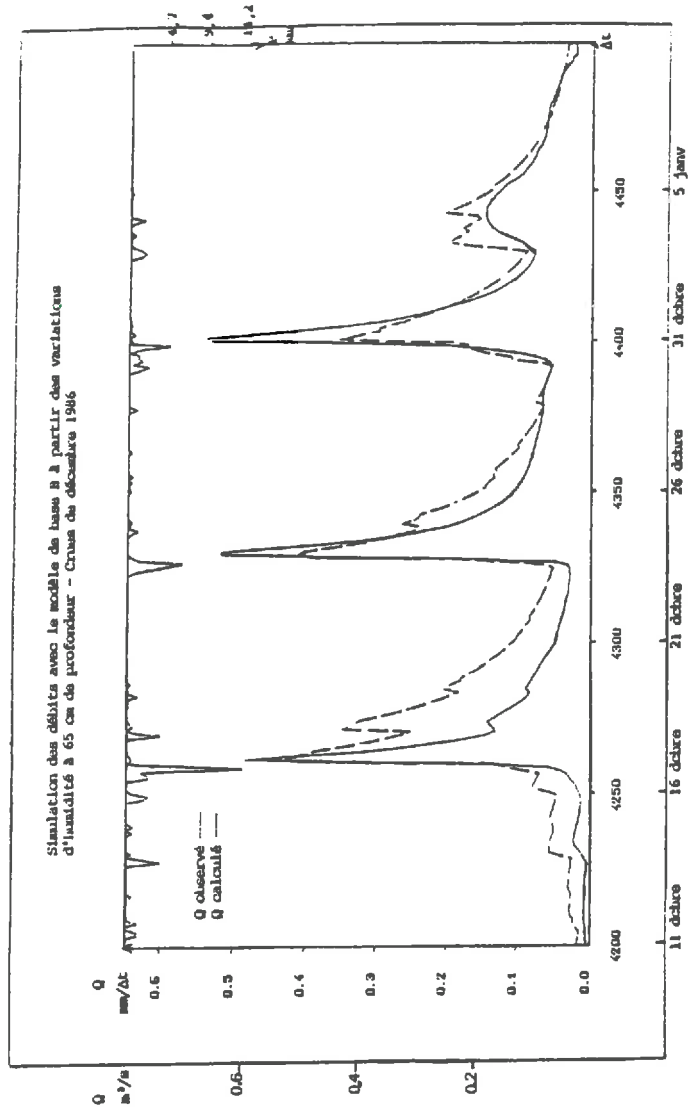
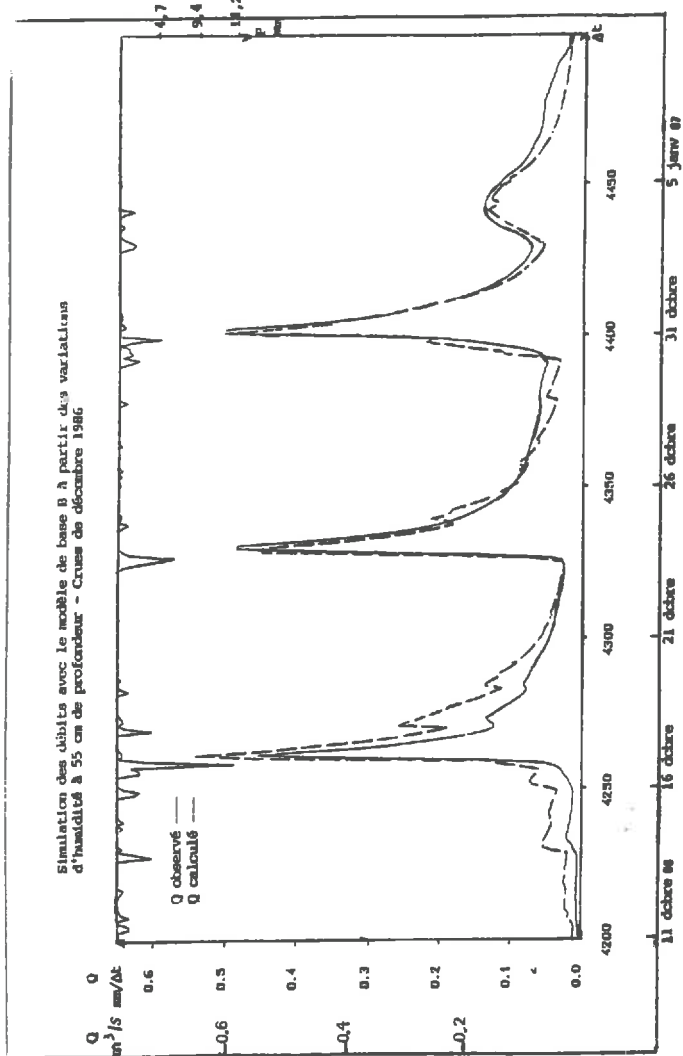
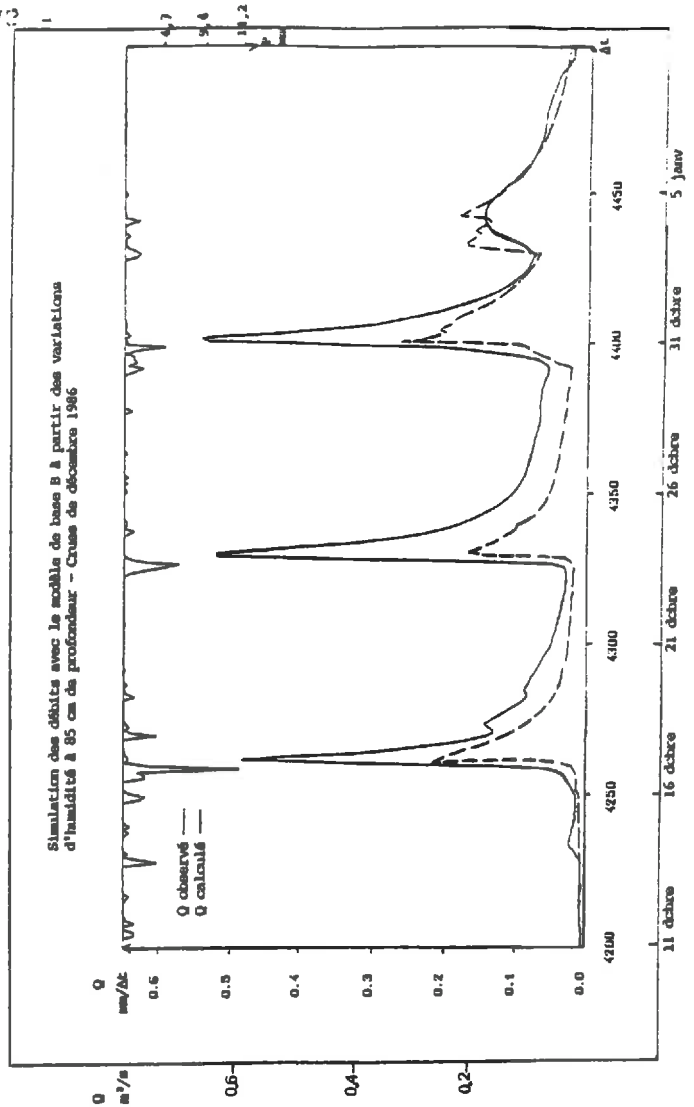
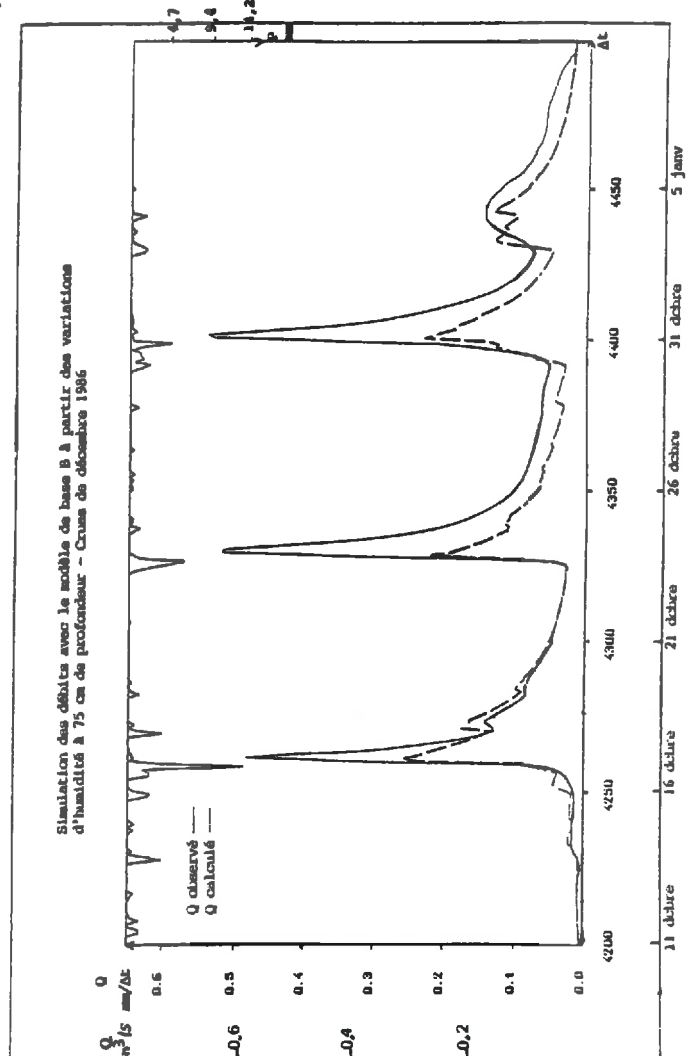
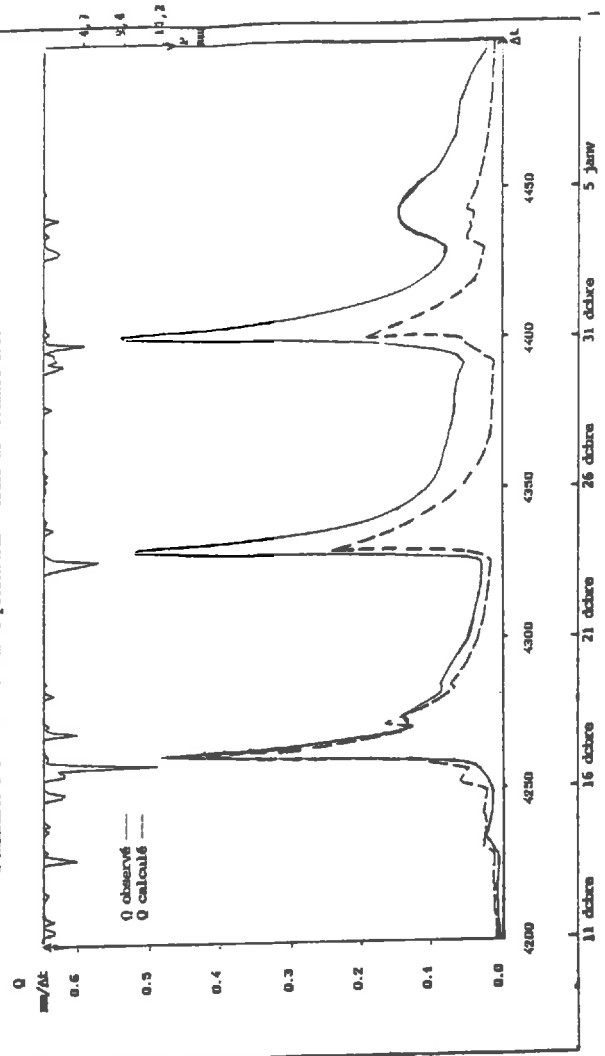


FIG N°68



Simulation des débits avec le modèle de base B à partir du cumul des variations d'humidité à 15 + 25 + 35 cm de profondeur - Crues de décembre 1966



Simulation des débits avec le modèle de base B à partir du cumul des variations d'humidité à 15 + 25 + 35 cm de profondeur - Crues de décembre 1966

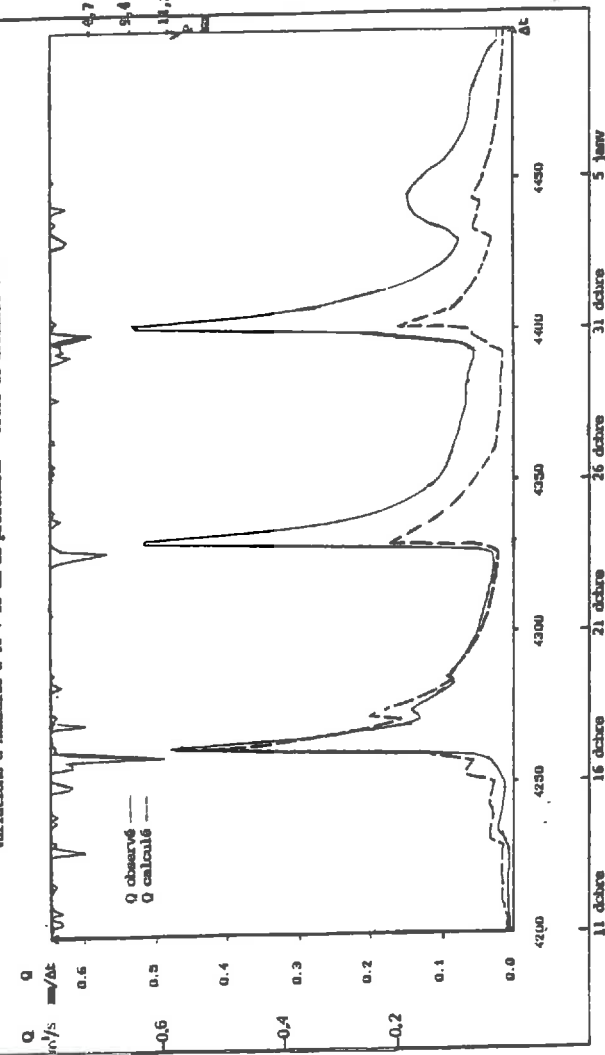
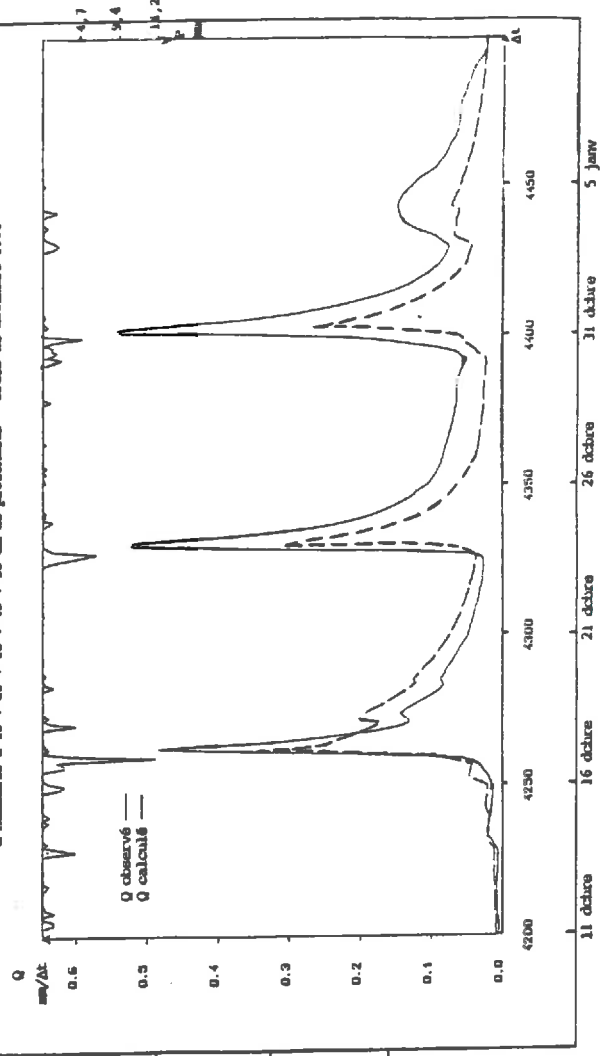
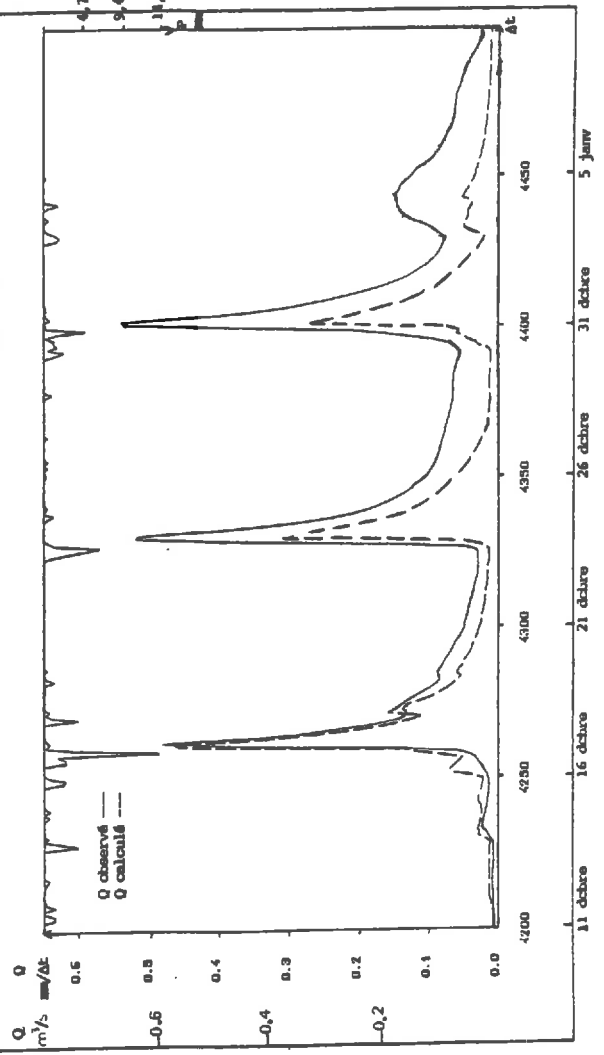


FIG N° 69

Simulation des débits avec le modèle de base B à partir du cumul des variations d'humidité à 15 + 25 + 35 + 45 + 55 cm de profondeur - Crues de décembre 1966



Simulation des débits avec le modèle de base B à partir du cumul des variations d'humidité à 15 + 25 + 35 + 45 cm de profondeur - Crues de décembre 1966



examinerons plus attentivement une période critique, qui correspond à un exemple type de reprise des écoulements : les crues de décembre 86. Elles sont présentées sur les figures n° 67, 68, 69 .

La simulation est différente pour chaque profondeur : avec l'humidité des 35 premiers centimètres les crues sont sous-estimées mais leur simulation va en s'améliorant jusqu'à la tranche de sol comprise entre 45 et 55 cm où les crues sont correctement représentées. En dessous de 55 cm la qualité de la simulation se dégrade peu à peu jusqu'à retrouver des crues à nouveau sous-estimées.

Ce comportement est lié à la teneur en eau contenue dans chaque tranche de sol qui, à cette période de reprise des écoulements, va croissant jusqu'à 55 cm pour se stabiliser par la suite.

Lorsqu'on regarde les variations des réserves de juin jusqu'à novembre 1986 (annexe n° IV-2), il est clair que la désaturation des couches superficielles est beaucoup plus grande que celles des couches profondes.

L'infiltration au niveau de ces couches superficielles sera donc très grande au début de l'averse alors qu'elle sera plus faible en profondeur. Le front d'humidité va se déplacer rapidement jusqu'à un certain niveau (ici 45-55 cm) pendant qu'en surface le sol commence à se désaturer.

Il apparaît donc qu'au moment où la crue se forme c'est la couche à 55 cm qui possède la teneur en eau la plus importante, c'est elle, qui pourra alors, expliquer le mieux la reprise des écoulements.

Le cumul des valeurs sur plusieurs profondeurs ne donne pas de résultats intéressants car la teneur en eau est moyennée sur l'ensemble des profondeurs considérées : les simulations seront meilleures qu'avec la seule couche à 15 cm mais moins bonnes qu'avec celle à 55 cm.

IX.1.2 - le "gradient d'humidité" :

Pour cet indicateur, nous avons gardé la même définition que celle utilisée dans l'étude statistique préliminaire.

Nous l'avons défini, un peu abusivement, comme étant le rapport des humidités d'une couche superficielle et d'une couche plus profonde.

Ce rapport est supérieur à 1 lorsque la couche superficielle est humidifiée par une pluie récente et que les couches plus profondes ont un taux de saturation inférieur.

Par contre, entre deux événements, lorsque la surface se désature alors qu'en profondeur l'humidité reste élevée le "gradient" est inférieur à 1.

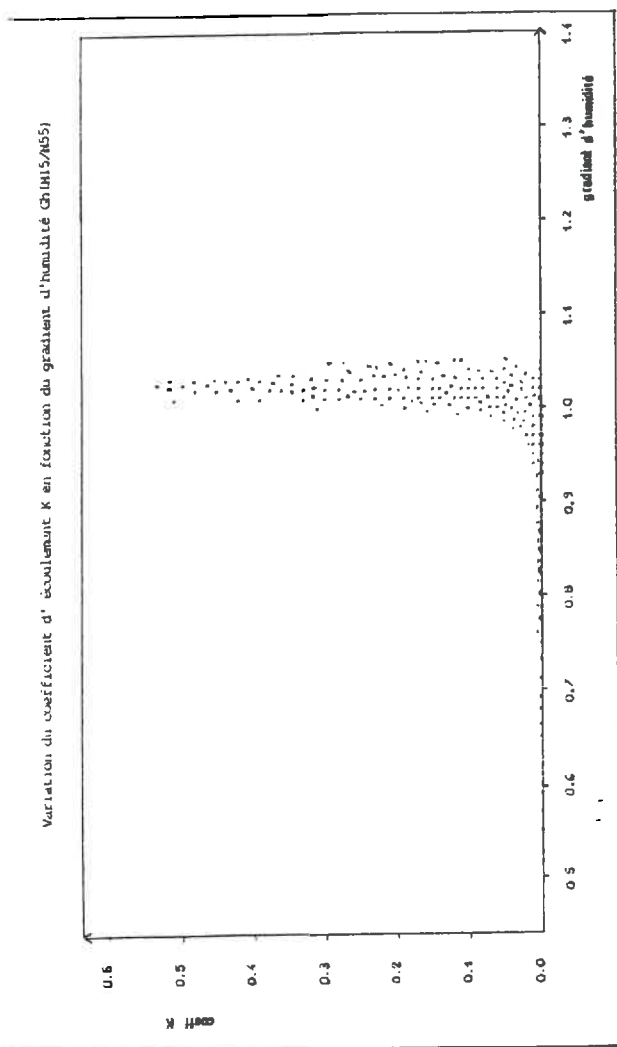
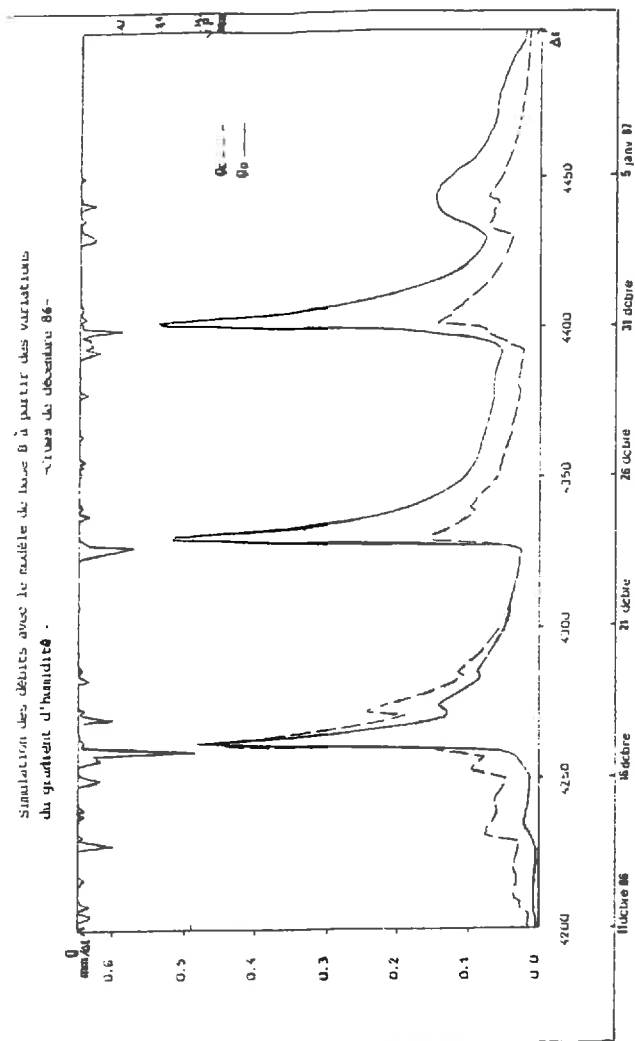
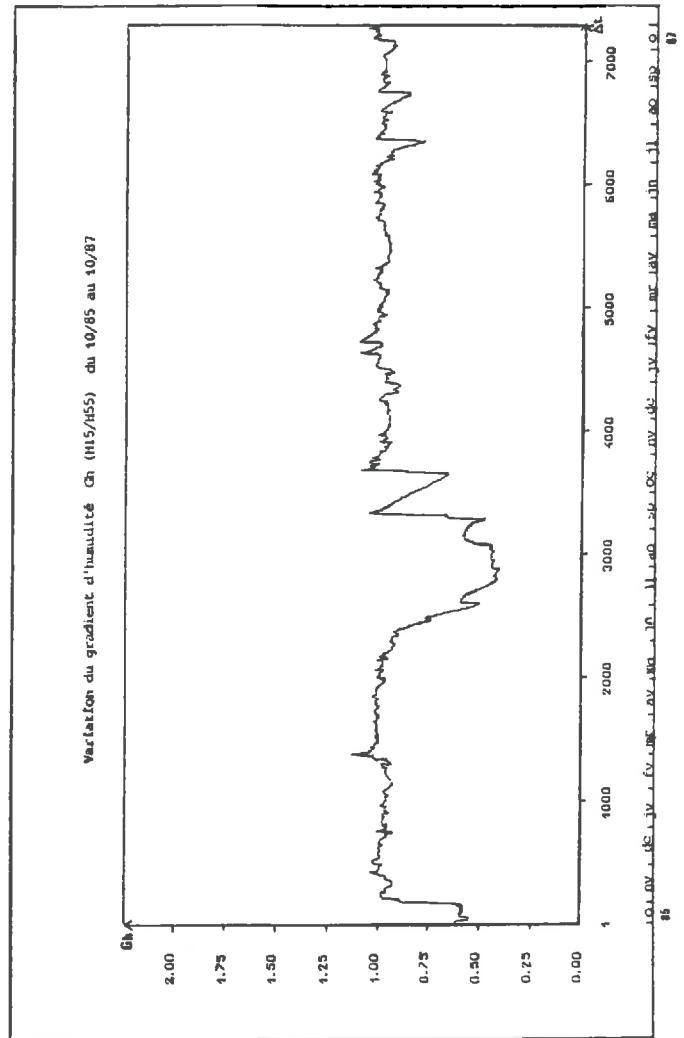


FIG N°70



Cet indicateur semblait pouvoir améliorer la simulation des débits étant donné qu'il apportait un renseignement sur les variations des teneurs en eau (selon la profondeur) en même temps que sur une variation temporelle.

En effet, comme nous l'avons vu dans la première partie (chapitre II), à la suite d'événements pluvieux la partie superficielle du sol peut tendre vers la saturation et n'accepte alors, plus d'eau pour l'infiltration car les gradients de succion y sont très faibles ou inexistantes alors que le reste du profil n'est pas encore saturé.

Inversement, l'infiltration est possible en surface alors qu'en profondeur le sol est déjà proche de la saturation.

Ces situations ne peuvent être représentées à partir d'une simple analyse de la teneur en eau à une certaine profondeur, mais en tenant compte également de son rapport avec celle des couches superficielles.

Nous avons donc introduit cet indicateur dans le modèle B qui fonctionne en continu. Un test en simulation sur une période de deux ans a été faite en utilisant le rapport des humidités à 15 cm et à 55 cm de profondeur. Ce rapport a été choisi d'après l'étude de l'évolution des profils hydriques.

L'expression du coefficient d'écoulement K, s'écrit alors :

$$K = 1/(1 + \exp(x))$$

avec $X = a + b \times Gh$ et $Gh = H_{15}/H_{55}$

Le coefficient d'écoulement évoluera dans le même sens que "le gradient" pour des valeurs négatives de b. Malgré une certaine dispersion des points l'allure générale de la figure n° 70 montre que K augmente pour des valeurs du "gradient" supérieures ou égales à 1, c'est-à-dire lorsque la teneur en eau des premiers centimètres est équivalente ou supérieure à celle des couches plus profondes.

Les résultats de la simulation donnent une fonction critère égale à 56,7% (tableau n° 27). Ces mauvais résultats sont confirmés par les résultats graphiques (dessin des chroniques de débit sur deux ans, annexe n° VII-2-c, et des chroniques de débit sur une période critique, figure n° 70).

Ceci montre que, pris seul, cet indicateur ne semble pas avoir d'intérêt en simulation. D'autre part si l'on regarde (fig n° 70) les valeurs du "gradient", on constate qu'il n'est supérieur ou égal à 1 que pour des pluies d'hiver, et donc son rôle qui aurait pu être important pour des orages d'été (le sol initialement sec se sature seulement en surface alors qu'en profondeur il a du mal à se réhumidifier du fait de sa faible conductivité hydraulique) n'a pas l'occasion d'être relevé ici, du fait des périodes observées.

La valeur du coefficient K n'est importante que pour des pluies fortes tombant sur un sol dont la teneur en eau est assez

élevée et qui est en outre souvent légèrement plus humide en surface qu'en profondeur.

Sur le tableau n° 26 , on voit en effet que la sensibilité du paramètre b associé à cet indicateur n'est pas très grande, ce qui souligne encore, le peu d'intérêt qu'il semble y avoir à l'utiliser sous cette forme :

| $\Delta X/X$ | $\Delta CR/CR$ | |
|--------------|----------------|--------|
| | a | b |
| + 50% | - 58% | - 5,2% |
| + 10% | - 10% | - 2,3% |
| - 10% | - 27,8% | - 1,5% |
| - 50% | > - 100% | - 8% |

Tableau n° 26
Etude de sensibilité des paramètres a et b utilisés
dans le modèle B

Utilisé de façon discontinue (étude statistique événementielle) il apportait une information sur ces variations temporelles qui est ici compensée par la connaissance de l'évolution de l'humidité au cours du temps. Il semble naturel de considérer que le gradient vienne compléter une information de base comme la valeur moyenne de l'humidité et qu'en l'absence de cette information il soit sans intérêt pratique. Nous l'avons donc testé en association avec l'humidité à 55 cm de profondeur.

IX.1.3 - Introduction de plusieurs variables :

L'expression du coefficient K n'était fonction que d'une seule variable : soit l'humidité à différentes profondeurs soit le gradient d'humidité. En associant deux indicateurs de l'état hydrique du sol nous introduisons alors une certaine complémentarité.

Par exemple dans le cas du gradient et de l'humidité à 55 cm on a :

$$K = 1/(1 + \exp (x))$$

avec : $X = a + b \times H55 + d \times Gh$

Cependant l'amélioration de la fonction critère n'est que de 0,1% (tableau n° 27). Les dessins des chroniques de débit observés et calculés (annexe n° VII-4-a et figure n° 71) ne montrent pas non plus d'amélioration nette. Le coefficient d

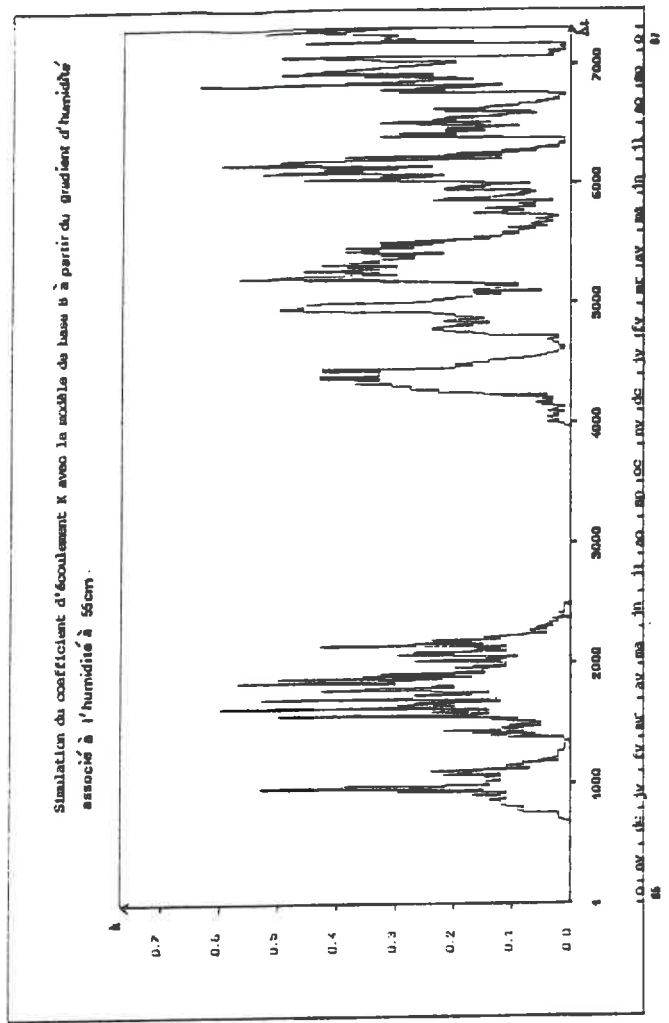
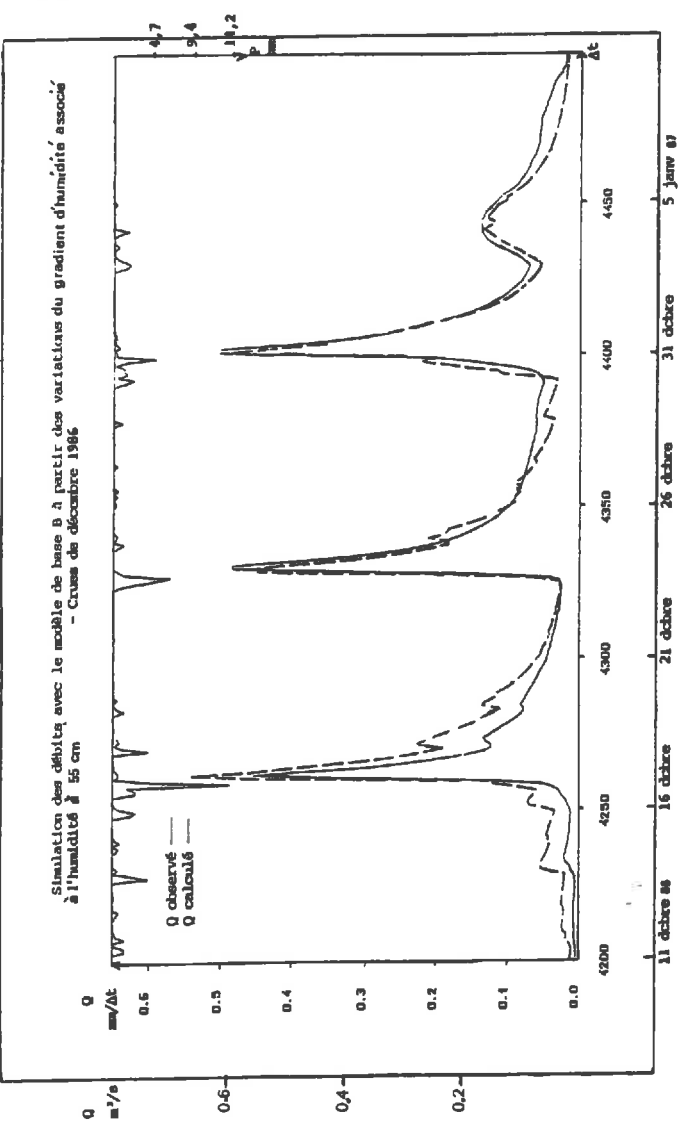
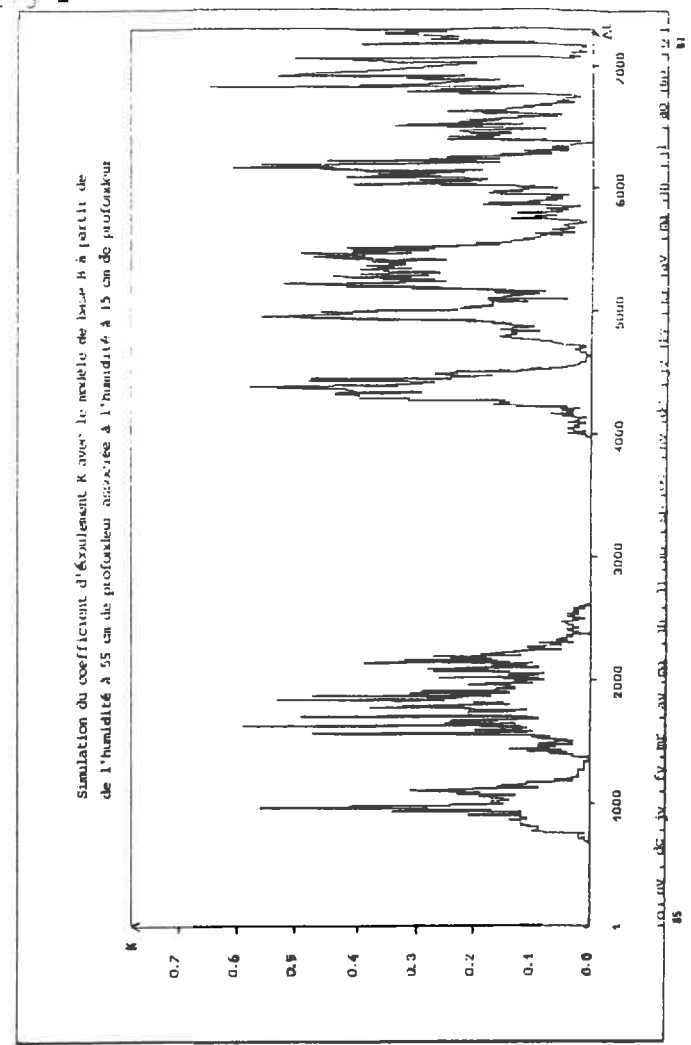
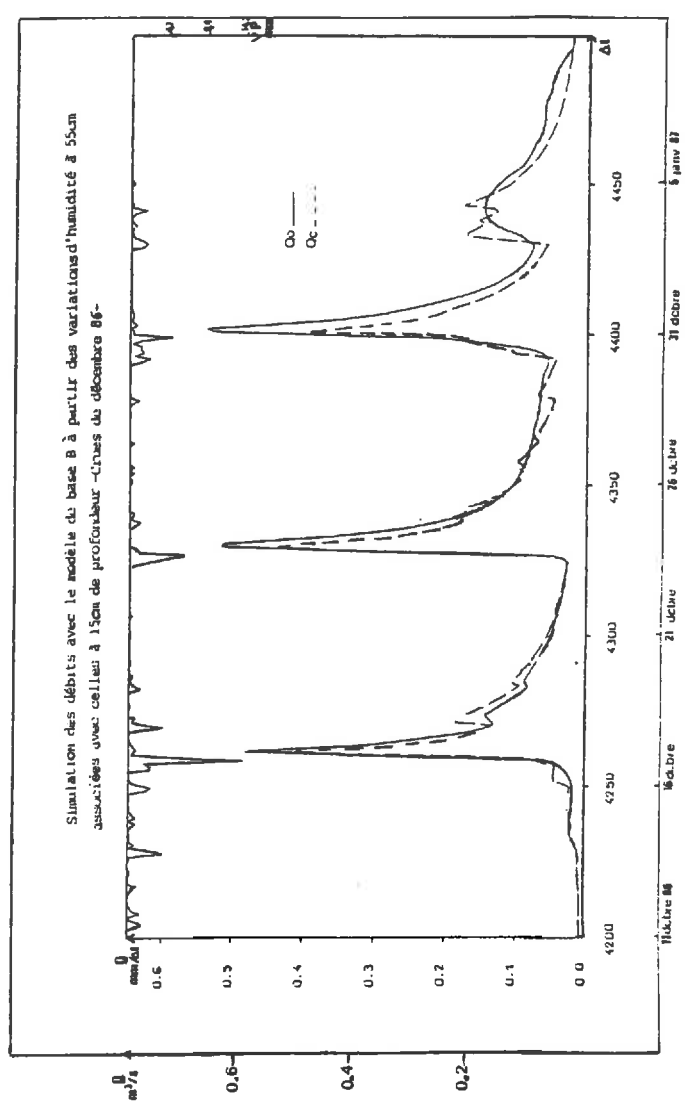


FIG N° 71



(d = 0,006) ne joue ici, qu'un rôle très négligeable dans l'expression du coefficient d'écoulement. On remarque que la simulation du coefficient K (figure n° 71) est similaire à celle obtenue avec la seule utilisation de l'humidité à 55 cm. Ainsi donc, le gradient d'humidité tel que nous l'avons défini et utilisé dans le modèle, ne semble pas être un indicateur à prendre en compte dans un modèle en continu.

On a pensé alors introduire, comme deuxième variable, l'humidité à 15 cm, ce qui correspond d'ailleurs mieux à l'idée de gradient. L'expression du coefficient d'écoulement est alors :

$$K = 1/(1 + \exp (x))$$

avec : $X = a + b \times H55 + d \times H15$

En effet, à 15 cm les variations d'humidité sont plus rapides qu'à 55 cm où elles paraissent être trop atténuées pour certaines crues. L'association de ces deux informations peut éventuellement améliorer la simulation.

Les résultats du tableau n° 27 montrent effectivement une amélioration de la fonction critère qui est de 1,4%. On voit que le rôle du paramètre d est complémentaire de celui du paramètre b.

L'amélioration apportée (cf figure n° 71 et annexe n° VII-4-b) n'est pourtant pas assez nette pour qu'on complique la structure du modèle de base B en y introduisant une deuxième variable.

Le tableau récapitulatif suivant résume les principaux résultats des différents tests effectués :

| Simulation avec le modèle de base B | Fct critère en % | Paramètres en mm |
|-------------------------------------|------------------|--------------------------------|
| $X=a+b \cdot H55$ | 24.6 | a=84.1 c=98.7 b=-.14 |
| $X=a+b \cdot Gh$ | 56.7 | a=5.02 c=86.5 b=-3.6 |
| $X=a+b \cdot H55+d \cdot Gh$ | 24.5 | a=74.6 c=89.8 b=-.12 d=.006 |
| $X=a+b \cdot H55+d \cdot H15$ | 23.2 | a=92.2 c=103 b=-.17 d=.016 |

Tableau n° 27

Résultat des tests effectués en simulation avec le modèle B à partir des variations d'humidité et de "gradient d'humidité"

IX.2 - Le potentiel hydrique et le gradient de potentiel :

Comme nous l'avons rappelé dans la première partie, le potentiel hydrique est un indicateur important de l'état de l'eau dans le sol. Ainsi, pour la teneur en eau, il existe une relation qui lie le potentiel matriciel (ou succion) à la conductivité hydraulique et donc à la propension d'un bassin à laisser l'eau ruisseler ou s'infiltrer.

De plus, c'est un indicateur de la dynamique des transferts de l'eau dans le sol : le sens des flux dépend de la différence de potentiel qui existe entre deux points. Ces deux approches ont été testées en simulation dans le modèle B, d'abord séparément puis en association avec l'humidité du sol.

IX.2.1 - Le potentiel hydrique :

Somme des différents potentiels (gravitaire, matriciel et osmotique), il s'exprime par convention en valeurs négatives.

Les données de potentiel sont mesurées sur la parcelle de BOISSY LE CHATEL à proximité immédiate du point de mesure de l'humidité (annexe n° I-2) grâce à une chaîne automatique de mesures tensiométriques (cf IIème partie).

Nous avons testé pour chaque profondeur (25, 55, 75, 115, 135, 155, 195), le modèle en simulation sur une période de 2 ans (mai 86 à mai 88).

Le coefficient d'écoulement K s'exprime alors :

$$K = 1/(1 + \exp (a + b \times P_i))$$

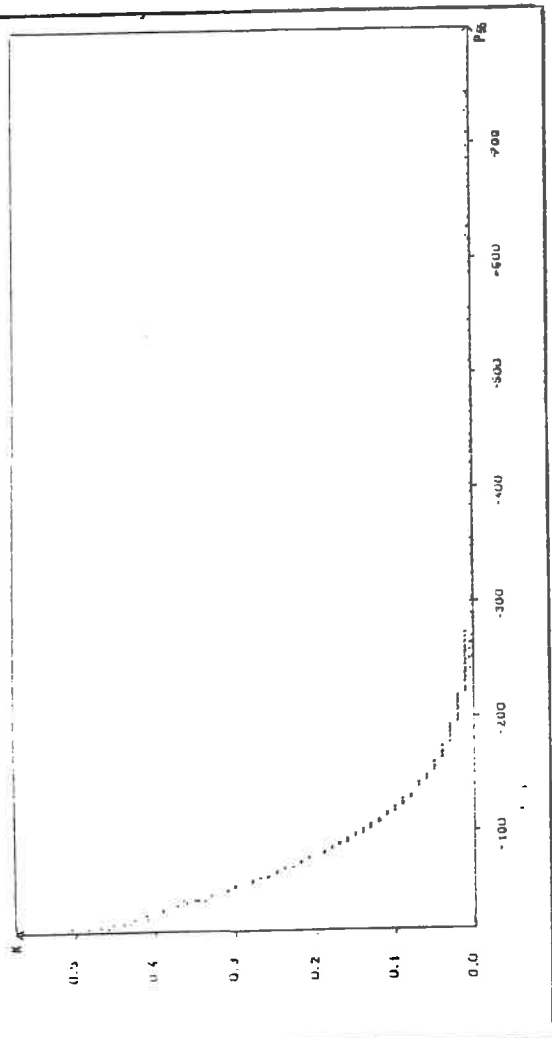
avec : P_i = potentiel hydrique à une profondeur donnée

Comme on le voit sur le figure n° 72 le coefficient K va évoluer dans le même sens que le potentiel pour des valeurs négatives de b. C'est-à-dire que, lorsque le sol se sature, K et P augmentent, et diminuent quand le sol se désature.

Les résultats obtenus se trouvent sur le tableau n° 28 .

On constate que les critères numériques sont tous très mauvais (> 45%), les critères graphiques ne sont pas meilleurs comme on peut le voir en annexe n° VII-3-b .

Variation du coefficient d'écoulement K en fonction du potentiel hydraulique à 55cm de profondeur



Simulation des débits avec le modèle de base B à partir des variations de potentiel à 55cm de profondeur et des débits du-

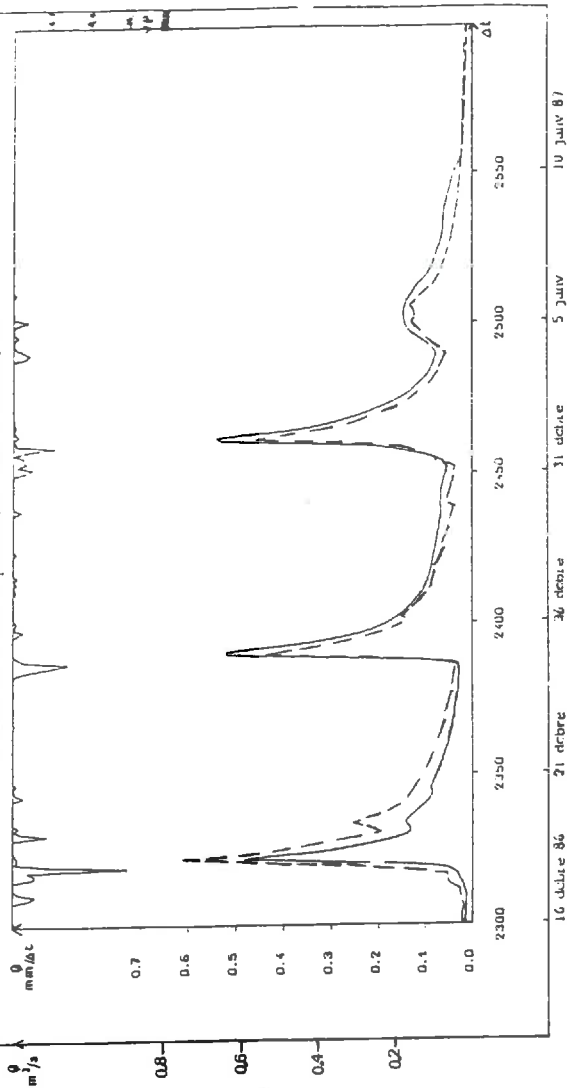
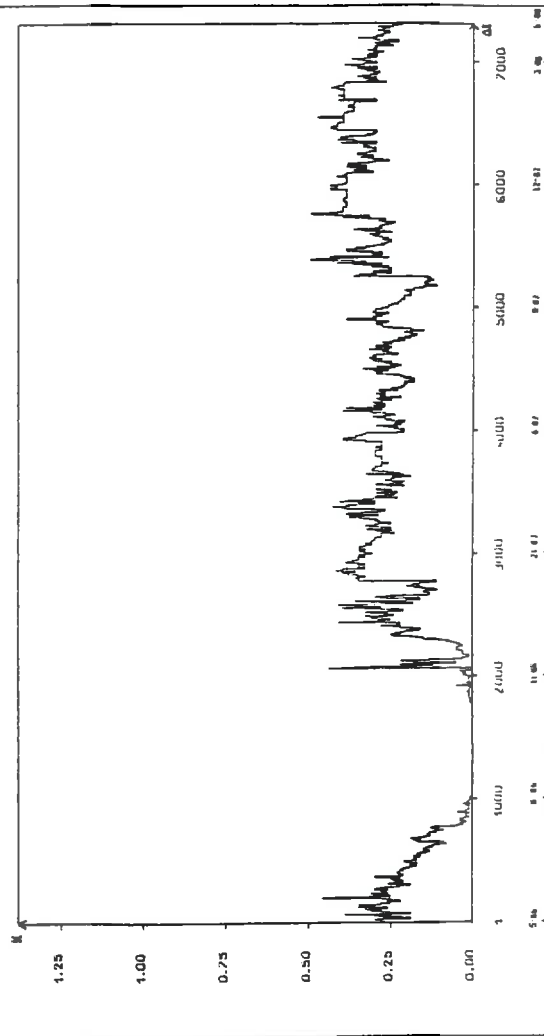


FIG N°72

Simulation du coefficient d'écoulement K avec le modèle de base B à partir du potentiel hydraulique à 55cm de profondeur



| Simulation des débits à partir des potentiels à différentes profondeurs | P25 | P55 | P75 |
|---|------------------------|------------------------|------------------------|
| Fonction critère en % | 50.4 | 45.2 | 47.6 |
| Paramètres en mm | a=.38 c=121 b=-.011 | a=.07 c=119 b=-.017 | a=-.18 c=148 b=-.02 |

| P115 | P135 | P155 | P195 |
|-------------------------|------------------------|-----------------------|------------------------|
| 47.2 | 48.8 | 48.9 | 50. |
| a=-.09 c=98.7 b=-.02 | a=-.19 c=148 b=-.02 | a=-.19 c=146 b=-02 | a=-.19 c=132 b=-.02 |

Tableau n° 28

Résultat de la simulation avec le modèle B pour les variations de potentiel hydrique à différentes profondeurs

Les données montrent des variations de potentiel très marquées (annexe n° IV-3) comparées aux variations d'humidité beaucoup plus atténuées pour des événements pluvieux identiques. Ainsi en fin d'étiage, l'évolution des potentiels a déjà changé de sens et les valeurs sont élevées ce qui fait que lors de la reprise d'étiage le coefficient d'écoulement K issu des données de potentiel est bien plus fort que lorsqu'il est issu des données d'humidité (fig n° 72). La première pointe de crue est donc surestimée à cette période (crues de décembre 86).

Les résultats obtenus sont à considérer avec prudence: rappelons en effet que les données tensiométriques les plus proches de la surface (25 à 75 cm) ne sont pas fiables pendant la période estivale (les tensiomètres "décrochent" au delà de - 800 h Pa) : les lacunes sont d'autant plus grandes que l'on se rapproche de la surface où le sol soumis à l'évapotranspiration se dessèche le plus. L'amélioration des résultats entre la couche à 25 cm et celle à 55 cm, n'a peut être pas d'autre raison que l'amélioration de la qualité de la mesure.

IX.2.2 - Le gradient de potentiel :

L'eau s'écoule des points où la charge hydraulique (équivalente au potentiel total) est plus élevée vers les points où la charge hydraulique est plus faible. Lorsque le potentiel total augmente avec la profondeur le gradient prend une valeur négative et les flux sont ascendants. Dans le cas contraire, le

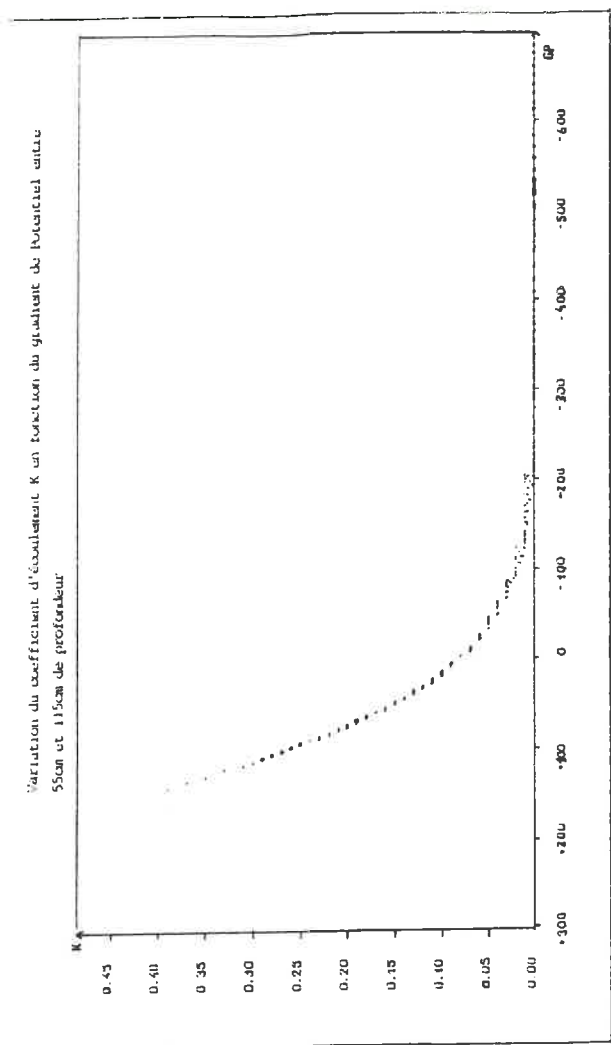
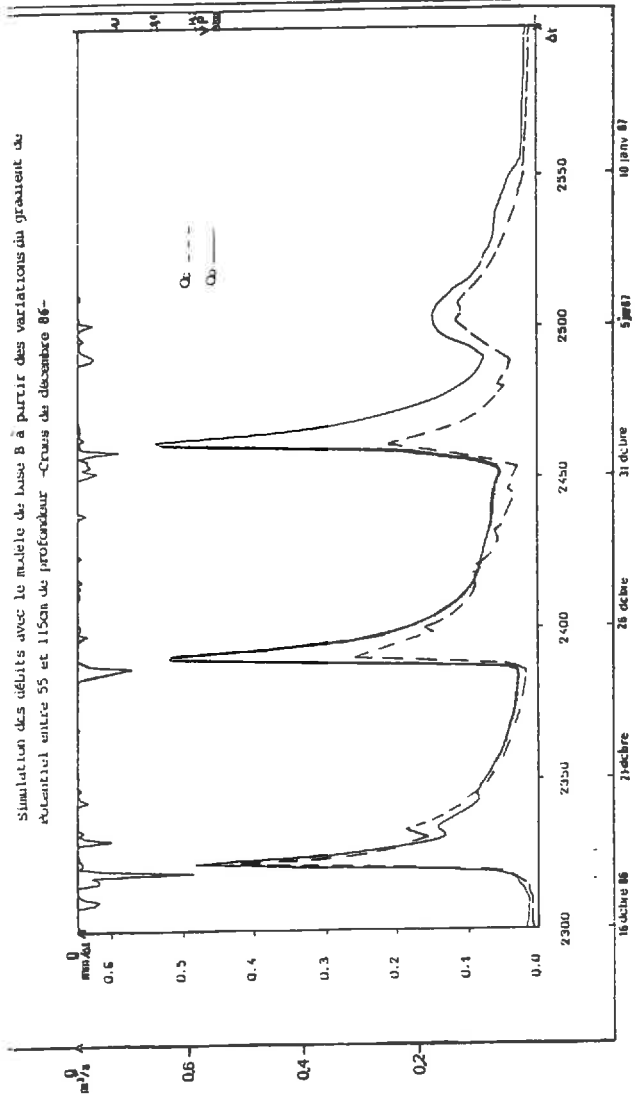
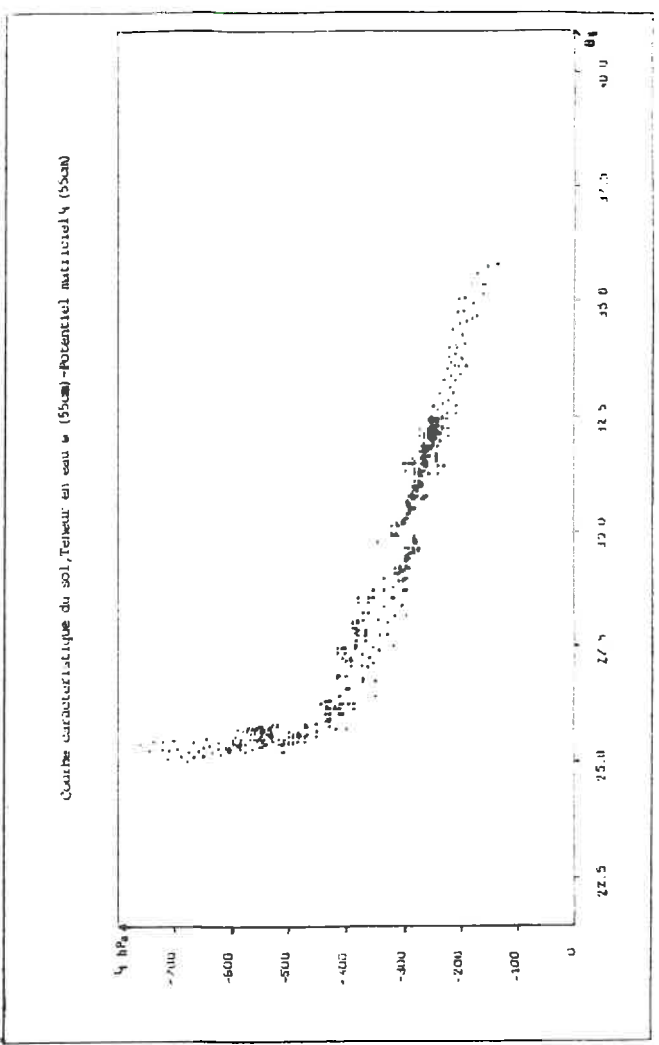
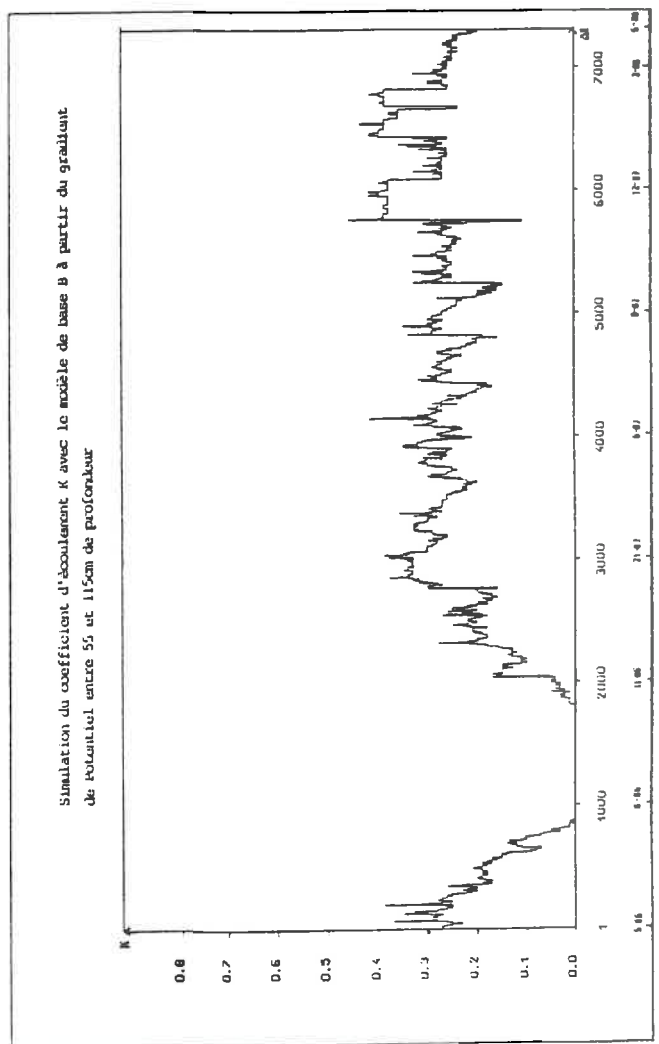


FIG N°73



gradient a une valeur positive et les flux sont descendants. Il arrive aussi qu'il y ait dans un profil la présence d'un plan de flux nul au-dessus duquel les flux sont ascendants et descendants en-dessous (et inversement).

On voit donc l'intérêt théorique d'un tel indicateur. Comme les variations du gradient de potentiel peuvent être assimilées à un facteur près à celles de la différence de potentiel entre deux couches, nous avons introduit celles-ci dans le modèle B.

On constate sur la figure n° 73 que le coefficient d'écoulement varie, ici aussi, en fonction des valeurs prises par cet indicateur.

Des essais ont été effectués sur les différences de potentiel obtenues entre la valeur à 25 cm de profondeur et respectivement à 55, 115, et 195 cm de profondeur puis entre la valeur à 55 cm de profondeur et respectivement à 75, 115, et 195 cm de profondeur, et enfin entre la valeur à 75 cm et à 115 et 195 cm de profondeur.

Les autres profondeurs ne nous paraissaient pas assez significatives pour être aussi testées, on avait remarqué en effet, que le niveau de la nappe atteignait fréquemment 80 cm en période humide.

Le coefficient K s'exprime alors sous la forme :

$$K = 1/(1 + \exp (a + b \times Gp))$$

avec :

Gp : différence de potentiel entre deux couches.

Les différentes simulations donnent des fonctions critères qui varient entre 50,9% et 61% , ce qui est très médiocre .

Le meilleur résultat est obtenu pour une différence de potentiel entre les couches à 55 et 115 cm de profondeur. Ceci n'exprime peut être qu'un manque de fiabilité des mesures à 25 cm de profondeur.

Les simulations des débits (annexe n° VII-3-c) ne montrent une différence que pendant la période d'étiage et de reprise d'écoulement où les débits sont moins surestimés pour la différence de potentiel entre 55 et 115 cm de profondeur que pour les autres essais (fig n° 73). Pour le reste de la simulation les débits sont souvent très sous estimés. Le coefficient d'écoulement calculé avec cet indicateur n'atteint jamais 50% (fig n° 73) alors qu'avec l'humidité il pouvait atteindre 65% pour les plus fortes crues.

Avant de conclure définitivement sur l'intérêt d'utiliser ces indicateurs pour une simulation en continu, nous avons voulu les tester en association avec la teneur en eau. Pour chaque type de sol, il existe une courbe caractéristique "potentiel matriciel - teneur en eau volumique", et la courbe obtenue pour la parcelle de BOISSY LE CHATEL (fig n° 73) à 55 cm de

profondeur à une allure caractérisant un sol de texture assez fine : la pente de la courbe est modérée jusqu'à 26% d'humidité. En dessous de cette valeur, l'augmentation de potentiel est très rapide. (-400 hPa à -750 hPa).

Ainsi, pour les fortes valeurs de potentiel il y a existence d'un bruit de fond très important dont on peut diminuer le poids en associant cet indicateur à la teneur en eau du sol qui évolue plus régulièrement.

Les différents essais sont présentés dans le paragraphe suivant:

IX.2.3 - Introduction de plusieurs variables :

Afin de mieux apprécier les améliorations liées à l'introduction de ces indicateurs en complément à l'humidité du sol, le modèle B avec les données d'humidité à 55 cm de profondeur, a été testé de nouveau sur une période commune aux deux types données (tensiométriques et humidimétriques). Les résultats des tests effectués sont présentés sur le tableau suivant :

| Simulation des débits avec le modèle B | Fonction critère en % | Paramètres en mm |
|---|-----------------------|--|
| $X=a+B \cdot H55$ | 32.6 | $a=98.7$ $c=115.2$ $b=-.165$ |
| $X=a+b \cdot H55+d \cdot P25$ | 32.7 | $a=97.7$ $c=136.7$ $b=-.163$ $d=.002$ |
| $X=a+b \cdot H55+d \cdot P55$ | 31.9 | $a=97.8$ $c=137.4$ $b=-.163$ $d=.006$ |
| $X=a+b \cdot H55+d \cdot P75$ | 32.5 | $a=97.5$ $c=148.7$ $b=-.163$ $d=.001$ |
| $X=a+b \cdot H55+d \cdot GP55-75$ | 32.8 | $a=98.2$ $c=145.6$ $b=-.164$ $d=-.01$ |
| $X=a+b \cdot H55+d \cdot GP55-115$ | 32.5 | $a=98.2$ $c=147.2$ $b=-.164$ $d=-.011$ |
| $X=a+b \cdot H55+d \cdot GP55-195$ | 33 | $a=98.3$ $c=146.2$ $b=-.164$ $d=-.008$ |
| $X=a+b \cdot H55+d \cdot (H55 \cdot P55)$ | 32.5 | $a=102$ $c=136.6$ $b=-.164$ $d=-.012$ |
| $X=a+b \cdot H55+d \cdot (P55 / (1-Ts))$ | 32.7 | $a=97.8$ $c=110.75$ $b=-.164$ $d=-.001$ |

Tableau n° 29

Résultat des tests effectués en simulation avec le modèle B à partir des variations d'humidité associées à celles du potentiel hydrique et du "gradient de potentiel"

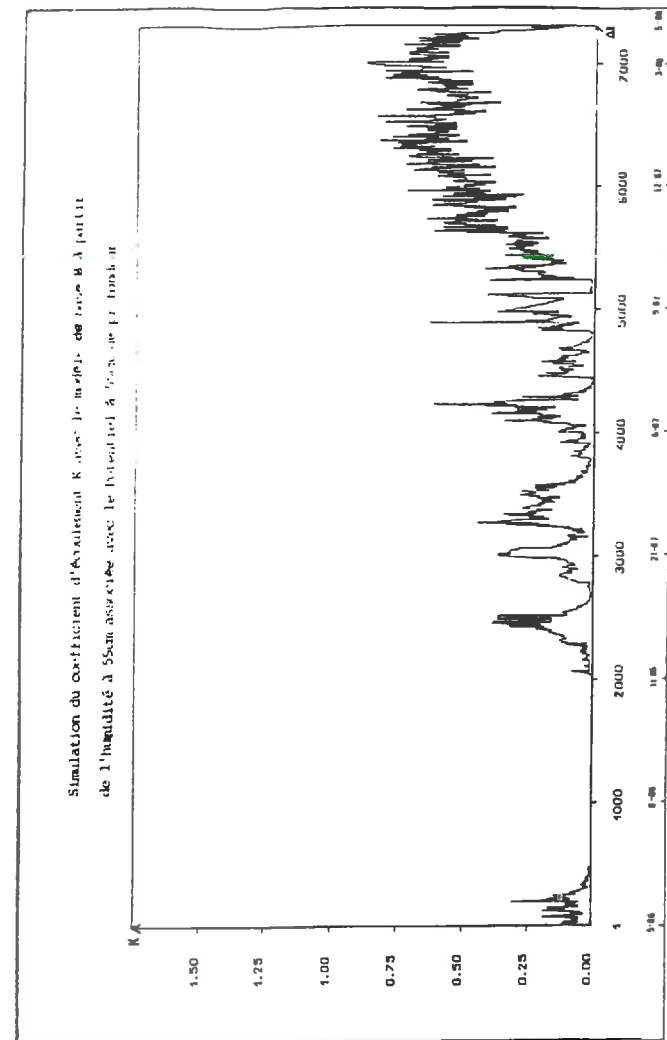
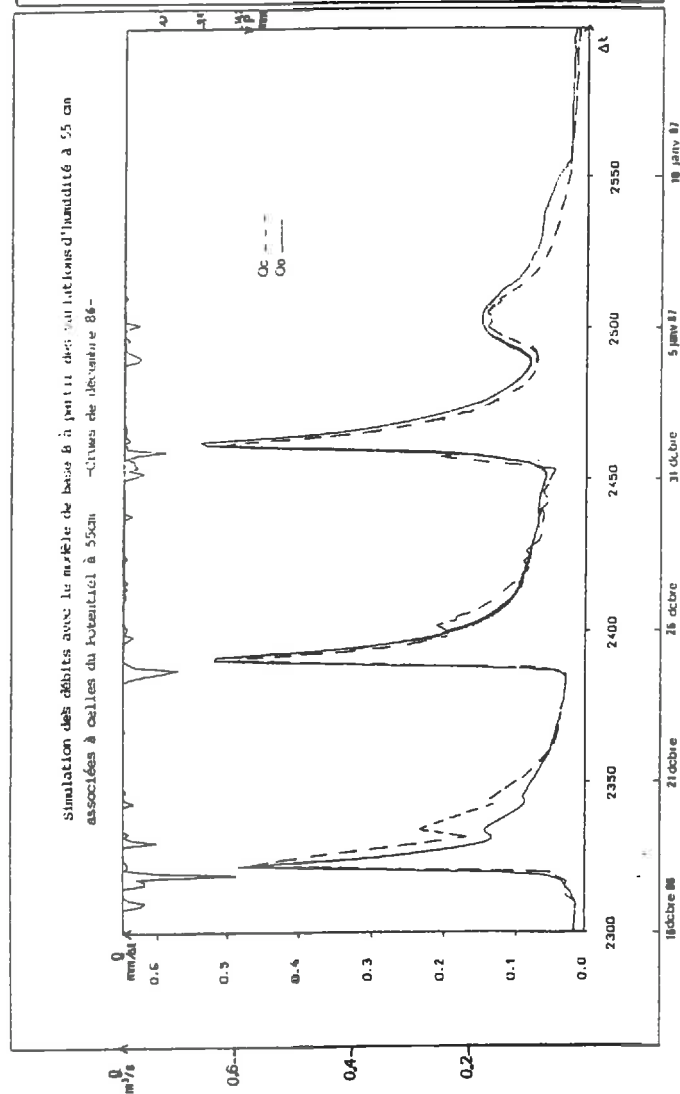
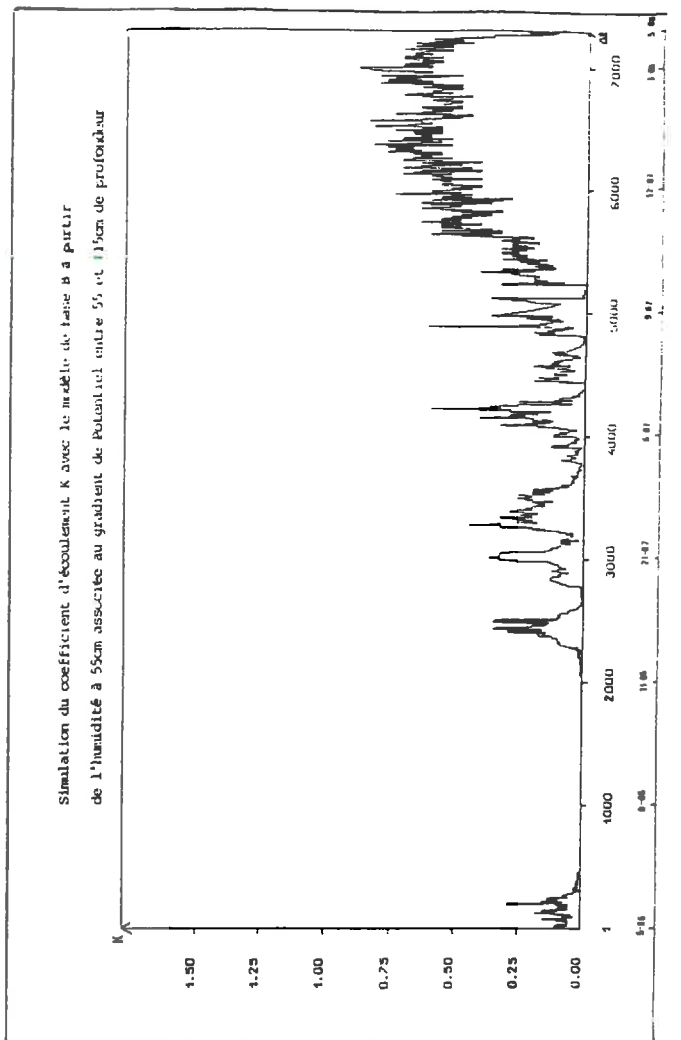
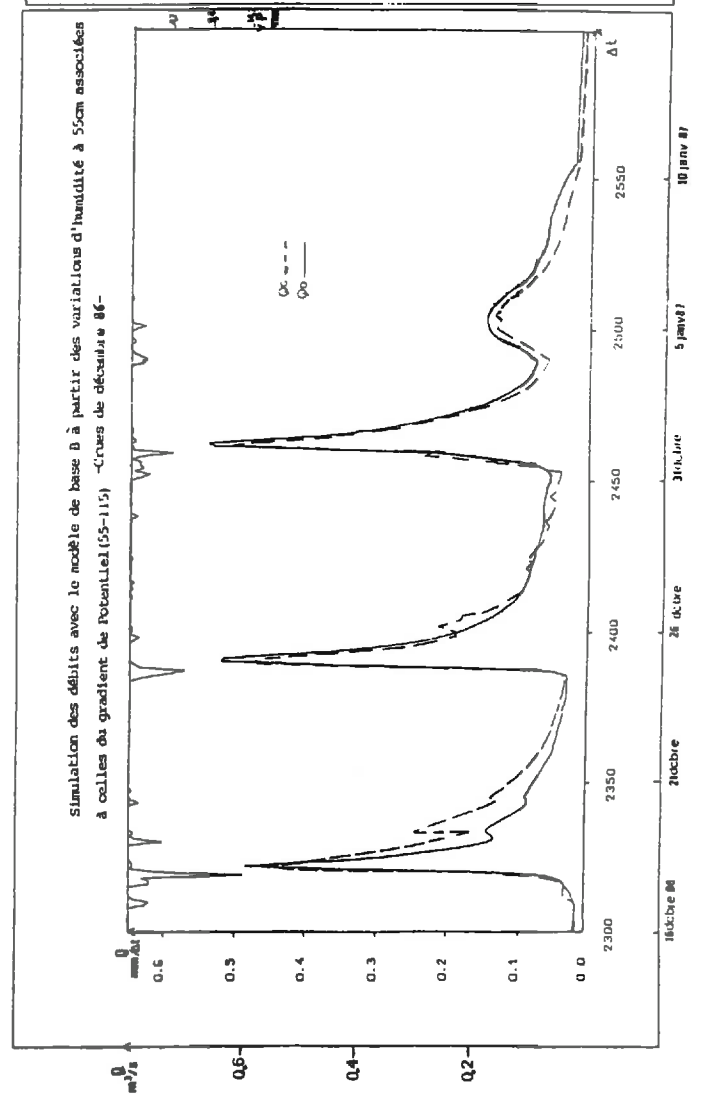


FIG N° 74



Comme on peut le voir sur le tableau n° 29 , des essais ont uniquement été réalisés, pour les indicateurs qui avaient donné les meilleurs résultats pour la fonction critère lorsqu'ils avaient été testés seuls. (P55 et G(P55 - P115)). Ceux-ci ont été complétés par des tests effectués pour les profondeurs voisines afin de vérifier qu'en association avec l'humidité ils étaient toujours les plus intéressants.

On constate que pour les différents essais, l'amélioration de la fonction critère est négligeable (0,1% à 0,7%). Le paramètre d, associé à ces indicateurs ne joue pas un rôle très important même s'il est parfois complémentaire comme c'est le cas pour le potentiel à 55 cm.

Souvent il tend plutôt à minimiser le poids de ces nouveaux indicateurs pour ne privilégier que l'humidité du sol à 55 cm. La valeur de la fonction critère se rapproche alors de celle obtenue uniquement à partir de la teneur en eau.

Les critères graphiques ne montrent pas non plus d'amélioration nette dans la simulation des débits (annexe n° VII-4). La fig n° 74 des simulations obtenues pour la période de reprise des écoulements (décembre 86) est semblable à celle obtenue avec le seul indicateur d'humidité.

La simulation des coefficients d'écoulements est aussi très comparable (fig n° 74).

L'association qui semblait être la plus intéressante étant celle avec le potentiel à 55 cm nous avons effectué des tests complémentaires pour essayer d'améliorer ces résultats. Les expressions testées permettant de mieux pondérer le poids de cet indicateur. (On a pris comme taux de saturation T_s celui de la couche à 55 cm).

Ces derniers tests ne montrent pas non plus d'amélioration pour la fonction critère. Les différentes expressions n'ont donc pas été retenues pour la modélisation.

IX.3 - Conclusion :

Seule l'humidité (en particulier celle mesurée à 55cm de profondeur) semble avoir un intérêt pour la simulation des débits sur le bassin versant de l'ORGEVAL. Les autres indicateurs pris séparément ou en association avec l'humidité ne semblent pas apporter d'amélioration nette pour la fonction critère sur la période étudiée.

Si les résultats des tests effectués avec les indicateurs de potentiel hydrique ne sont pas satisfaisants on ne peut pas conclure pour autant sur leur manque d'intérêt dans la simulation en continu des débits. En effet les résultats obtenus sont peut être seulement liés aux limitations de la méthode de mesure tensiométrique étant donné qu'ils ont montré

leur intérêt pour des études à l'échelle de la parcelle (périodes d'observation courtes et saisons humides) (LESAFFRE et al, 1987).

La seule conclusion qu'on puisse tirer de ces résultats est que tant que les potentiels ne seront connus que dans la gamme des mesures accessibles aux tensiomètres ils ne pourront pas être intégrés à un modèle en continu (fonctionnant sur l'ensemble du cycle hydrologique).

D'autres méthodes d'obtention du potentiel hydrique répondant à cette contrainte, si elles étaient mises au point, pourraient apporter une solution à ce problème (tensiomètre osmotique par exemple).

X - Discussion des résultats :

La comparaison des deux modèles A et B a montré l'intérêt de prendre en compte les variations d'humidité du sol pour la simulation et la prévision des débits. Néanmoins, certaines questions peuvent prêter à discussion.

Ces questions sont liées à la spécificité de l'étude, à la démarche suivie et aux caractéristiques propres du bassin étudié.

Nous traiterons chaque point successivement sans pour autant prétendre clore ici la discussion car nous ne disposons pas de tous les éléments de réponse dans le cadre de cette étude.

La plupart des questions se réfèrent à des points déjà évoqués de façon isolée dans les chapitres précédents. Nous reprendrons donc certaines idées tout en renvoyant aux chapitres concernés pour plus de précisions.

X.1- Fallait-il faire une approche plus détaillée du régime des écoulements ?

Autrement dit, devons-nous séparer les différents types d'écoulements (de surface, retardé, de base) pour mieux appréhender les divers processus caractérisant les réactions d'un bassin versant ?

Rappelons, que notre objectif principal était l'amélioration opérationnelle de la prévision des crues sur un petit bassin rural (temps de propagation très court). Nous devons donc, pour cette approche, travailler en continu et à pas de temps fin sur des cycles hydrologiques complets en accordant une attention plus particulière aux forts débits. En effet, c'est pour les plus forts volumes écoulés qu'on enregistre les plus grands écarts entre débits observés et débits calculés.

Même si, pendant la période d'étiage il peut y avoir une erreur sur les volumes celle-ci est naturellement moins grande qu'en période de crue et surtout lors des périodes de transition correspondant à la reprise ou la cessation des écoulements. Il est à noter que l'étude du tarissement a été menée pour le choix de la fonction de transfert lors de la mise au point du modèle (chapitre III.3.2.)

L'idée n'était donc pas d'étudier de façon précise les différentes composantes de l'écoulement pour des crues caractéristiques mais plutôt d'arriver à évaluer correctement l'écoulement global pour les plus forts débits à partir d'un suivi de l'état hydrique du sol à pas de temps fin.

Pour une approche descriptive des phénomènes visant à étudier et comprendre les différents éléments du cycle hydrologique (chapitre I.1.2) pour quelques événements particuliers, il est nécessaire d'effectuer une séparation des écoulements soit par la méthode classique peu précise (méthode de séparation linéaire joignant par une droite, le point du début du ruissellement au point représentant la cessation de tout ruissellement et le passage à l'écoulement de base), soit par une méthode plus précise consistant à utiliser les isotopes (O^{18}) (FONTES et al, 1965) : elle permet sur quelques épisodes caractéristiques (signal d'entrée bien différencié) de déterminer la part qui ruisselle de celle qui rejoint la nappe. Cela constituerait alors un autre thème de recherche qui porterait sur une meilleure compréhension des divers transferts d'eau au sein d'un bassin.

Dans l'approche globale qui est la nôtre nous aurions pu différencier plusieurs réservoirs (surface, subsurface et souterrain) séparant les écoulements, mais ceci n'aurait fait qu'introduire une plus grande complexité (plus de paramètres) et une quasi impossibilité d'identification pour des résultats guère plus satisfaisants au niveau de la prévision globale du volume écoulé (chapitre I.2).

X.2 - Y-a-t-il d'autres variables descriptives de l'état du sol à mesurer ?

Si la teneur en eau et le potentiel hydrique déterminent l'un et l'autre l'état hydrique du sol (quantitativement et énergétiquement), il existe d'autres variables qui permettent de caractériser la surface d'entrée de l'eau dans le sol, le sol lui-même et les fluides qui y circulent.

Nous n'en établirions pas ici la liste exhaustive mais nous essayerons plutôt d'apprécier, pour les plus connues, leur intérêt dans la modélisation en continu des écoulements.

Nous avons rappelé dans la première partie de cette étude que les transferts hydriques dans le sol sont non seulement conditionnés par la relation qui existe entre le potentiel matriciel et la teneur en eau, mais surtout par les relations conductivité hydraulique - potentiel matriciel et conductivité hydraulique - teneur en eau.

Ces relations influent sur le régime de l'infiltration et donc la production de ruissellement.

Nous avons vu aussi, que les relations ci-dessus étaient liées à la texture du sol et à son état de surface : une diminution de la conductivité à saturation peut être due aux réorganisations et dégradations de l'état de surface. JARRY (1987) a montré à partir d'essais de simulation de pluie sur le bassin versant de l'ORGEVAL, qu'il existait une bonne corrélation entre le coefficient de ruissellement et l'état de surface des parcelles, caractérisé plus particulièrement par sa rugosité et son type de couverture végétale. Ces observations sont conformes à celles qui ont été faites dans ce domaine en matière d'érosion. (ROOSE, LELONG, 1976, TREVISAN, 1986).

Une autre variable, utilisée le plus souvent par les agronomes pour caractériser l'état hydrique du sol, est la réserve utile de la tranche de sol explorée par la végétation. Elle permet d'établir des bilans au niveau de la parcelle en détaillant les différentes composantes de l'écoulement (COSANDEY, 1983).

La végétation est théoriquement capable d'absorber la totalité de l'eau de cette réserve utile qui est définie par la quantité d'eau retenue dans le sol à des succions comprises entre le point de flétrissement ($16 \cdot 10^3$ hPa) et la capacité de rétention (correspondant à l'humidité du sol après drainage de l'eau "gravitaire").

D'autre part, des mesures piézométriques permettent de suivre sur une période plus ou moins longue (dépendant de la profondeur des piézomètres) le niveau des différentes nappes du bassin versant (réserve hydrologique).

Conductivité hydraulique, état de surface d'un bassin, réserve utile, niveau de la nappe... sont des variables qui pour la plupart ont été étudiées en laboratoire ou au niveau de la parcelle sur des périodes courtes. Le passage d'une relation pluie-débit sur une parcelle à une relation identique sur le bassin présente un certain nombre de difficultés. La première étant la qualité de la mesure ce qui pose donc le problème de la fiabilité de telles données.

Les mesures d'état de surface ou de conductivité hydraulique en milieu non saturé sont difficiles à mener sur le terrain, ceci est d'autant plus difficile que la conductivité varie en fonction de la teneur en eau du sol. Les mesures sont donc souvent liées aux hypothèses simplificatrices de base. (chapitre II.1.2)

La notion de réserve utile est relativement mal définie car elle dépend de la notion de capacité de rétention dont la détermination est fonction de la nature du sol. Néanmoins, on aurait pu imaginer de suivre les variations du niveau de la réserve utile calculée à partir des mesures de teneur en eau. Mais ceci n'aurait pas changé fondamentalement les résultats de la simulation puisque le passage de la teneur en eau à la réserve utile se fait à l'aide d'un facteur constant pour un site donné.

Le niveau de la nappe est par contre facile à mesurer (encore que ce ne soit possible qu'une partie de l'année sur le site de BOISSY LE CHATEL du fait de la profondeur insuffisante des piézomètres ainsi que de la disparition probable de la nappe superficielle en période estivale).

L'absence de données sur une partie de la période étudiée peut entraîner, comme on l'a vu avec les données de potentiel hydrique, une impossibilité à mettre en évidence leur importance dans la modélisation en continu au niveau du bassin versant.

Enfin, et ceci est valable pour toutes les variables y compris pour la teneur en eau, elles ne varient pas seulement dans le temps mais aussi dans l'espace, ce qui pose un problème

important pour la représentativité de mesures ponctuelles à l'échelle du bassin. Ce point est développé un peu plus loin. Si ce n'est le problème de la représentativité spatiale, comparativement aux autres variables, la mesure de la teneur en eau du sol, est la donnée la plus fiable et la plus simple à obtenir pour pouvoir suivre à pas de temps fin l'état hydrique du sol.

Les modèles plus complexes, (MOREL-SEYTOUX, par exemple) prenant en compte des variables telles que la conductivité hydraulique à saturation ou la teneur en eau initiale, ne permettent pas de suivre de façon assez précise l'évolution de la teneur en eau du sol (chapitre VIII). Des mesures directes d'humidité permettent d'une part de s'affranchir de la difficulté qu'il y a à la modéliser et d'autre part de connaître quelle est la tranche de sol la plus intéressante à intégrer dans le modèle pour améliorer la simulation des crues aux périodes critiques.

X.3 - Les mesures ponctuelles de l'état hydrique du sol sont-elles représentatives à l'échelle du bassin versant ?

Bien évidemment, nous ne pouvons pas considérer comme descriptives de l'état réel du sol en tout point du bassin, des mesures ponctuelles effectuées à proximité du bassin versant sur la parcelle de BOISSY LE CHATEL. Il y a là non seulement un problème "d'échelle" pour l'extrapolation d'une mesure ponctuelle à l'ensemble du bassin mais aussi un problème de variabilité spatiale du paramètre mesuré.

Les résultats obtenus dans cette étude montrent pourtant l'intérêt de l'utilisation d'une telle donnée comme un indice représentatif de l'état général du bassin pour modéliser les débits à l'exutoire du bassin versant. Il aurait été intéressant de pouvoir élargir l'étude au bassin du GRAND MORIN englobant le bassin de l'ORGEVAL à partir des mesures effectuées sur la parcelle de BOISSY LE CHATEL.

Une des difficultés de l'étude consistant à connaître au fur et à mesure et simultanément les données de pluie, de débit et d'humidité du sol, nous n'avons pas pu effectuer cette étude complémentaire sur le bassin du GRAND MORIN à cause de l'absence d'information au moment voulu sur la période étudiée.

Intégrer la variabilité spatiale de l'humidité dans un modèle pluie-débit fait partie d'un projet qui vient de commencer sur l'ORGEVAL à partir des techniques de télédétection en hyperfréquence. Les ondes en hyperfréquence possèdent les avantages déterminants de pouvoir s'affranchir de la couverture nuageuse et d'avoir une bonne pénétration dans le sol. Elles permettent de mesurer des caractéristiques d'état de surface et d'état hydrique du sol à la fois dans le temps et dans l'espace et cela avec une bonne précision tant du point de vue de la définition de l'objet que de son extension (JARRY, 1987).

Il faut noter cependant que le pas de temps utilisé ne pourra pas être aussi fin et que cette approche ne permet de mesurer l'humidité que pour les premiers centimètres du sol. Cette technique introduit en outre, des complications dans la conception du modèle, il faudrait donc aussi que l'amélioration apportée justifie la complexité accrue.

X.4 - Le régime des écoulements est-il modifié par l'aménagement des terres ?

On a vu dans le deuxième point de ce chapitre le rôle joué par la couverture végétale sur la propension d'un bassin au ruissellement. Il est donc normal de considérer qu'un bassin cultivé ne réagisse pas de la même façon qu'un bassin naturel où la superficie prise par la forêt ou les prairies est totalement différente. De plus, le fait qu'il soit cultivé entraîne souvent l'existence d'un réseau de drainage ou d'assainissement superficiel.

De nombreux auteurs ont souligné l'influence du drainage sur le temps de montée ou le débit de pointe des crues ainsi que sur les volumes écoulés, mais les conclusions présentées sont parfois contradictoires (MAILHOL, 1985 ; GAZULL et al, 1987).

Il est certain cependant, que l'aménagement des terres change le régime des écoulements d'un bassin.

Dans cette étude, le problème ne se situe pas tant dans le fait que le bassin de l'ORGEVAL soit drainé, mais plutôt dans le fait que nos mesures d'humidité sont effectuées sur une parcelle gazonnée et drainée à 100% (les drains sont espacés de 8 m). Le bassin est par contre cultivé à 80% mais il n'est drainé qu'à 50% avec une distance entre les drains de 10 à 15 m.

Le comportement hydrique de la parcelle et du bassin sont donc très différents l'un de l'autre et pourtant malgré ces mauvaises conditions d'application, les résultats obtenus pour la modélisation des débits sur l'ensemble du bassin sont tout à fait probants.

Cependant la question qui se pose est de savoir si l'emplacement des mesures, choisi ici de façon arbitraire, avait été différent, les résultats auraient été identiques. En effet si les mesures sont faites dans un fond de vallon où le sol est saturé une partie de l'année et où le ressuyage est très lent ou bien par contre si les mesures sont faites sur un sommet où le ressuyage est très rapide, les variations d'humidité ne seront peut être pas en phase avec celles observées pour un sol drainé à une certaine profondeur (une relation affine entre les deux humidités serait une situation idéale).

Nous pensons qu'il faut pouvoir effectuer des mesures d'humidité là où le sol est assez épais et là où les variations d'humidité sont importantes.

D'autre part si sur le bassin de l'ORGEVAL c'est la profondeur à 55 cm qui a été choisie, sur d'autres bassins il pourra s'agir d'une autre profondeur, choisie évidemment au-dessus de la cote moyenne annuelle de la nappe. Ce ne sont là que des propositions et la question reste donc en suspens.

X.5 - Les résultats sont-ils généralisables ?

Puisque l'étude a montré que les résultats étaient probants malgré de mauvaises conditions d'application et qu'on pouvait utiliser une mesure ponctuelle comme indice représentatif de l'état général du bassin pour modéliser les débits à son exutoire, on peut être autorisés à penser, vu le caractère général de la structure du modèle adopté, que sont réunies ici un grand nombre de garanties pour une transposition possible de l'étude à d'autres bassins versants.

Par ailleurs, le bassin versant de l'ORGEVAL s'est révélé être un bassin représentatif d'une grande région agricole de par ses caractéristiques intrinsèques physiques et physiographiques (faible pente, sol épais...cf. Annexe n°1).

Du point de vue purement hydrologique, le bassin n'a pas non plus montré de comportement particulier puisque par exemple il répond assez exactement à la méthode CRUPEDIX d'estimation de la crue décennale (SRAE, CTGREF, 1980) et que d'autre part, en ce qui concerne les écoulements moyens, une étude récente (BAPTISTA, 1987) a montré que l'ORGEVAL était une très bonne station de référence pour l'estimation du module dans le bassin Parisien.

Il nous paraît donc tout à fait envisageable de généraliser les résultats sur d'autres bassins possédant un sol assez épais où puissent s'effectuer des mesures d'humidité et dont le régime hydrologique n'est pas trop particulier. Cette étude complémentaire pourrait alors porter sur une période d'observation supérieure à deux ans.

En conclusion de ce chapitre, on peut dire que les principales questions soulevées (il y en a peut être d'autres) ne semblent pas de nature à remettre en question l'intérêt de l'observation de l'humidité du sol en matière de prévision des débits, mais méritent cependant un examen attentif et devraient déboucher sur une recherche complémentaire.

CONCLUSION GENERALE :

L'étude de la transformation des pluies en débits et de sa modélisation restera encore longtemps le domaine de recherche le plus étudié en hydrologie même si les différents processus participant à l'écoulement au sein d'un bassin sont de mieux en mieux maîtrisés.

Comme nous avons pu le voir dans la première partie de cette étude les efforts devront surtout tendre à l'amélioration de la fonction de production puisque la plupart des modèles pluies-débits achoppent sur le difficile problème de sa modélisation. La mise en évidence de cette limite a servi de point de départ à ce travail qui a donc eu comme premier objectif d'analyser notre connaissance de la fonction de rendement des pluies pour aboutir à une amélioration opérationnelle de la prévision des crues sur un petit bassin versant.

Pour atteindre cet objectif nous avons suivi la démarche suivante :

- Nous avons tout d'abord souligné, à partir d'une étude bibliographique, la complexité du système eau-sol et le rôle central joué par l'état hydrique du sol dans la transformation pluie-débit.

- Puis, pour montrer l'intérêt de l'état hydrique du sol, nous avons fait une étude statistique préliminaire nous permettant de tester la faisabilité de la recherche.

- Nous avons choisi ensuite, parmi les nombreux modèles mis à notre disposition, celui qui convenait le mieux à une démonstration rigoureuse de l'intérêt d'introduire dans un modèle, les résultats de mesures directes de l'état hydrique du sol par rapport aux méthodes indirectes habituellement utilisées.

- Le modèle adopté a alors été mis au point ainsi que les mesures nécessaires pour sa mise en oeuvre.

- Puis nous avons comparé les deux types d'approches : l'approche traditionnelle qui modélise l'ensemble des processus et l'approche proposée qui remplace une partie délicate de la modélisation de la fonction de production par des données de l'état hydrique du sol.

- Après avoir été testé en simulation, le modèle proposé a aussi été testé en prévision .

- Avant de conclure sur l'intérêt d'une telle approche nous avons vérifié que la grande simplicité du modèle proposé n'était pas la cause d'une performance médiocre.

Nous avons donc comparé les résultats obtenus à partir de la version initiale du modèle à ceux obtenus à partir d'affinements introduits pour décrire le processus d'infiltration ou le passage de l'évapotranspiration potentielle à l'évapotranspiration réelle.

Nous dégagerons de ce travail les principales conclusions suivantes :

. Lors de l'étude statistique préliminaire effectuée grâce à des mesures d'humidité volumique obtenues antérieurement (1972-1980) et espacées dans le temps, la réserve hydrique superficielle et le "gradient d'humidité" sont apparus comme des indices significatifs de la saturation globale du bassin versant.

La relation logistique qui a été retenue pour déterminer le coefficient d'écoulement à partir des variables précédemment citées explique à 88% la variance du débit.

L'extrapolation des résultats obtenus sur un sous-bassin de l'ORGEVAL a pu être appliquée à l'ensemble du bassin et la comparaison à un modèle introduisant les variables classiques des pluies antérieures et des débits de base, a montré que le recours à des mesures ponctuelles d'humidité à proximité du bassin versant introduisait un net progrès dans la connaissance de la fonction de rendement des pluies.

Ces premiers résultats, constituant un bon test de faisabilité, nous ont amené à effectuer une étude plus détaillée à partir de mesures à pas de temps fin.

. Nous avons comparé, à l'aide d'un modèle très simple pouvant prendre deux formes (A et B) identiques par leur structure et différant uniquement dans la modélisation de leur fonction de production, l'approche proposée à celle habituellement utilisée:

La fonction de production du modèle A est représentée par un réservoir de rendement en cul de sac fonctionnant comme un indice des pluies et des évaporations antérieures. L'état de ce réservoir commande le coefficient d'écoulement. Dans le modèle alternatif B, le coefficient d'écoulement est directement fonction de l'état hydrique du sol.

La fonction de transfert identique pour les deux modèles est représentée par un réservoir quadratique avec un décalage d'un pas de temps sur les sorties et ajout d'une constante minime qui tient compte d'une vraisemblable alimentation par drainance.

. La comparaison des modèles A et B en simulation met en évidence la supériorité de l'approche utilisant des mesures de teneur en eau par rapport à l'approche plus classique qui calcule pour chaque itération l'état du réservoir de production.

En simulation, le gain est surtout évident sur la période de contrôle; il porte principalement sur une meilleure représentation des périodes de transition lors des reprises d'écoulement après un long étiage. En effet, avec le modèle A, la simulation de l'état hydrique du réservoir "sol" est souvent sous-estimée par rapport aux valeurs réelles directement mesurées.

Ainsi, en simulation si on ne tient pas compte des réajustements possibles du niveau du réservoir sol, il apparaît que la méthode proposée est nettement meilleure que celle qui est habituellement utilisée.

En prévision, après un nouveau calage des paramètres, les résultats ont été corrigés par l'estimation des erreurs commises aux pas de temps précédents. Un traitement de l'erreur a été appliqué aux sorties du modèle. On constate que le modèle proposé montre toujours un certain avantage pour la prévision des débits malgré les limites du traitement de l'erreur sur l'ensemble de la période étudiée.

C'est par l'examen plus attentif de différents événements caractéristiques que nous avons pu voir que la correction appliquée, n'améliore pas toujours la qualité de la prévision et induit souvent un retard sur les pointes de crues. Ceci n'apparaît que lorsque les crues sont déjà mal représentées en simulation, la correction apportée est inévitablement décalée du délai de prévision choisi.

D'autre part, la correction n'est pas satisfaisante pour des changements brusques d'écoulement, il lui arrive même de détériorer la prévision par des réajustements trop brutaux.

L'avantage du modèle B est donc conservé dans le cas où le traitement de l'erreur n'est pas suffisant pour pallier la sous-estimation des crues survenant après un long étiage.

L'intérêt opérationnel des mesures d'humidité est bien mis en évidence même pour la prévision, avec une correction de l'erreur sur les sorties.

. A partir de ces résultats, nous avons étudié l'intérêt qu'il y aurait à conjuguer les avantages respectifs de chacun des deux modèles. Un nouveau modèle a été mis au point associant les valeurs de teneur en eau à celles du réservoir de production S.

En simulation, ce modèle n'a pas montré d'amélioration des résultats comparativement à ceux obtenus avec le modèle B. En effet, il tend à privilégier l'information mesurée plutôt que l'information calculée de façon indirecte.

Cette approche n'ayant pas apporté les résultats attendus, des affinements ont été étudiés pour représenter de manière moins schématique la transformation des pluies en débits :

. Si le passage de l'évapotranspiration potentielle à l'évapotranspiration réelle porte essentiellement sur la qualité des données du modèle, la pertinence de la relation choisie sur le bassin de l'ORGEVAL devait être testée avant d'étudier plus finement les mécanismes gérant la fonction de production.

Nous avons comparé en simulation deux évaluations différentes de l'évapotranspiration potentielle (ETP) : la première approchant l'ETP par une fonction puissance de la température journalière et la deuxième par la méthode de PENMAN.

Sur l'ORGEVAL les deux approches ont donné des résultats équivalents, ce n'est donc pas la formule initialement adoptée qui était à remettre en cause pour expliquer les disfonctionnements possibles du modèle. La modélisation des phénomènes d'infiltration semblait être par contre un point plus fondamental. Son intérêt était de pouvoir différencier les

écoulements, en explicitant un phénomène qui ne l'était pas dans le modèle initial.

Pour mettre en oeuvre cette fonction supplémentaire nous nous sommes inspirés de travaux menés par MOREL-SEYTOUX reprenant la théorie traditionnelle de l'infiltration et intégrant une analyse plus rigoureuse des écoulements biphasiques.

La comparaison des résultats obtenus par le modèle schématique initial et par le modèle plus sophistiqué modélisant l'infiltration n'a pas mis en évidence, sur le bassin étudié, la supériorité d'une approche par rapport à l'autre.

L'examen détaillé de quelques crues caractéristiques nous a permis de montrer qu'en l'absence de ruissellement caractérisé les deux modèles simulent les débits de façon pratiquement équivalente. Par contre, lorsqu'un ruissellement caractérisé existe et que la teneur en eau initiale du sol est élevée le modèle plus sophistiqué est meilleur.

Comme sur l'ORGEVAL, les cas de ruissellement sont très rares, il est normal de constater que les deux modèles donnent des résultats équivalents.

Ceci laisse apparaître que la modélisation fine des phénomènes d'infiltration à l'échelle du bassin versant n'est pas encore bien maîtrisée puisqu'une version empirique très simple d'un modèle, résiste assez bien aux améliorations que nous avons pu envisager.

. Dans le modèle B plutôt que de traiter des équations qui schématisent le système réel et ne donnent qu'une description pas toujours fiable de ce qui se passe dans le sol, nous avons utilisé le résultat de mesures pour servir d'indice de l'évolution de la saturation du sol sur l'ensemble du bassin versant. Les différents indicateurs testés ont été : la teneur en eau volumique à différentes profondeurs, le potentiel de cette eau ainsi que le sens des flux.

On constate, sur le bassin de l'ORGEVAL, que c'est avec la mesure d'humidité à 55 cm de profondeur que l'on obtient le meilleur résultat .

Les essais effectués avec les autres indicateurs de l'état hydrique du sol (potentiel total, gradient de potentiel), associés ou non à l'humidité mesurée à 55 cm n'ont donné aucune amélioration significative. Le manque d'intérêt de tels indicateurs est en partie lié à la surestimation des coefficients d'écoulement aux périodes de reprise des écoulements et à une sous-estimation le reste du temps, mais surtout au manque de fiabilité des données pendant la période estivale due aux limitations expérimentales de la méthode de mesure tensiométrique.

Ainsi, tant que les potentiels ne seront connus que dans la gamme des mesures accessibles aux tensiomètres, ils ne pourront pas être intégrés à un modèle en continu (fonctionnant sur l'ensemble du cycle hydrologique).

. A l'issue de ces différentes réflexions il apparaît que le calcul du niveau du réservoir de production à partir de méthodes indirectes ne traduit pas entièrement la réalité complexe des processus participant à l'écoulement d'un bassin versant. Il paraît judicieux de suivre l'évolution du profil hydrique en un point du bassin, tout au long du cycle

hydrologique, évolution qui est liée à celle de l'état de saturation du sol.

Les résultats obtenus n'ont pas pu être extrapolés ni à un bassin plus grand englobant le bassin de l'ORGEVAL ni à d'autres bassins du territoire continental français. Il serait intéressant d'effectuer cette étude complémentaire non seulement sur d'autres bassins mais aussi sur une plus longue période d'observation.

Le résultat concernant la profondeur optimale de mesure n'est probablement pas applicable tel quel sur d'autres bassins pour lesquels il serait nécessaire de refaire un calage.

Néanmoins, le bassin de l'ORGEVAL étant un bassin dont le caractère représentatif a été confirmé par de nombreuses études, la généralisation des résultats nous paraît tout à fait envisageable.

Compte tenu des résultats encourageants, un possible prolongement de cette étude serait de prendre en compte la variabilité spatiale de l'humidité pour voir si celle-ci n'apporterait pas une amélioration supplémentaire des résultats.

Comme il paraît irréalisable de multiplier les points d'enregistrement d'humidité, d'autres techniques seraient à envisager parmi lesquelles la télédétection en hyperfréquences qui semble pouvoir être un outil intéressant comme des études récentes commencent à le montrer (JARRY, 1987). Il faudrait, toutefois avoir le souci de préserver un bon compromis entre le gain obtenu et la complexité (mesure-modélisation) accrue.

Ces différents points ouvrent de nouvelles perspectives de recherche qu'il s'agirait d'explorer avant de conclure sans réserves sur l'intérêt de la mesure de l'état hydrique du sol dans la modélisation des écoulements d'un bassin versant.

Les principaux résultats sont résumés sur la figure n° 75.

HYPOTHESE :

Rôle central joué par l'état hydrique du sol dans la transformation pluie-débit.

I° VERIFICATION DE L'HYPOTHESE

Etude statistique des écoulements :
La variance du débit est expliquée à 88% par la pluie et l'état hydrique du sol.

II° VERIFICATION DE L'HYPOTHESE

Modélisation des débits à pas de temps fin par deux approches différentes :
Approche classique A (réservoir de production)
Approche proposée B (mesures de l'état hydrique du sol)

COMPARAISON DES DEUX APPROCHES

Le modèle A et le modèle B sont comparés en simulation et en prévision :
Le modèle B améliore nettement la modélisation des débits.

REFLEXIONS ET DISCUSSIONS

Conjugaison des avantages spécifiques des modèles A et B :
Pas d'amélioration des résultats.

Comparaison du modèle schématique A à un modèle plus complexe (MOREL-SEYTOUX) :
Le modèle plus complexe n'améliore pas la simulation des débits sur l'ORGEVAL.

Recherche du meilleur indicateur de l'état hydrique du sol :
Les résultats les plus intéressants sont obtenus avec les mesures d'humidité.

CONCLUSION

Interêt de l'état hydrique du sol pour la modélisation des débits. Application souhaitable à d'autres bassins versants.

FIGURE N° 75
Schématisation des résultats obtenus

BIBLIOGRAPHIE

AMBROISE B., GOUNOT M., MERCIER JL (1982)

Réflexions sur la modélisation mathématique du cycle hydrobiologique à l'échelle du bassin versant. Recherche géographique à STRASBOURG 19/20/21 pp 5.24

BAILLEUX J. (1974)

Les bassins versants représentatifs de l'ORGEVAL, étude du bassin général. Bulletin Technique du Génie Rural, n°116, CTGREF, 74 pp.

BAPTISTA M. (1987)

Evaluation du module moyen interannuel à partir d'une seule année de mesure.
Mémoire de DEA, Université PARIS XII, Créteil, CEMAGREF, 156 pp.

BEISSON Th. (1985)

Etude des écoulements sur le bassin versant du Réal Collobrier. Modélisation pluie-débit. Mémoire 3ème année, ENITRS de STRASBOURG, 125 pp.

BOGDANOWICZ E. (1980)

Essai d'utilisation de chroniques existantes d'humidité volumique du sol pour expliquer une partie des variations des coefficients d'écoulement sur le bassin de Mèlarchez. Rapport de stage, division Hydrologie, CEMAGREF, ANTONY, 10 pp.

BROCHET P., GERBIER N. (1975)

L'évaporation, aspect agrométéorologique, évaluation pratique de l'évaporation potentielle.
Météorologie Nationale, Monographie n° 65, PARIS

BRULL A. (1976)

Mesure de la tension de l'eau interstielle dans les sols. Centre de Recherches Routières, BRUXELLES, 78 pp.

CAMBON JP., ZUMSTEIN JF. (1968)

Les bassins versants représentatifs de l'ORGEVAL, étude du bassin de Mèlarchez. Bulletin Technique du Génie Rural, n° 90, CTGREF, 42 pp.

CRAWFORD NH., LINSLEY RK. (1966)

Digital simulation in hydrology. Stanford Watershed Model, IV, Tech. rep. 39, Dep. Civil Engeneering, Stanford University, Stanford, 210 pp.

CHEVALIER P. (1983)

Indices des précipitations antérieures. Evaluation de l'humectation des sols des bassins versants représentatifs Cahiers de l'ORSTOM, vol XX n°3 et 4, pp. 179.188.

COLIN E., MICHEL C. (1980)

Approche statistique du coefficient d'écoulement et utilisation pour la prédétermination des crues.

La Houille Blanche, n°4, pp. 252 - 257.

COLLAS Ph. (1981)

Note pour le calcul de l'ETP Penman à l'aide d'une calculatrice programmable ou d'un ordinateur. Note Technique du CEMAGREF, Groupement de BORDEAUX, section Génie Rural, 7 pp.

COLLAS Ph., NORMAND M. (1984)

Résultats comparatifs obtenus avec plusieurs humidimètres à neutrons dans diverses conditions de sol. Bulletin du GFHN, n°15, pp.35-56.

COMBES V. (1985)

Paramétrisation de modèles conceptuels d'un bassin versant ; contribution à l'élaboration d'un système de mesure des caractéristiques hydrologiques d'un bassin versant. Application au modèle CREC.

Thèse, Université de MONTPELLIER, 210 pp.

CORMARY Y. (1968)

Modèles déterministes. Note HYD/5.68, LNH, EDF, 17 pp.

CORMARY Y., GUILBOT A. (1970)

Modèles déterministes des relations pluie-débit sur la Sioule. Note 30/69, LNH, EDF, Faculté de Sciences de MONTPELLIER, 35 pp.

CORREIA FC. (1984)

OMEGA, a watershed model for simulation, parameter calibration and real-time forecast of river flows.

Thèse, Département of Civil Engineering, Colorado State University, 146 pp.

COUCHAT Ph. (1974)

Mesure neutronique de l'humidité des sols.

Thèse d'état, Faculté de Sciences de TOULOUSE, n°584, 123 pp.

COUCHAT Ph. (1983)

Les applications de la méthode neutronique dans la recherche agronomique. Isotopes and radiation techniques in soil physics and irrigation studies, Symposium AIEA-FAO, AIX-EN-PROVENCE, 16 pp.

COSANDEY C. (1983)

Recherches sur les bilans de l'eau dans l'ouest du Massif Armoricaïn. Thèse d'état, Université PARIS-SORBONNE, 513pp.

C.T.G.R.E.F. (1979)

La prévision des débits à court terme.

Information Techniques, cahier 36 n°2, 2 pp.

DAIAN JF. (1970)

Mesure in situ au moyen des sondes radioactives et tensiomètres. Bulletin du BRGM, n°70, SGN 357 HYD, 27 pp.

DE GALLIER R. (1972)

Un modèle de simulation des écoulements superficiels et souterrains : le modèle Simero.
Bulletin du BRGM, 2ème série, section III, hydrogéologie n°3, pp. 23-42.

DE LAROZIERE - BOUILLIN O., LHEUREUX L. (1972)

Utilisation du modèle Méro pour la recherche de la pluie efficace, programme Méro, application au bassin versant de l'Hallue. Rapport du BRGM, 72 SGN 231 AME, 21 pp.

DEMANGE Ph. (1985)

Bassin d'investigation du Réal Collobrier.
Bassin versant du Haut-Rimbaud. Essai de reconstitution des crues au pas de temps du 1/4 d'heure.
Mémoire de DEA, CEMAGREF, AIX-EN-PROVENCE, ENITRS, 60 pp.

DUNNE T., BLACK R.D. (1970)

Partial area contribution to storm runoff in a small New-England watershed.
Water Ressource Research, 6, 5. pp. 12-96.

FEODOROFF A., BALLIF JL. (1969)

Etude de l'infiltration de la pluie in situ à l'aide de tensiomètres. Annales Agronomiques vol. 20 (5), pp. 475-504.

FONTES JC., MARCE A., LETOLLE R. (1965)

Analyse isotopique de l'oxygène en géologie : problèmes techniques. Revue de géographie physique et de géologie dynamique, vol VII, fasc. 2, pp. 123-133.

GALEA G., CORMARY Y. (1972)

Modèles déterministes des relations pluies-débits sur l'ORGEVAL. Université des sciences et techniques du LANGUEDOC, laboratoire d'hydrologie, rapport 27.a/72-53 pp.

GAZULL L., MARION M., GALEA G., OBERLIN G. (1987)

Analyse de l'influence du drainage et de l'assainissement agricole sur les crues. Etude pour le Conseil Régional de Bourgogne, CEMAGREF, LYON, 80 pp.

GIRARD G., MORIN G., CHARBONNEAU R. (1972)

Modèle précipitation-débits à discrétisation spatiale.
Cahier de l'ORSTOM série Hydrol. 9 (4) pp. 35-52.

GUILBOT A. (1971)

Processus d'optimisation en quatre étapes appliqué à la recherche des paramètres des modèles déterministes, note L.H.M. 16/71, Université de MONTPELLIER, 25 pp.

GUILBOT A. (1972)

Application d'un modèle conceptuel de liaison pluie-débit aux données du bassin expérimental de Gapeau, note interne MONTPELLIER, Laboratoire d'hydrologie, SMERS, 17 pp.

GUILBOT A., RUIZ L. (1976)

Simulation des débits moyens journaliers de la Seine à Bar sur Seine dans un but de prévision. Rapport du laboratoire d'hydrologie mathématique, Université des sciences et techniques du Languedoc, MONTPELLIER, 51 pp.

GUILLOT P. (1971)

Quelques remarques sur l'utilisation des modèles mathématiques pour la prévision en hydrologie et météorologie. La Houille Blanche n°3 pp. 209-215.

HERMELINE M., MERCIER B., SIMONOT JF. (1982)

Mise au point d'une méthodologie pour la prévision des crues dans les bassins versants de moyenne importance. Application au bassin versant de la Zorn-Moder. Rapport de stage, ENGREF, 74 pp.

HILLEL D. (1974)

L'eau et le sol principes et processus physiques ; Vander ed., Academic Press, NEW YORK, LONDON, 288 pp.

HLAVEK R. (1967)

Les bassins versants représentatifs de l'ORGEVAL, généralités. Bulletin Technique du Génie Rural, n°89, CTGREF, 42 pp.

HLAVEK R., ANDRE R., BAKALOWICZ M., GALEA G., NORMAND M., OBERLIN S., OBERLIN G. (1974)

Essai d'estimation de l'évapotranspiration réelle à l'échelle du bassin versant : considérations théoriques et applications pratiques. Bulletin des Sciences hydrologiques, XIX (4) pp 449-483.

HORTON R. (1940)

An approach toward physical interpretation of infiltration capacity. Proc. Soil. Science Soc. Am ; vol 5, pp.399-417.

I.A.E.A. (1970)

Neutron moisture gauges - Technical reports series, IAEA, VIENNE, n°112, 95 pp.

IBIZA D. (1984-1985)

Point de vue sur les fonctions de production. Cahiers de l'ORSTOM, vol XXI n°3 pp.5-16.

IBIZA D. (1984-1985)

Etude de l'infiltration au pas de temps journalier sur des petits bassins versants. Refus à l'infiltration par saturation des réserves souterraines. Cahiers de l'ORSTOM, vol XXI n°3 pp. 17-50.

IBIZA D. (1984-1985)

Une fonction de production aux petits pas de temps.
Cahiers de l'ORSTOM, vol XXI n°3 pp. 51-97.

ISBERIE C. (1984)

Tensiométrie, intérêts, appareillages, mise en oeuvre.
Note interne, division irrigation, CEMAGREF
AIX-EN-PROVENCE, 4 pp.

JARRY F. (1987)

Le ruissellement sur les terres agricoles, approche par
simulation de pluie et par télédétection.
Thèse, Université PARIS VII, laboratoire de géographie
physique, 275 pp.

JATON JF. (1983)

Contribution à l'étude des relations pluies-débits dans
les petits bassins versants ruraux.
Thèse n°453, Ecole Polytechnique de LAUSANNE, 185 pp.

JOURDAN O. (1982)

Tensiométrie. Cours pour l'ENSA de ANTANANARIVO.
Laboratoire de Radio-Isotopes, 43 pp.

LEBOSSE A. (1986)

Application de méthodes régressives ; critères d'applica-
tions opérationnelles de modèles hydrologiques.
Compte rendu phases 2, 3, 4, 1er rapport EDF/CEMAGREF
HE/43/86.06, Annexe n°3, 37 pp.

LEBOSSE A., MIQUEL J. (1986)

Exemple d'un modèle simplifié à réservoir ; critères
d'applications opérationnelles de modèles hydrologiques,
Compte rendu phases 2, 3, 4, 1er rapport EDF/CEMAGREF
HE/43/86.06, annexe n°5, 33 pp.

LE GALLIC P. (1985)

Etat hydrique du sol et coefficient d'écoulement. Mémoire
de DEA, Université PARIS XI, CEMAGREF, 85 pp.

LESAFFRE B., ZIMMER D. (1987)

Régime hydrique d'un sol drainé, comparaison des phases
débit de pointe et tarissement. Sciences du sol, vol 25/4
pp 217-229.

LESAFFRE B., ZIMMER D. (1987)

Modélisation du comportement hydraulique d'un sol drainé.
Débits de pointe et tarissements. Sciences du sol, vol 25/4
pp. 231-246.

LEVIANDIER Th. (1986)

Modèles de prévision ; critères d'applications opération-
nelles de modèles hydrologiques. Compte rendu phases 2, 3,
4, 1er rapport EDF/CEMAGREF, HE/43/8606, annexe n°7, 34 pp

LOUMAGNE C. (1984)

Prédétermination du coefficient d'écoulement.
Mémoire de DEA, PARIS XI, CEMAGREF, 114 pp.

LOUMAGNE C., MICHEL C., NORMAND M. (1987)

Etat hydrique du sol et connaissance des débits. Actes du Colloque de STRASBOURG, octobre 86, crues et inondations, CEREG, Université Louis Pasteur, pp.13-27.

LUC JP. (1978)

Caractérisation hydrique des sols, utilisation des mesures d'humidité et de charges in situ, comparaison avec les mesures de laboratoire.

Thèse, Université de MONTPELLIER, 169 pp.

LUGIEZ F., GUILLOT P. (1968)

La prévision des débits et des crues dans les services d'exploitation d'électricité de FRANCE. X^e journées de l'hydraulique, question II, rapport n°7, la prévision des crues et la protection contre les inondations, 5 pp.

MAIGA A. (1985)

Affinement du bilan hydrologique d'un petit bassin rural en vue d'y estimer les pertes par infiltration profonde.
Mémoire de DEA, Université de STRASBOURG, CEMAGREF, 72 pp.

MAILHOL JC. (1980)

Notice d'utilisation du programme d'optimisation. Note interne CTGREF, ANTONY, 17-10-80, 11 pp.

MAILHOL JC. (1982)

Synthèse nationale sur les crues des petits bassins versants. Etude des caractéristiques averse-crues. Fascicule n°4, Ministère de l'Agriculture, 45 pp.

MAILHOL JC. (1983)

Note d'utilisation du programme Kalm.
Note interne Ck 8/2/83, CEMAGREF, Hydrologie-Hydraulique ANTONY, 8 pp.

MAILHOL JC. (1983)

Comparaison des modèles CREC, GRI et CEQUEAU sur les bassins de l'ORGEVAL et de l'EURON.
Note interne du CEMAGREF, division Hydrologie-Hydraulique 40 pp.

MAILHOL JC. (1985)

Contribution à l'analyse de l'influence du drainage sur les crues du Grand Chain.
Rapport CEMAGREF, 66 pp.

MAILHOL JC. (1986)

Un modèle de prévision de crues en temps réel, application au bassin de la Seille à Metz.
Note interne Pc. 17.09.86, CEMAGREF, Division Hydrologie-Hydraulique, 14 pp.

MAILHOL JC. (1987)

Modèle de prévision des crues de la Bruche à Wolxheim et Oberschaeffolsheim, aux délais respectifs de (2h, 4h) et (6h, 8h).

Note interne Pc. 10.87, CEMAGREF, Division Hydrologie-Hydraulique, 87 pp.

MARCHAND D., MIQUEL J. (1986)

Prévision des débits de crues par la méthode de la différence première de la fonction de transfert, critères d'applications opérationnelles de modèles hydrologiques.

Compte rendu, phases 2, 3, 4, 1er rapport EDF/CEMAGREF, HE/4 38606, annexe n°4, 41 pp.

MASSON JM. (1971)

Comparaison expérimentale des prévisions de débits mensuels obtenus d'une part au moyen de méthodes de régression, d'autre part en utilisant un modèle déterministe. La Houille Blanche n°2, pp. 159-166.

MELO MATIAS PG. (1986)

Análise da influencia da variabilidade espacial da condutividade hidráulica saturada nos processos de infiltração e escoamento numa pequena bacia. Thèse, departamento de engenharia civil do Instituto Superior Tecnico da Universidade Tecnica de Lisboa, 200 pp.

MICHEL C. (1983)

Que peut-on faire en hydrologie avec un modèle conceptuel à un seul paramètre ? La Houille Blanche, n°1, pp.39-44.

MICHEL C. (1987)

Hydrologie appliquée aux petits bassins ruraux. CEMAGREF, Section Hydrologie-Hydraulique Fluviale et Souterraine, ANTONY, 429 pp.

MIQUEL J. (1978)

Filtre de Kalman et ressources en eau : analyse bibliographique. Note E43/7867 EDF, direction des études et recherches département national d'hydraulique, 37 pp.

MOCKUS V. (1969)

Estimation of direct runoff from storm-rainfall. Soil Conservation Service, USDA, Hydrology Section 4 , pp. 10.1-10.24.

MOREL-SEYTOUX HJ., KHANJI J. (1974)

Derivation of an equation of infiltration. Water Ressources Research, vol 10, n°4, pp. 795-800.

MOREL-SEYTOUX HJ. (1978)

Derivation of equations for variable rainfall infiltration. Water Ressources Research, vol 14, n°4, pp.561-568.

MOREL-SEYTOUX HJ., LINDELL L., CORREIA F. (1982)

Runoff model based on Larrieu's generalised unit hydro-

graph theory and two-phase infiltration theory. Applied modeling in catchment hydrology. Water Ressources Publications, edited by Vijay P. Singh, 23 pp.

MOREL-SEYTOUX HJ., HYRE J., LINDELL L., CORREIA F. (1983)
Rainfall-runoff modeling. Memoria n°589.
Laboratorio nacional de engentaria civil, Lisboa, 12 pp.

MOREL-SEYTOUX HJ. (1983)
Pluie fonction transfert, pluie débit valeurs extrêmes, modélisation de l'infiltration.
CETE d'AIX-EN-PROVENCE, 25 pp.

MOREL-SEYTOUX HJ. (1987)
Recette pour la modélisation simple mais sur base physique du processus d'infiltration et du ruissellement local.
Note interne de l'Institut de Génie Rural, Ecole Polytechnique de LAUSANNE, 19 pp.

MOREL-SEYTOUX HJ. (1987)
Relations entre les paramètres des formules utilisées pour l'infiltration du type de HORTON et de GREEN et AMPT. Note interne de l'Institut de Génie Rural, Ecole Polytechnique Fédérale de LAUSANNE, 20 pp.

MOREL-SEYTOUX HJ., ALHASSOUN SA. (1987)
SWATCH, swiss watch watershed model for simulation of surface and subsurface flows in stream-aquifer system.
Colorado State University, Civil Engineering department, 297 pp.

MOUGIN G., DUJARDIN JM. (1972)
Modèles déterministes de transformation précipitation-débit. La Houille Blanche n°4, pp.303-310.

NEMEC J. (1986)
Hydrological forecasting. Water science and technology library, Reidel D. publishing Company, 235 pp.

NORMAND M. (1970)
Mesure de l'humidité du sol : application aux problèmes d'hydraulique agricole. Bulletin du Génie Rural, CTGREF, n°103, 232 pp.

NORMAND M. (1974)
Une méthode d'étalonnage d'un humidimètre à neutrons utilisant les mesures de densité du gamma-densimètre associé. Isotope and radiation techniques in soil physics and irrigation studies, Symposium AIEA, VIENNE, pp.53-69.

Notice d'utilisation NARDEUX-HUMISOL (1985)
Notice technique de la sonde SOLO 40, 60 pp.

Notice d'utilisation SEGUIN J et M. (1974)
Chaîne de mesures tensiométriques de précision type MTO, 2124, notice technique, électronique, ANGOULEME, 9 pp.

OBERLIN G. (1973)

Modèles pluie-débit. Note interne CTGREF, division Hydrologie-Hydraulique, ANTONY, 39 pp.

PREISSMANN A. (1971)

Modèles pour le calcul de la propagation des crues.
La Houille Blanche n°3, pp. 219-224.

ROCHE M. (1970)

Les divers types de modèles déterministes.
Société Hydrotechnique de France, Comité Technique n°91
session des 19 et 20 novembre, 20 pp.

ROCHE M. (1972)

Météorologie et hydrologie. Note ORSTOM,
Service d'hydrologie, pp. 7-10.

ROCHE PA., THIERY D. (1984)

Simulation globale des bassins hydrologiques ; introduction à la modélisation et description du modèle GARDENIA.
Rapport du BRGM 84 SGN, 97 pp. 337 eau.

ROCHE PA., THIERY D. (1985)

Modélisation des grands bassins versants, adaptation des modèles hydrologiques et analyse de sensibilité, application aux bassins de la Moselle.
Rapport du BRGM 85SGN 290 eau, 23 pp.

ROCHE PA., TORTEROTOT JP. (1987)

Prévision des crues sur la Garonne Supérieure conception d'une procédure multi-modèle. CERGRENE, ENPC, 68 pp., annexes

ROOSE EJ., LELONG F. (1976)

Les facteurs de l'érosion hydrique en Afrique Tropicale. Etude sur petites parcelles expérimentales.
Revue géographique physique et géologie dynamique.
vol XVIII, fasc. 4, pp.365-374.

SHAW EM. (1983)

Hydrology in practice. Van Nostrand Reinhold
ed, ENGLAND, 569 pp.

SMITH RE., CHERY DL. (1973)

Rainfall excess model from soil water flow theory.
Journal of the hydraulics division, American Society of Civil Engineers, vol 99, n°HY9. pp.1337-1351.

SRAE, CTGREF (1980)

Synthèse nationale sur les crues des petits bassins versants. La méthode CRUPEDIX. Fascicule 3 , 36 pp.

TUCCI CE., LANNA AE., LOPEZ MS., ENDRES LA (1987)

Comparaison entre modèles de prévision de crues.
Hydrologie continentale, vol 2-1, pp.57-70.

TREVISAN D. (1986)

Comportement hydrique et susceptibilité à l'érosion des

sols limoneux cultivés. Thèse de 3^e cycle, Université d'ORLEANS, 244 pp.

VACHAUD G., ROYER JM., COOPER JD. (1977)

Comparison of methods of a neutron probe by gravimetry or neutron capture model. Journal of hydrology, 34, pp. 343-356.

VAUCLIN M., HAVERKAMP R., VACHAUD G. (1983)

Analyse des erreurs liées à l'utilisation de l'humidimètre neutronique. IAEA. SM 267/21, pp.533-549.

WOLSACK J. (1979)

Écoulements en milieu poreux non saturé.
Note interne CTGREF, ANTONY, JW/CLC - 30979, 37 pp.

YEN B.Ch., AKAN A.O. (1983)

Effects of soil properties on overland flow and infiltrations. Journal of Hydraulic Research 21, n°2, pp. 153-173.

OUVRAGES GENERAUX CONSULTEES
(non cités dans le texte)

- A.I.S.H. (1971)**
Modèles mathématiques en hydrologie. Vol.2
publication n°101, Symposium de VARSOVIE, 670 pp.
- F.A.O. (1973)**
Mathematical models in hydrology. Irrigation and Drainage
paper, n°19, ROME, 280 pp.
- HAAN CT., JOHNSON HP., BRAKENSIEK DL. (1982)**
Hydrologic modeling of small watersheds, ASAE, 530 pp.
- JACKSON TJ., LAI CH., SCHMUGGET J., YEN B.CH. (1986)**
Advances in hydrosience. Academic Press, LONDON, V.T.
Chow ed., 344 pp.
- KRAIJENHOFF DA., MOL JR. (1986)**
River flow modelling and forecasting. Water science and
technology library, Reidel publishing company, HOLLAND,
372 pp.
- KIRKBY MJ. (1980)**
Hillslope hydrology. Wiley-interscience publications,
John Wiley and Sons, NEW YORK, 370 pp.
- RAUDKIVI AJ. (1979)**
Hydrology, and advanced introduction to hydrological
process and modelling. Pergamon Press, LONDON, 479 pp.
- REMENIERAS G. (1965)**
Hydrologie de l'Igénieur. Ed. Eyrolles, collection du
Centre de recherches et d'essais de CHATOU, E.D.F. 456 pp.
- ROCHE M. (1964)**
Hydrologie de surface. Gauthier-Villars ed., PARIS, 430 pp.
- SINGH VP. (1982)**
Rainfall-runoff relationship.
Water Resources Publications, U.S.A., 580 pp.
- SINGH VP. (1982)**
Applied modeling in catchment hydrology. Water Resources
Publications, U.S.A., 563 pp.

LISTE DES TABLEAUX

| | Pages |
|--|-------|
| <u>Tableau n°1</u> Principales lois d'infiltration | 38 |
| <u>Tableau n°2</u> Variables explicatives du débit à prendre en compte | 44 |
| <u>Tableau n°3</u> Résultat de la corrélation coefficient d'écoulement - pluie - réserve hydrique et "gradient d'humidité" | 45 |
| <u>Tableau n°4</u> Résultat de la corrélation après augmentation de la taille de l'échantillon | 46 |
| <u>Tableau n°5</u> Résultat de la corrélation appliquée à l'ensemble du bassin | 47 |
| <u>Tableau n°6</u> Comparaison du modèle classique (Qb, PA) au modèle proposé | 47 |
| <u>Tableau n°7</u> Choix de l'expression du coefficient d'écoulement pour le modèle A | 55 |
| <u>Tableau n°8</u> Choix de l'expression du coefficient d'écoulement pour le modèle B | 61 |
| <u>Tableau n°9</u> Résultats obtenus après réglage de la chaîne tensiométrique à 9° | 82 |
| <u>Tableau n°10</u> Résultats obtenus après réglage de la chaîne tensiométrique à 16° | 82 |
| <u>Tableau n°11</u> Résultats obtenus après réglage de la chaîne tensiométrique à 22° | 83 |
| <u>Tableau n°12</u> Résultats des différentes simulations pour le choix du déphasage à adopter pour la fonction de transfert | 101 |
| <u>Tableau n°13</u> Comparaison des deux modèles A et B en simulation sur une période de calage et de contrôle | 122 |
| <u>Tableau n°14</u> Etude de sensibilité : valeurs de $\Delta CR/CR$ consécutives à des variations $\Delta X/X$ des paramètres a, b et c | 122 |

Tableau n°15

12

Comparaison des résultats en simulation et en prévision des modèles A et B

Tableau n°16

13

Résultat des différents tests effectués en prévision avec correction des erreurs pour différentes valeurs de α et β

Tableau n°17

13

Résultat en simulation pour le modèle qui combine les données d'humidité à celles du réservoir S

Tableau n°18

14

Comparaison des simulations avec le modèle A à partir des ETP de PENMAN ou $E = (t/6)^{1.4}$

Tableau n°19

15

Plage des valeurs théoriques des paramètres utilisés dans le modèle de MOREL-SEYTOUX

Tableau n°20

15

Valeurs optimales des paramètres utilisés dans le modèle de MOREL-SEYTOUX

Tableau n°21

15

Etude de sensibilité des paramètres utilisés dans le modèle A associé au module de MOREL-SEYTOUX

Tableau n°22

15

Comparaison du modèle A et du modèle A associé au module de MOREL-SEYTOUX

Tableaux n°23 et n°24

16

Résultat de la simulation avec le modèle B à partir des valeurs d'humidité à différentes profondeurs

Tableau n°25

16

Résultat de la simulation avec le modèle B pour le cumul des valeurs d'humidité à différentes profondeurs

Tableau n°26

17

Etude de sensibilité des paramètres a et b utilisés dans le modèle B

Tableau n°27

17

Résultat des tests effectués en simulation avec le modèle B à partir des variations d'humidité et de "gradient d'humidité"

Tableau n°28

18

Résultat de la simulation avec le modèle B pour les variations de potentiel hydrique à différentes profondeurs

Tableau n°29

18

Résultat des tests effectués en simulation avec le modèle B à partir des variations d'humidité associées à celles du potentiel hydrique et du "gradient de potentiel"

Tableau n°30

(annex

Equipements de mesure et données disponibles sur la parcelle de BOISSY LE CHATEL et sur le bassin de l'ORGEVAL

1

LISTE DES FIGURES

| | Pages |
|---|-------|
| <u>Figure n°1</u> Le modèle CREC | 16 |
| <u>Figure n°2</u> Schématisation du modèle CEQUEAU | 17 |
| <u>Figure n°3</u> Simulation des débits avec le modèle CEQUEAU années 1973 et 1975 | 25 |
| <u>Figure n°4</u> Simulation des débits avec le modèle CEQUEAU années 1977 et 1980 | 26 |
| <u>Figure n°5</u> Simulation des débits avec le modèle CREC années 1973 et 1975 | 27 |
| <u>Figure n°6</u> Simulation des débits avec le modèle CREC années 1977 et 1980 | 28 |
| <u>Figure n°7</u> Simulation des débits avec le modèle GR1 années 1973 et 1975 | 29 |
| <u>Figure n°8</u> Simulation des débits avec le modèle GR1 années 1977 et 1980 | 30 |
| <u>Figure n°9</u> Courbes caractéristiques de teneur en eau en fonction du potentiel matriciel et courbes de passage | 34 |
| <u>Figure n°10</u> Influence de la texture sur la rétention d'eau dans le sol | 34 |
| <u>Figure n°11</u> Variation de la conductivité hydraulique en fonction du potentiel matriciel | 35 |
| <u>Figure n°12</u> Variation de la conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau | 35 |
| <u>Figure n°13</u> Régime d'infiltration en fonction du temps, dans un sol uniforme, dans un sol plus poreux en surface, dans un sol couvert d'une pellicule d'argile | 41 |
| <u>Figure n°14</u> Régime d'infiltration en fonction du temps | 41 |
| <u>Figure n°15</u> Le modèle GR2 | 50 |

Figure n°16

Le modèle de base A

Figure n°17

Expression du coefficient d'écoulement pour le modèle A : test en simulation

Figure n°18

Vidanges du réservoir de routage

Figure n°19

Le modèle de base B

Figure n°20

Expression du coefficient d'écoulement pour le modèle B : test en simulation

Figure n°21

Parcours d'un neutron

Figure n°22

Graphe de contrôle

Figure n°23

Profil hydrique

Figure n°24

Sonde neutrons et détails

Figure n°25

Schéma d'organisation du traitement des données neutroniques

Figure n°26

Dessin des chroniques de pluie et d'humidité à différentes profondeurs

Figure n°27

Schéma de la chaîne automatique d'acquisition du potentiel hydrique

Figure n°28

Schéma du montage expérimental

Figure n°29

Erreurs absolues

Figure n°30

Erreurs relatives

Figure n°31

Schéma des références de mesure

Figure n°32

Droite d'étalonnage

Figure n°33

Profil hydrique et profils de densité sèche-porosité

| | |
|---|--------------------|
| <u>Figure n°34</u> | 89 |
| Schéma d'organisation du traitement des données tensiométriques | |
| <u>Figure n°35</u> | 90 |
| Dessin des chroniques de potentiel hydrique à différentes profondeurs | |
| <u>Figure n°36</u> | 95 |
| Choix du déphasage | |
| <u>Figure n°37</u> | 97 |
| Tests avec deux réservoirs | |
| <u>Figure n°38</u> | 99 |
| Tests avec un réservoir quadratique | |
| <u>Figure n°39</u> | 103 |
| Simulation avec un réservoir quadratique avec décalage d'un pas de temps avec et sans ajout de constante au débit calculé | |
| <u>Figure n°40</u> | |
| Domaine de recherche des paramètres a et b pour $X = a + b$ H55 | 106 |
| <u>Figure n°41</u> | |
| Variation de la fonction critère selon les valeurs des paramètres | 110 |
| <u>Figures n°42, n°43, n°44 et n°45</u> | 118, 119, 120, 121 |
| Simulation des débits avec les modèles A et B période de calage et période de contrôle | |
| <u>Figure n°46</u> | 123 |
| Simulation des débits avec les modèles A et B, crues de décembre 86 | |
| <u>Figure n°47</u> | 124 |
| Simulation des débits avec les modèles A et B, crue de septembre 87 | |
| <u>Figure n°48</u> | 125 |
| Simulation du niveau du réservoir S et du coefficient d'écoulement avec le modèle A | |
| Simulation du coefficient d'écoulement et variation de la réserve hydrique avec le modèle B | |
| <u>Figures n°49, n°50, n°51 et n°52</u> | 129, 130, 131, 132 |
| Prévision des débits avec les modèles A et B + correction des erreurs, périodes de calage et périodes de contrôle | |
| <u>Figure n°53</u> | 134 |
| Prévision des débits avec les modèles A et B + correction des erreurs, crue de janvier 86 et crues de décembre 86 | |
| <u>Figure n°54</u> | 135 |
| Prévision des débits avec les modèles A et B + correction des erreurs, crue de septembre 87 et crue d'octobre 87 | |

Figure n°55

Prévision des débits avec les modèles A et B + correction des erreurs, crue d'avril 86 et étiage de juin 87

Figure n°56

Simulation des débits avec le modèle A avec $E = (T/6)^{1.4}$ et l'ETP de PENMAN - crue de décembre 86

Figure n°57

Simulation du niveau du réservoir S avec $E = (T/6)^{1.4}$ et l'ETP de PENMAN

Figure n°58

Evolution des profils hydriques au cours d'une redistribution de l'eau en profondeur et profils rectangulaires fictifs utilisés dans la modélisation

Figure n°59

Le modèle de base A + le module de MOREL-SEYTOUX

Figures n°60 et n°61

157,

Simulation des débits avec le modèle de base A et le modèle A associé au module de MOREL-SEYTOUX

Figure n°62

Simulation des débits avec le modèle A et le modèle A associé au module de MOREL-SEYTOUX pour la crue de mai 86 et celle de mars 87

Figure n°63

Simulation des débits avec le modèle A et le modèle A associé au module de MOREL-SEYTOUX pour les crues de décembre 86 et de janvier 86

Figure n°64

Simulation du niveau du réservoir S et du coefficient d'écoulement K avec le modèle A et le modèle A associé au module de MOREL-SEYTOUX

Figure n°65

Simulation de la teneur en eau, du taux d'infiltration, de la pluie efficace et de la pluie nette avec le module de MOREL-SEYTOUX

Figure n°66

Variation du niveau de la réserve hydrique à 55 cm de profondeur et de l'humidité en fonction du coefficient d'écoulement

Figure n°67 et n°68

171,

Simulation des débits avec le modèle B à partir des variations d'humidité à différentes profondeurs, crues de décembre 86

Figure n°69

Simulation des débits avec le modèle B à partir des variations d'humidité en cumulant les valeurs pour différentes profondeurs, crues de décembre 86

| | |
|--|---------------|
| <u>Figure n°70</u> | 175 |
| Variation du "gradient d'humidité" variation du coefficient d'écoulement en fonction du "gradient d'humidité" et simulation des débits avec le modèle B à partir du gradient d'humidité, crues de décembre 86 | |
| <u>Figure n°71</u> | 178 |
| Simulation des débits, crues de décembre 86, et du coefficient d'écoulement avec le modèle B à partir de l'humidité à 55 cm associée au "gradient d'humidité" ou associée à l'humidité à 15 cm | |
| <u>Figure n°72</u> | 181 |
| Simulation des débits, crues de décembre 86, et du coefficient d'écoulement à partir des variations de potentiel à 55 cm - variation du coefficient d'écoulement en fonction du potentiel hydrique à 55 cm | |
| <u>Figure n°73</u> | 183 |
| Simulation des débits, crues de décembre 86, et du coefficient d'écoulement à partir des variations du "gradient" de potentiel entre 55 et 115 cm Variation du coefficient d'écoulement en fonction du gradient de potentiel entre 55 et 115 cm et courbe caractéristique teneur en eau-potentiel matriciel | |
| <u>Figure n°74</u> | 186 |
| Simulation des débits, crues de décembre 86, et du coefficient d'écoulement à partir des variations d'humidité à 55 cm associées à celles du potentiel à 55 cm ou du gradient de potentiel entre 55 et 115 cm | |
| <u>Figure n°75</u> | 200 |
| Schématisation des résultats obtenus | |
| <u>Figure n°76</u> | (Annexe) 4 |
| Situation régionale du bassin de l'ORGEVAL | |
| <u>Figure n°77</u> | 5 |
| Bassin versant de l'ORGEVAL | |
| <u>Figure n°78</u> | 7 |
| Carte géologique de l'ORGEVAL | |
| <u>Figure n°79</u> | 10 |
| Base hydrologique de BOISSY LE CHATEL | |