HAL
open science

Mise au point d'un modèle hydrologique conceptuel intégrant l'état hydrique du sol dans la modélisation pluie-débit

Najiba Chkir

To cite this version:

Najiba Chkir. Mise au point d'un modèle hydrologique conceptuel intégrant l'état hydrique du sol dans la modélisation pluie-débit. Hydrologie. Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 1994. Français. NNT : . tel-00520737

HAL Id: tel-00520737

https://pastel.hal.science/tel-00520737

Submitted on 24 Sep 2010

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

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

NS 19790 (4)

CEMAGREF

ECOLE NATIONALE DES PONTS ET CHAUSSEES

Mémoire présenté pour l'obtention du titre de
Docteur de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées de Paris

"Sciences et Techniques de l'Environnement"

MISE AU POINT D'UN MODELE HYDROLOGIQUE CONCEPTUEL INTEGRANT L'ETAT HYDRIQUE DU SOL DANS LA MODELISATION PLUIE-DEBIT

par

Najiba CHKIR

Soutenue le : 23 Mars 1994

Devant le Jury composé de :

M. Rémy **POCHAT**	:	Président du jury
M. Daniel **VIDAL-MADJAR**	:	Directeur de Thèse
M. Jean-Dominique **CREUTIN**	:	Rapporteur
M. Jean-Jacques **COLLIN**	:	Rapporteur
M. Dominique **THIERY**	:	Rapporteur
M. Jacques **CRUETTE**	:	Examinateur
M. Claude **KLAPISZ**	:	Examinateur
M. Michel **NORMAND**	:	Examinateur

ONAL DU MACHINISME AGRICOLE, DU GÉNIE RURAL, DES EAUX ET DES FORETS
Groupement d'Antony
Division *Hydrologie*
voie, BP 121, 92185 Antony Cedex ; Tél. (1) 40 96 61 21 ; Fax (1) 40 96 61 99

NS 19790 (4)

Mémoire présenté pour l'obtention du titre de
Docteur de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées de Paris

"Sciences et Techniques de l'Environnement"

MISE AU POINT D'UN MODELE HYDROLOGIQUE CONCEPTUEL INTEGRANT L'ETAT HYDRIQUE DU SOL DANS LA MODELISATION PLUIE-DEBIT

par

Najiba CHKIR

Soutenue le : 23 Mars 1994

Devant le Jury composé de :

M. Rémy **POCHAT**	Président du jury
M. Daniel **VIDAL-MADJAR**	Directeur de Thèse
M. Jean-Dominique **CREUTIN**	Rapporteur
M. Jean-Jacques **COLLIN**	Rapporteur
M. Dominique **THIERY**	Rapporteur
M. Jacques **CRUETTE**	Examinateur
M. Claude **KLAPISZ**	Examinateur
M. Michel **NORMAND**	Examinateur

E.N.P.C
INV03275

06

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier ici toutes les personnes qui m'ont aidée dans la réalisation de ce travail. Mes remerciements vont donc à :

Messieurs *Jean-Jacques COLLIN*, *Jean-Dominique CREUTIN* et *Dominique THIERY* qui ont accepté d'être les rapporteurs de ce mémoire.

Messieurs *Jacques CRUETTE*, *Claude KLAPISZ* et *Rémy POCHAT* d'avoir accepté de participer au jury de cette thèse.

Monsieur *Thierry LEVIANDIER*, chef de la division Hydrologie du Centre Nationale du Machinisme Agricole, du Génie Rural, des Eaux et des Forêts (CEMAGREF) de m'avoir acceptée au sein de son équipe de chercheurs.

Monsieur *Michel NORMAND*, chercheur au Cemagref, de m'avoir encadrée et soutenue par ses conseils tout au long de ces années de travaux.

Madame *Cécile LOUMAGNE*, chercheur au Cemagref, pour son aide précieuse et pour son amitié.

Monsieur *Claude MICHEL*, chercheur du Cemagref, pour l'intérêt qu'il a montré pour ces recherches et pour les discussions toujours très pertinentes que nous avons eues sur la modélisation conceptuelle

Monsieur *Daniel VIDAL-MADJAR*, chercheur au Centre d'étude des Environnements Terrestre et Planétaire (CETP), d'avoir accepté d'être le directeur de cette thèse et pour son suivi régulier qui a été indispensable à son avancement.

Madame *Catherine OTTLE*, chercheur du CETP, pour son aide et ses conseils.

Tous les agents de la division Hydrologie du Cemagref qui ont contribué par l'ambiance qui règne au sein de cette division, à rendre inoubliables les années passées parmi eux.

Et à tous les stagiaires et thésards que j'ai rencontrés et avec qui j'ai partagé les bons et les moins bons moments de ces années de recherches.

****

Ce travail s'inscrit dans les recherches menées sur le thème "Hydrologie-Humidité du sol-Télédétection" qui bénéficient d'un soutien financier du CNES et du PNTS.

à mes parents, à ma famille, a Fahmi et tous ceux qui m'ont soutenue...

RESUME

L'importance de l'état initial des bassins versants, et surtout de l'état hydrique du sol, dans la formation des débits est reconnue depuis longtemps. La connaissance précise de cet état hydrique et de sa prise en compte dans la modélisation Pluie-Débit reste cependant un des problèmes actuels de l'hydrologie. Aux mesures *in situ*, trop ponctuelles et difficilement généralisables, viennent s'ajouter de nouvelles techniques de télédétection pouvant fournir une information "tout temps" et spatialisée de l'état de surface des bassins versants.

L'objectif de cette thèse est de mettre au point un modèle hydrologique conceptuel Pluie-Débit, capable de prendre en compte l'état hydrique des sols.
Deux outils de base ont été utilisés :
- Le modèle conceptuel GR3J (puis GR4J) pour la simulation des débits,
- Le modèle physique bi-couches inspiré du *"Schéma de Deardorff"* pour le suivi de l'humidité des deux couches de sol, superficielle et racinaire.

De nombreux schémas de couplage ont été testés en s'appuyant sur les données du BVRE de l'Orgeval, où existent des séries de données de pluie, de débit et d'humidité du sol.

Le modèle retenu, ***"GRHUM"***, a une fonction de production dérivée du schéma de Deardorff et a conservé la fonction de transfert de GR4J. C'est un modèle à six paramètres, simulant les débits journaliers et l'humidité de deux couches de sol. Le modèle a été validé sur le BVRE de Naizin et sur 35 autres bassins versants situés en Bretagne. Les résultats obtenus montrent les bonnes aptitudes du modèle à simuler les débits et l'humidité de la couche de sol racinaire. La prise en compte de l'occupation réelle du sol, à partir de cartes de cultures et accessible par télédétection, améliore la simulation des humidités de surface.

Le fonctionnement de ce modèle peut être réalisé en deux modes : ***"simulation"*** lorsque les données d'humidité du sol ne sont pas disponibles et ***"assimilation"*** lorsque ces données sont présentes.

Le modèle ***"GRHUM"*** ouvre des perspectives nouvelles pour l'utilisation de l'état hydrique du sol déterminé à partir de données satellitaires (radar, IRT) dans la prévision des débits.

Mots-Clés : Modélisation conceptuelle/ Etat hydrique du sol/ Humidité de surface/ Humidité racinaire/ Occupation du sol/ Assimilation.

ABSTRACT

Conceptual hydrological modelling fails in describing the temporal evolution of soil hydric state by the use of classic methods of soil moisture measurement. It is well known that soil hydrodynamic behaviour is highly heterogeneous in the catchment. New remote sensed techniques of measurements can provide information about the spatial variability of this data. Actual conceptual models use an index that represents the soil water content. This approach is not adapted to the use of remotely sensed data.

The aim of this research is to develop a software which can estimate the soil hydric state evolution and simulate basin outflows. Thus, we will be able to use the remotely sensed data. This study is based on two existing tools. The first is the hydrologic conceptual model **GR3J** which is used to simulate the runoff. The second is the physically based two layers model, issued from the ***"Deardorff's schema"***, and which is used to estimate the moisture evolution of the two soil layers. These models were calibrated apart using data from basins of different hydrodynamic and morphological characteristics. The final model is obtained by a combination of the two previous models and can provide the capacity of each of them.

This study have been done on the Orgeval's catchment. The final model have been successfully validated on the Brittany region (France) where the ERS-1 project is situated. The model can run with two functional modes depending on the soil moisture data availability (simulation and assimilation).

Key-Words : Conceptual modelling/ Soil hydric state/ Soil Surface moisture/ Soil bulk layer Moisture/ Land uses/ Assimilation.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE 11

CHAPITRE I : COMPOSANTES DU CYCLE TERRESTRE DE L'EAU ET MODELISATION CONCEPTUELLE 16

I-1- Introduction 16

I-2- Le cycle terrestre de l'eau 17
I-2-1- Description du cycle terrestre de l'eau 17
I-2-2- Différents types d'écoulements 19
I-2-2-1- Processus à la surface du sol 19
I-2-2-2- Processus dans le sol et le sous-sol 20
I-2-3- Mouvements de l'eau dans le sol 21

I-3- La modélisation hydrologique 22
I-3-1- Définition 22
I-3-2- Classification des modèles hydrologiques 22
I-3-3- Critères de qualité d'un modèle hydrologique 23
I-3-4- Caractéristiques intrinsèques d'un modèle hydrologique 24
I-3-5- Exemples-types de modèles hydrologiques 25
I-3-5-1- Modèles mécanistes 25
I-3-5-2- Modèles conceptuels 27
I-3-6- Architecture d'un modèle hydrologique conceptuel 29
I-3-6-1- Fonction de production 29
I-3-6-2- Fonction de transfert 30

I-4- L'état hydrique du sol 31
I-4-1- L'eau dans le sol 31
I-4-2- Etat hydrique et propriétés physiques du sol 32
I-4-3- Méthodes de mesure de l'humidité du sol 32
I-4-3-1- Mesures in situ 32
I-4-3-2- Mesures spatiales 34
I-4-4- Exemples de modélisation de l'état hydrique du sol 34

I-5- L'évapotranspiration 39
I-5-1- L'évapotranspiration potentielle : ETP 40
I-5-2- L'évapotranspiration réelle : ETR 41

I-6- La télédétection spatiale 41
I-6-1- Définition 41
I-6-2- Techniques de mesures 42
I-6-2-1- L'infrarouge thermique : IRT 42
I-6-2-2- Les hyperfréquences 43
I-6-3- Mesures spatiales de l'humidité du sol 44
I-6-3-1- Méthode de réflectance 44
I-6-3-2- Méthode thermique 45
I-6-3-3- Méthodes micro-ondes 45

I-6-4- Apport de la télédétection à la modélisation hydrologique 46
I-6-5- Projet ERS-1 46

CHAPITRE II : METHODOLOGIE DE COUPLAGE 50

II-1- Introduction 50

II-2- Modèle de base GR3J 51
II-2-1- Fonction de production 53
II-2-1-1- Alimentation du réservoir sol 53
II-2-1-2- Soutirage dans le réservoir sol 53
II-2-2- Fonction de transfert 54
II-2-2-1- Hydrogramme unitaire 54
II-2-2-2- Le réservoir gravitaire 56
II-2-3- Application du modèle GR3J 56
II-2-3-1- Données de fonctionnement 56
II-2-3-2- Périodes d'application 57
II-2-3-3- Méthode d'optimisation 58
II-2-3-4- Critères numériques d'appréciation 58
II-2-4- Résultats du modèle GR3J 59

II-3- Modèle a deux couches pour l'etat hydrique du sol 63
II-3-1- Evolution de l'état hydrique du sol 64
II-3-1-1- Evolution de la couche de surface 64
II-3-1-2- Evolution de la couche globale 64
II-3-1-3- Echanges entre les couches de sol 64
II-3-2- Calcul de l'évapotranspiration 65
II-3-2-1- Evaporation du sol 65
II-3-2-2- Transpiration de la végétation 66
II-3-2-3- Evapotranspiration de la couche de surface 68
II-3-2-4- Evapotranspiration de la couche globale 68
II-3-3- Production du réservoir sol 68
II-3-4- Application du modèle à deux couches 70
II-3-4-1- Suivi du complexe Sol/Végétation/Atmosphère 70
II-3-4-2- Etat de surface du sol : Humidité et Température 71
II-3-4-3- Flux d'énergie à la surface du sol 72
II-3-4-4- Humidité du sol sous couverture végétale dense 72
II-3-4-5- Bilan hydrique et énergétique 72

II-4- Démarche de couplage 73
II-4-1- Etape I : Gestion de la pluie 74
II-4-2- Etape II : Gestion saisonnière de la pluie 76
II-4-3- Etape III : Gestion de la production de surface 76

II-5- Conclusion 78

CHAPITRE III : MISE AU POINT DU COUPLAGE 80

III-1- Introduction 80

III-2- Fonctionnement des schémas de couplage 81
III-2-1- Lien entre la fonction de production et la fonction de transfert 81
III-2-2- Parametres des schémas de couplage 82

III-2-3- Données de fonctionnement du modèle couplé 82
III-2-3-1- Données d'entrée 82
III-2-3-2- Données de contrôle 83

III-3- Mise au point du couplage 83
III-3-1- Groupe I : Gestion Séquentielle de la Pluie 84
III-3-1-1- Gestion globale de la production de surface 84
III-3-1-1-1- Simulation des débits 85
III-3-1-1-2- Simulation de l'état hydrique du sol 87
III-3-1-2- Gestion partielle de la production de surface 90
III-3-1-2-1- Simulation des débits 91
III-3-1-2-2- Simulation de l'état hydrique du sol 93
III-3-1-3- Gestion saisonnière de la production de surface 95
III-3-1-3-1- Simulation des débits 95
III-3-1-3-2- Simulation de l'état hydrique du sol 95
III-3-1-4- Conclusion sur le Groupe I 95
III-3-2- Groupe II : Gestion parallèle de la pluie pour la couche de surface 96
III-3-2-1- Gestion parallèle annuelle de la pluie 97
III-3-2-1-1- Simulation des débits 97
III-3-2-1-2- Simulation de l'état hydrique du sol 97
III-3-2-2- Gestion parallèle hivernale de la pluie 98
III-3-2-2-1- Simulation des débits 99
III-3-2-2-2- Simulation de l'état hydrique du sol 99
III-3-2-3- Gestion parallèle estivale de la pluie 100
III-3-2-2-1- Simulation des débits 100
III-3-2-2-2- Simulation de l'état hydrique du sol 100
III-3-2-4- Conclusion sur le Groupe II 101
III-3-3- Groupe III : Gestion parallèle de la pluie pour la couche globale 101
III-3-3-1- Gestion parallèle annuelle de la pluie 102
III-3-3-1-1- Simulation des débits 102
III-3-3-1-2- Simulation de l'état hydrique du sol 102
III-3-3-2- Gestion parallèle hivernale de la pluie 103
III-3-3-3- Gestion parallèle estivale de la pluie 103
III-3-3-4- Conclusion sur le Groupe III 103
III-3-4- Schémas de couplage retenus 103

III-4- Mise au point finale du modèle couplé 105
III-4-1- Schémas de couplage retenus 105
III-4-1-1- Simulation des débits par les schémas de couplage retenus ... 105
III-4-1-2- Simulation de l'état hydrique du sol par les schémas retenus . 106
III-4-1-3- Jeux de paramètres optimisés des schémas de couplage retenus. 107
III-4-2- Choix du modèle couplé définitif 108
III-4-2-1- Réduction du nombre de paramètres 108
III-4-2-1-1- BVRE de l'Orgeval 109
III-4-2-1-2- BVRE du Naizin 110
III-4-2-1-3- Bassins Versants Bretons 111
III-4-2-2- Introduction d'un terme "échanges souterrains" 113
III-4-2-2-1- BVRE de l'Orgeval 113
III-4-2-1-2- BVRE du Naizin 114
III-4-2-1-3- Bassins Versants Bretons 115

III-5- Conclusion 116

CHAPITRE IV : MODELE COUPLE "GRHUM" 119

IV-1- Introduction 119

IV-2- Modele couple retenu 120
IV-2-1- Bassin versant de l'Orgeval 121
IV-2-1-1- Simulation des débits 121
IV-2-1-2- Simulation de l'état hydrique du sol 121
IV-2-2- Bassin versant de Naizin 125
IV-2-2-1- Simulation des débits 125
IV-2-2-2- Simulation de l'état hydrique du sol 126
IV-3-3- Bassins versants bretons 127
IV-2-4- Discussion 127

IV-3- Validation du modèle couplé 128
IV-3-1- Prise en compte de l'occupation du sol 128
IV-3-1-1- Bassin de l'Orgeval 130
IV-3-1-2- Bassin de Naizin 131
IV-3-2- Essai d'interprétation physique de l'épaisseur des couches du réservoir sol 133
IV-3-2-1- Bassin versant de l'Orgeval 134
IV-3-2-1-1- Etat hydrique de la couche globale 134
IV-3-2-1-2- Etat hydrique de la couche de surface 136
IV-3-2-2- Bassin versant de Naizin 137
IV-3-2-2-1- Etat hydrique de la couche globale 137
IV-3-2-2-2- Etat hydrique de la couche de surface 139

IV-4- Conclusion 140

CHAPITRE V : ASSIMILATION DE L'ETAT HYDRIQUE DU SOL 143

V-1- Introduction 143

V-2- Assimilation Par Relation De Correlation 144

V-3- Assimilation Par Reconstitution Des Moyennes Et Ecarts-Types 149

V-4- Assimilation Par Reconstitution Des Maximums Et Minimums 151

V-5- Assimilation Par Relation De Corrélation Saisonnière 154

V-6- Validation De l'Assimilation Retenue 157
V-6-1- Validation de l'assimilation sur des années antérieures (Orgeval) 157
V-6-2- Validation de l'assimilation sur le BVRE de Naizin 162

V-7- Conclusion 163

CONCLUSION GENERALE 165

BIBLIOGRAPHIE 173

LISTE DES FIGURES 181

ANNEXES 183

ANNEXE I : SITES EXPERIMENTAUX 186

ANNEXE II : REVUE DES SCHEMAS DE COUPLAGE 214

ANNEXE III : VALIDATION DU MODELE COUPLE 259

ANNEXE IV : OCCUPATION DU SOL 308

INTRODUCTION GENERALE

Les ressources naturelles en eau douce de surface ne correspondent qu'à une part minime des ressources en eaux totales de la Terre. Cependant, elles presentent une signification sociale particulière car leur gestion est d'une importance vitale pour les activités humaines. Les risques qui leur sont associés, tels que sécheresses ou inondations, entraînent des dégâts qui sont très élevés, d'où un enjeu économique incontournable justifiant les moyens mis en oeuvre pour le perfectionnement des méthodes de quantification et de gestion de ces ressources.

L'hydrologie de surface contribue à cet objectif par le biais de la prévision des débits des cours d'eau. Malgré les progrès effectués dans ce domaine, l'hydrologue reste souvent confronté à la complexité des différents phénomènes qui régissent la formation et la propagation des écoulements. La modélisation hydrologique conceptuelle a permis de s'affranchir de certaines de ces difficultés en ayant recours à la simplification des concepts physiques mis en oeuvre pour représenter le cycle terrestre de l'eau. Toutefois, dans ce cas, certaines variables sont souvent négligées ou simplement prises en compte d'une manière implicite. C'est le cas, notamment, de l'état hydrique du sol.

Des études récentes ont pourtant montré que faire intervenir, ne serait-ce qu'un indice ponctuel de cet etat hydrique, apporte une amélioration dans la prévision des débits surtout lors de la simulation de la reprise des écoulements à la fin d'une période d'étiage (Loumagne, 1988; Landwerlin, 1990). Ces études ont surtout porté sur l'utilisation d'un indice de l'état hydrique comme variable d'entrée du modèle considéré.

Par ailleurs, des recherches ont été menées, permettant la simulation, à différents pas de temps, de l'état hydrique du sol (pas de temps journalier : Ottlé, 1989; pas de temps décadaire : Choisnel et Jacquart, 1991; pas de temps mensuel : Roche et Thiery, 1985; pas de temps variable en fonction de la disponibilité des mesures : Thiery, 1988). Plusieurs modèles physiques ont été mis au point pour l'utilisation des données satellitaires dans l'estimation de l'humidité de la couche racinaire du sol. Ces modèles permettent d'accéder, par l'intermédiaire du bilan énergétique, à l'état hydrique du premier mètre de sol. Ils font intervenir un nombre

important de grandeurs physiques et sont donc difficilement utilisables dans les conditions d'une modélisation hydrologique conceptuelle. La difficulté provient également de l'acquisition et de la prise en compte de la variation spatiale de ces grandeurs.

Les progrès effectués dans les techniques d'observation de la Terre par télédétection permettent actuellement d'appréhender le caractère spatial des variables qui définissent le comportement hydrologique des bassins versants (variables climatologiques ou météorologiques, types de sol, types de végétation, état de surface ou état hydrique du sol,...). Plusieurs satellites sont opérationnels pour le suivi de la végétation et de la météorologie (SPOT, NOAA.). Le satellite ERS-1, qui a la caractéristique d'effectuer les mesures en hyperfréquences actives (radar à ouverture synthétique), s'est joint en Juillet 1991 aux instruments de mesure par télédétection déjà existants. Sa capacité d'observation tout temps présente un avantage essentiel pour les différentes applications de ce satellite par rapport à ses prédécesseurs. En effet, le radar n'est pas influencé pas les conditions météorologiques. La présence de nuages ou de précipitations n'intervient que dans le cas extrême où le diamètre de la goutte d'eau est de l'ordre de grandeur de la longueur d'onde du signal émis, soit de l'ordre de grandeur du centimètre.

Le programme européen ERS-1 a plusieurs objectifs. Le satellite ERS-1 a été conçu principalement pour des applications couvrant le domaine de l'océanographie. Toutefois, sur les terres émergées, un des modes de fonctionnement du radar permet le suivi de l'état hydrique de la couche superficielle du sol dans certaines régions. Notre étude s'insère dans le projet pilote du programme européen ERS-1 dont le but est de démontrer la faisabilité du suivi temporel de l'état hydrique moyen de petites unités hydrologiques agricoles.

L'objectif de cette thèse est de démontrer l'utilité de l'état hydrique global du bassin versant comme variable d'entrée de modèles hydrologiques conceptuels. Il suppose la mise sur pied d'un modèle conceptuel capable de simuler simultanément les débits journaliers et l'état hydrique du sol d'un bassin versant. Le modèle couplé mis au point devra donc être capable d'intégrer le caractère particulier des données obtenues à partir de satellites.

La résolution temporelle des données de ERS-1 ne correspond pas au pas de temps journalier de la modélisation hydrologique. Le but recherché ici est donc de

mettre au point un modèle capable de fonctionner même lorsque ces données sont absentes. Il devra donc avoir deux caractéristiques principales :

- simuler l'état hydrique global du sol comme une de ses variables intrinsèques lorsque les données d'humidité du sol ne sont pas disponibles.
- utiliser les données d'humidité du sol pour la correction de l'état du système lorsqu'elles sont disponibles. Cette opération est désignée par le terme "assimilation".

Ce mémoire de thèse est structuré en cinq chapitres :

Le chapitre I est une synthèse bibliographique sur les interactions entre les différentes composantes du cycle terrestre de l'eau. Nous avons comparé les différentes techniques de modélisation qui permettent de les représenter. Nous montrons ensuite l'intérêt de la prise en compte de l'état hydrique du sol dans la modélisation hydrologique. L'état hydrique du sol est très lié aux caractéristiques propres du bassin versant et aux données climatiques. Parmi celles-ci, l'évapotranspiration est une donnée assez complexe que nous avons abordée dans une étude succincte des différentes méthodes de calcul utilisées pour la définir. Pour mettre en évidence l'intérêt des techniques de mesure par télédétection, nous avons ensuite présenté les méthodes de mesure *in situ* les plus répandues avec leurs principaux avantages et inconvénients.

Le chapitre II détaille le fonctionnement des deux modèles de base de notre etude. Le modèle hydrologique retenu pour sa capacité de simulation des débits est le modèle conceptuel GR3J du Cemagref. Pour la simulation de l'état hydrique du sol, le choix s'est porté sur le modèle physique à deux couches inspiré du "schéma de Deardorff" utilisé au CETP. Le couplage de ces deux modèles aux approches différentes, conceptuelle d'une part et physique d'autre part, pouvait être réalisé selon de nombreuses procédures présentées dans ce chapitre.

Le chapitre III comporte, en premier lieu, la mise au point du couplage des modèles retenus sur le bassin versant représentatif et expérimental (BVRE) de l'Orgeval. A l'issue de cette opération, nous avons retenu deux schémas de couplage dont les performances sont comparables. La seconde partie de ce chapitre comporte le choix définitif du schéma de couplage le plus approprié, le critère déterminant étant la simplicité et la stabilité d'application. Les tests ont été effectués sur les bassins

versants bretons sélectionnés pour le projet ERS-1, y compris le bassin versant témoin du Naizin.

Le chapitre IV présente les caractéristiques finales du modèle couplé retenu, nommé *"GRHUM"*, sur tous les bassins versants utilisés au cours de cette étude. La comparaison des performances numériques de ce modèle avec celles d'un modèle hydrologique conceptuel simple et ayant fait ses preuves sur plus de cent bassins versants français, a été réalisée dans le cadre de la validation de ce modèle.

Le chapitre V présente le premier stade des techniques d'assimilation testées avec ce modèle. Une technique simple mais satisfaisante pour une première approche du problème a été retenue et validée sur des années antérieures et sur un bassin versant différent de celui ayant servi à sa mise au point.

Ce mémoire se terminera par une récapitulation de la méthodologie adoptée pour mettre au point le modèle hydrologique final *"GRHUM"*, les différents résultats auxquels elle a abouti et par les perspectives ouvertes dans le domaine de l'hydrologie grâce à la prise en compte de état hydrique des sols et de son suivi par télédétection.

CHAPITRE I

COMPOSANTES DU CYCLE TERRESTRE DE L'EAU ET MODELISATION CONCEPTUELLE

CHAPITRE I

COMPOSANTES DU CYCLE TERRESTRE DE L'EAU ET MODELISATION CONCEPTUELLE

I-1- INTRODUCTION

Le cycle terrestre de l'eau fait intervenir des phénomènes interdépendants dont les limites ne sont pas toujours bien déterminées. Il est donc intéressant lorsque l'on aborde le domaine de l'hydrologie de bien définir les termes employés. L'objectif de ce premier chapitre, qui est structuré en cinq parties, est donc de présenter brièvement les différents points abordés au cours de notre étude.

La première partie concerne le cycle terrestre de l'eau, et en particulier les processus qui interviennent dans la formation des écoulements.

La seconde partie concerne la modélisation hydrologique. Les modèles diffèrent selon les approches de représentation du cycle terrestre de l'eau et selon leur finalité. Leur nombre est assez important et il est indispensable de bien en connaître les caractéristiques lorsque l'on a à choisir l'un d'entre eux.

La troisième partie abordera l'intérêt de la prise en compte de l'état hydrique du sol dans la modélisation hydrologique. En effet, cette donnée a souvent été négligée ou simplement prise en compte d'une manière implicite dans les modèles. Toutefois, son influence sur la formation des écoulements étant admise, les modèles récents tentent de faire intervenir cette variable dans la simulation des débits.

La quatrième partie réunit différentes méthodes de calcul de l'évapotranspiration. En effet, l'état hydrique du sol est très lié aux caractéristiques propres du bassin versant et aux données climatiques. Celles-ci sont souvent représentées par les précipitations et l'évapotranspiration. Si les précipitations sont des données directement mesurables, les évapotranspirations, par contre, sont des données plus complexes qu'il est utile de bien définir lors de leur utilisation.

La cinquième partie est un inventaire succinct des techniques de mesure par télédétection spatiale. L'intégration de l'état hydrique du sol dans la modélisation hydrologique est confrontée au choix des méthodes de mesure. En effet, jusqu'à présent, celles-ci étaient ponctuelles et ne pouvaient donc renseigner que difficilement sur la variation spatiale de cette grandeur. Les techniques récentes de mesure par télédétection en hyperfréquences actives paraissent mieux adaptées à cet objectif sous réserve que soient résolus de nombreux problèmes liés à l'interprétation des données et avec également la nécessité d'avoir à modifier les modèles existant pour permettre leur utilisation.

C'est dans cet esprit que les travaux de cette thèse se sont déroulés avec comme objectif principal d'adapter le modèle hydrologique retenu, en l'occurrence GR3J du Cemagref, à l'intégration des données de l'état hydrique du sol.

I-2- LE CYCLE TERRESTRE DE L'EAU

I-2-1- Description du cycle terrestre de l'eau

L'eau disponible pour la phase terrestre du cycle naturel peut provenir des précipitations (pluies, grêles, neiges) ou des fusions nivales...Dans ce qui suit, nous allons rappeler brièvement le cycle terrestre de l'eau afin de décrire les interactions entre ses différentes composantes dont il faudra tenir compte dans la modélisation hydrologique (Figure I-1).

L'eau, en atteignant le sol, subit une réduction par l'interception de la couverture végétale du sol. ***C'est le premier niveau de stockage***. L'eau arrivant ensuite à la surface du sol peut suivre un cheminement plus ou moins complexe selon la nature de ce sol.

Si nous négligeons la partie de cette eau qui apparaît directement dans le réseau superficiel, nous pouvons distinguer deux parties ayant des comportements différents.

- *La première partie* contribue à "l'écoulement de surface", c'est à dire, le ruissellement, sur les zones imperméables et sur les pentes, d'une lame d'eau qui atteint très rapidement le réseau superficiel.

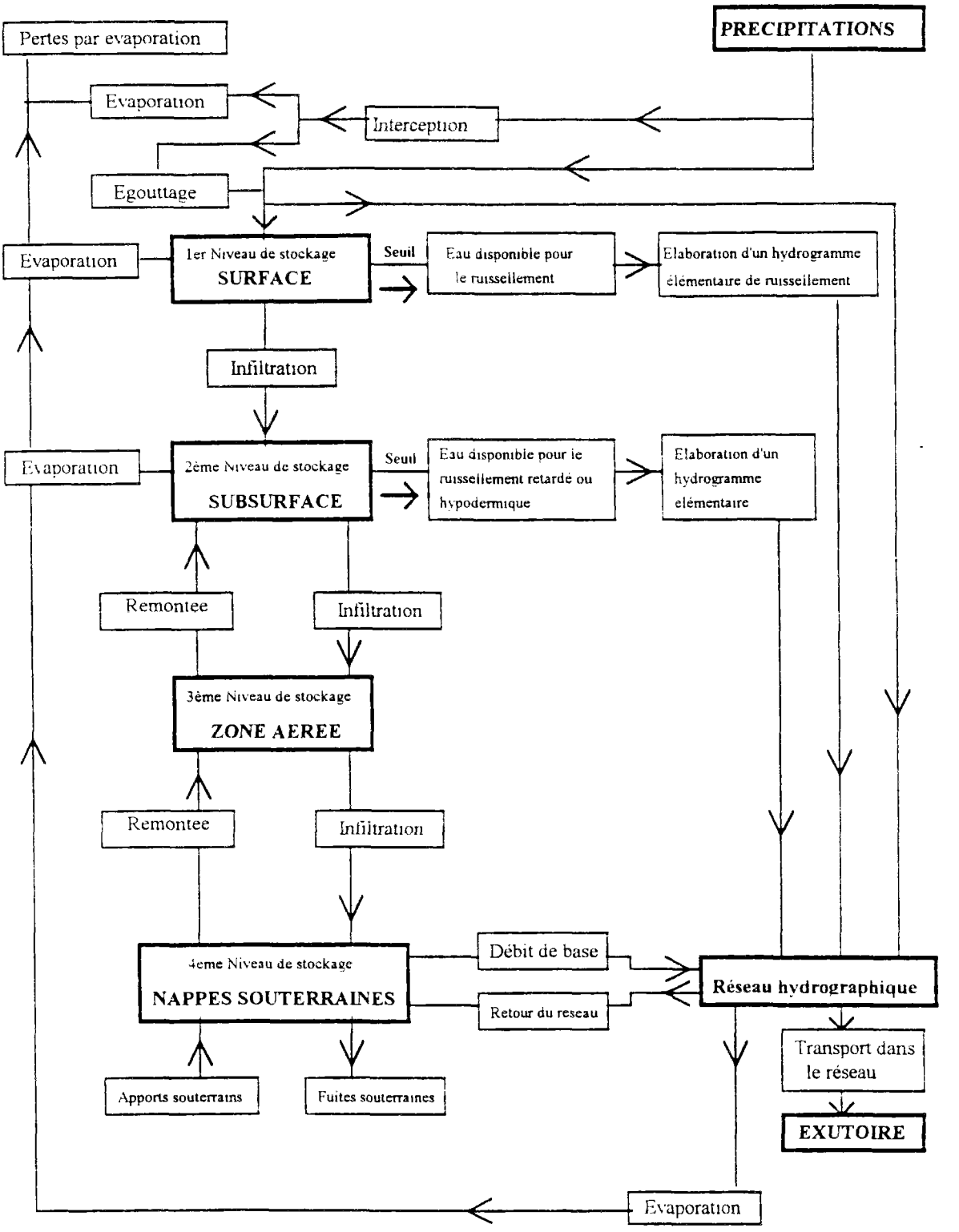


Figure I-1 : Schéma de la phase terrestre du cycle de l'eau (Roche, 1971).

- *La seconde partie* s'infiltre, elle est caractérisée par un "débit d'infiltration" qui dépend lui-même de la "capacité d'infiltration" du sol. Cette partie alimente ***le second niveau de stockage***. Celui-ci se rapporte à la zone d'écoulement dite de subsurface ou, improprement, "hypodermique". Cette notion a été introduite pour rendre compte de certains phénomènes observés à la fin des épisodes pluvieux. Il s'agirait d'un écoulement qui aurait lieu dans les toutes premières couches du sol dans une direction sensiblement parallèle à la pente. Toutefois, cette interprétation a souvent été contestée (Roche, 1971) et une explication plus simple a été avancée par Obled et Rosse (1975). Ces auteurs considèrent qu'il s'agit d'un drainage "rapide", par canaux et fossés, qui contribue à une alimentation retardée du réseau superficiel sans atteindre les nappes profondes. L'interprétation de ce phénomène diffère donc d'un auteur à un autre, cependant, son existence ne pouvant être contestée, il a toujours été pris en compte dans la représentation du cycle terrestre de l'eau.

A partir de ce second niveau de stockage s'effectue le mouvement de l'eau vers les niveaux inférieurs. Durant une averse, l'infiltration atteint d'abord une zone non saturée dite "aérée" qui constitue ***le troisième niveau de stockage***. Les excédents de ce dernier vont remplir ***le quatrième niveau***, les nappes phréatiques, qui alimente le débit de base du réseau hydrographique. Ce mouvement tend à s'inverser en absence de précipitations.

I-2-2- Différents types d'écoulements

Il nous a paru intéressant de définir clairement les différents types d'écoulements qui participent au cycle terrestre de l'eau. En effet, ceci nous permettra d'appréhender les difficultés relatives à la modélisation de chaque processus. On peut déjà différencier l'écoulement superficiel qui a lieu à la surface du sol, de l'écoulement souterrain qui apparaît dans le sol et le sous-sol.

I-2-2-1- Processus à la surface du sol

* ***Stockage dans les dépressions*** : Il correspond à l'eau stockée en surface, qui ensuite s'évapore ou s'infiltre sur place après arrêt de la pluie. Cette quantité d'eau crée un effet de retard sur la formation du ruissellement. Son rôle est donc fondamental dans le déclenchement et la propagation du ruissellement. L'influence du sol sur ce phénomène a souvent été mal prise en compte. En effet, ce stockage était quantifié globalement ce qui revenait à soustraire une hauteur fixe des précipitations lors de la modélisation. Des études récentes, Bruneau et Gascuel-Odoux (1990), ont réussi à

montrer que ce stockage temporaire est en partie lié aux états de surface, à la rugosité, à l'orientation de la rugosité par rapport à la pente, à la fermeture du sol et à la végétation.

* ***Ruissellement*** : Ce terme peut regrouper de nombreux processus différents. Mérot (1991) propose de considérer le ruissellement à trois échelles différentes : a l'échelle du bassin versant, à l'échelle locale (ruissellement hortonien) et à l'échelle des zones saturées contributives.

A l'échelle du bassin versant, pendant l'averse, la production de ruissellement est essentiellement conditionnée par les cinétiques rapides de réhumidification et de saturation de l'horizon végétal et de remplissage du stockage de surface. On peut définir un coefficient de ruissellement (rapport du volume de la crue au volume de la pluie) qui dépend essentiellement de la méthode de séparation des types d'écoulements formant la crue.

A l'échelle locale, un ruissellement par refus à l'infiltration est défini comme la différence entre l'intensité de la précipitation et la capacité d'infiltration du sol. C'est le ruissellement hortonien. La mise en évidence de ce phénomène à l'échelle locale n'a pu être extrapolée à l'échelle du bassin versant. En effet, de nombreux facteurs extrêmement variables dans l'espace et dans le temps régissent ce processus (Mérot, 1991).

A l'échelle des zones saturées, le ruissellement dépend essentiellement de l'extension de ces zones. Le sol joue donc un rôle spécifique en intervenant par sa distribution spatiale et ses caractéristiques hydrodynamiques. Ce rôle est toutefois difficile à prendre en compte du fait de l'association étroite entre la géomorphologie, la topographie et le type de sol.

Malgré la distinction entre les différents processus qui gèrent la formation du ruissellement, la difficulté d'appréhender l'effet de l'état du sol reste le critère le plus limitant pour la quantification de ce ruissellement.

I-2-2-2- Processus dans le sol et le sous-sol

La dynamique de l'eau dans le sol est réglée par plusieurs cinétiques qui interviennent différemment sur l'infiltration et de façon différente selon les climats. Il y a la dynamique rapide du remplissage des réserves de surface ou souterraines proches de la surface et il y a la dynamique lente de l'assèchement du sol et de la vidange des stockages profonds.

Cosandey (1988) explique que les précipitations sur les zones saturées ne pouvant pas s'écouler à la surface du sol, chassent l'eau de la nappe par un effet piston. L'écoulement souterrain est donc constitué de la vidange de la nappe phréatique directement dans le lit du cours d'eau.

L'importance de cet apport dépend de la structure et des propriétés du sol et du sous-sol. La durée du trajet effectué par l'écoulement souterrain est souvent plus longue que celle des autres composantes du débit total car il passe par le drainage des nappes alluviales et par le débit de source. De ce fait, son apparition est souvent ponctuelle. Sa contribution au volume total de la crue est souvent assez faible. Toutefois, il assure le débit de base du cours d'eau entre deux événements de crues successifs (Valiron, 1984).

I-2-3- Mouvements de l'eau dans le sol

Nous nous limiterons, dans ce domaine, à définir certains aspects qui concernent la modélisation hydrologique puisque tel est notre objectif.

Le sol est caractérisé par une "***infiltrabilité***" (ou capacité d'infiltration) définie comme le flux que peut absorber le sol lorsqu'il est maintenu au contact d'une eau à la pression atmosphérique. Cette caractéristique gère l'infiltration, terme qui réunit les processus de passage de l'eau dans le sol, généralement, à travers sa surface et dans le sens vertical (Hillel, 1972). Elle a, de même, une grande influence sur la formation des écoulements. L'infiltration, qui est le flux qui traverse le profil de sol, alimente l'écoulement souterrain, le deuxième constituant du débit final.

L'infiltration varie, généralement, en décroissant en fonction du temps à partir du moment où le sol est alimenté en eau. Cette variation est reliée à la teneur en eau ou succion initiale du sol et à la texture et à la structure du sol qui déterminent sa conductivité hydraulique. Elle peut être due à deux mécanismes distincts :

* ***Dégradation de l'état de surface*** : L'eau chargée de particules fines peut colmater la surface de sol. De même, l'eau, tombant sur une surface dénudée, peut former une croûte de battance qui réduit l'infiltration et favorise le ruissellement.

* ***Diminution de l'infiltrabilité*** : L'infiltrabilité, potentiellement élevée au début de l'infiltration, quand le sol est pratiquement sec, décroît au fur et à mesure que le sol s'humidifie jusqu'à atteindre une infiltrabilité permanente limitée par la conductivité

hydraulique à saturation. En effet, au fur et à mesure que le contenu en eau augmente, la conductivité hydraulique tend vers sa valeur maximale à saturation. Le flux, étant le produit de la conductivité par un gradient, il en résulte que ce gradient doit diminuer en conséquence pour avoir une limitation de l'infiltration.

I-3- LA MODELISATION HYDROLOGIQUE

I-3-1- Définition

Le terme "*modèle*" désigne un ensemble de relations mathématiques destiné à trouver une représentation schématique d'un processus donné. En hydrologie, un modèle de transformation Pluie-Débit tente de traduire par des expressions mathématiques des relations qui existent entre les différents processus physiques qui forment le cycle terrestre de l'eau. Une théorie exhaustive et déterministe de tous ces phénomènes est très complexe à mettre sur pied et l'on s'efforce de trouver des simplifications qui permettent de faciliter cette tâche tout en restant le plus proche de la réalité. Les représentations ou modèles diffèrent donc selon l'approche utilisée par chaque auteur.

I-3-2- Classification des modèles hydrologiques

Le premier modèle hydrologique était dû à Perreault en 1674. Il était annuel, global sur le bassin versant de la Seine à Paris. Il annonçait que l'écoulement correspondait au sixième de la pluie. Depuis, la modélisation hydrologique s'est largement développée et l'on peut différencier les modèles disponibles selon le type d'approche utilisé pour représenter le cycle hydrologique. Nous avons repris la classification de Kauark Leite (1990), qui résume en trois groupes les différentes autres classifications existant dans la littérature.

* *Modèle mécaniste*
  - modèle basé physiquement.
  - modèle théorique.
  - modèle déterministe.
* *Modèle conceptuel*
  - modèle paramétrique.
  - modèle quasi déterministe.
* *Modèle empirique*
  - modèle boîte noire.
  - modèle analytique.

Les ***modèles mécanistes*** tentent de décrire le plus fidèlement possible les mécanismes internes du système en se basant sur la meilleure connaissance possible de la structure physique et en ayant recours à toutes les lois physiques existantes telles que les lois de conservation de masse, d'énergie ou de quantité de mouvement ou les lois de croissance en biologie. En théorie, ces modèles sont indépendants du calage des paramètres car ceux-ci sont censés être mesurables sur le terrain. Toutefois, comme nous l'avons déjà dit, une théorie exhaustive des processus hydrologiques n'est pas encore mise au point et certains paramètres, tels que la conductivité hydraulique de la loi de Darcy généralisée, ne sont mesurables sur le terrain qu'à condition de mettre en oeuvre des techniques de mesure très lourdes ou de se limiter à un nombre restreint de valeurs ponctuelles qui sont peu représentatives de l'ensemble du bassin versant.

Lorsque la mise en oeuvre d'un modèle mécaniste devient trop complexe, on a recours à une simplification du comportement du système et l'on obtient un ***modèle conceptuel***. Celui-ci tente d'intégrer la complexité des processus en essayant de reproduire plus simplement le concept physique du comportement du système. Ce type de modèle garde un sens physique même s'il ne représente pas une description exacte de l'ensemble des processus en jeu. Certaines études cherchent à mettre en évidence une interprétation physique des paramètres de ces modèles (Makhlouf, 1991).

Par contre, les ***modèles empiriques*** ne font pas référence aux processus internes du système. Ils tentent d'établir une relation directe entre les données d'entrée et de sortie, de façon à reconstituer une série la plus proche possible de celle observée. Ils sont le plus souvent basés sur une approche statistique et peuvent de ce fait être stochastiques (événements aléatoires non indépendants) ou probabilistes (distribution de probabilité des grandeurs).

I-3-3- Critères de qualité d'un modèle hydrologique

Lors de l'élaboration d'un modèle, l'ambition de l'hydrologue est d'obtenir un outil le plus performant possible. Il est de coutume d'apprécier la qualité d'un modèle et ses aptitudes selon certains critères tels que :

* ***Précision*** : Il se doit de reconstituer au mieux les débits observés.
* ***Robustesse*** : Il doit pouvoir garder une bonne précision même dans des conditions extrêmes.
* ***Généralité*** : Il doit pouvoir simuler aussi bien les crues que les étiages.

* ***Universalité*** : Il doit pouvoir être utilisé pour des bassins versants très différents.

* ***Richesse*** : Il doit pouvoir intégrer un grand nombre de caractéristiques permettant de différencier le comportement d'un bassin à un autre.

* ***Adaptabilité*** : Il doit pouvoir être corrigé pour tenir compte de nouvelles données sur le bassin modélisé.

En réalité, il est pratiquement impossible de satisfaire tous ces critères simultanément. L'objectif de l'utilisateur du modèle définira donc ceux qu'il faudra privilégier par rapport aux autres.

I-3-4- Caractéristiques intrinsèques d'un modèle hydrologique

Chaque modèle traite le problème avec un point de vue qui dépend de sa finalité. Cependant, quelques caractéristiques fondamentales concernant le découpage dans le temps et dans l'espace se retrouvent dans tous les modèles.

* ***Découpage dans le temps*** : Celui-ci est souvent fait par intervalles égaux. On différencie trois pas de temps :

- *pas de temps de fonctionnement ou de calcul* : Il correspond à celui des données d'entrée. C'est donc le plus fin et celui auquel l'on se réfère pour un modèle donné.

- *pas de temps de calage* : C'est celui utilisé pour le calcul des différents critères statistiques et pour le calage des paramètres du modèle. Il correspond généralement au pas de temps des grandeurs sorties (débits).

- *pas de temps d'utilisation* : Il peut différer des deux précédents et dépend essentiellement de l'utilisation que l'on fait du modèle.

L'utilisation de plusieurs pas de temps, mensuel, journalier et par événements, permet de mieux appréhender les phénomènes physiques. D'après Ibiza (1984), la description phénoménologique fine et complète n'est possible qu'aux petits pas de temps inférieurs à l'heure. Au pas de temps journalier, les différents écoulements rapides se sont déjà regroupés. On ne possède donc plus d'informations sur la forme de l'averse et l'on doit se baser sur une substitution par une forme moyenne d'averse pour un climat donné. Au pas de temps mensuel, la détermination des écoulements se base sur des considérations encore plus globales et les circonstances particulières de chaque événement ne sont plus apparentes. Le nombre de paramètres augmente au fur et à mesure que la description des phénomènes devient plus précise donc que le pas de temps s'affine.

* ***Découpage dans l'espace*** : Le modèle s'applique à un bassin versant d'une superficie donnée. Ce bassin peut être considéré comme une unité ponctuelle : le modèle est donc *global*, ou comme une juxtaposition de sous-bassins globaux entre lesquels s'effectuent des transferts : le modèle est alors *distribué*.

I-3-5- Exemples-types de modèles hydrologiques

Nous présenterons dans ce paragraphe certains modèles physiques et conceptuels afin de montrer la différence entre ces deux approches, ce qui permettra de mieux appréhender les difficultés que nous avons rencontrées lors de la mise au point du modèle couplé dans notre étude. Les modèles empiriques étant aussi nombreux que les cas traités, nous n'avons pas jugé utile d'en donner d'exemple puisque nous n'avons eu recours à aucun d'entre eux.

I-3-5-1- Modèles mécanistes

Parmi les modèles mécanistes, nous limiterons notre choix à deux modèles qui nous semblent représentatifs de ce type de modélisation. Ces deux modèles sont le *"TOP-MODEL"* et le modèle *"SHE"* (Système Hydrologique Européen).

TOP-MODEL : La théorie de ce modèle a été élaborée par Beven et Kirby (Wendling, 1992). Nous ne décrivons ici que les points les plus importants sans entrer dans les détails de cette approche. En premier lieu, le *"TOP-MODEL"* suppose que toutes les variables liées aux propriétés physiques et hydrauliques des sols sont constantes sur l'ensemble de "l'unité de surface" ou sous-bassin considéré. Toute la théorie du modèle repose ensuite sur les huit hypothèses suivantes :

H1 : Décroissance exponentielle de la conductivité hydraulique à saturation en fonction de la profondeur.

H2 : Isotropie horizontale et verticale de la conductivité hydraulique à saturation en fonction de la profondeur.

H3 : Représentation de la zone non saturée par un réservoir gravitaire simple "flottant" sur la nappe et s'y vidangeant lentement.

H4 : Transfert latéral subsurfacique indépendant de l'eau de la zone non saturée.

H5 : Régime permanent du système hydrologique pendant le pas de temps considéré.

H6 : Pluie uniforme sur l'ensemble du bassin versant ou de l'entité géographique considérée.

H7 : Débit total initial purement subsurfacique (étiage après une longue période sans pluie).

H8 : Pentes de lignes hydrauliques confondues avec les pentes topographiques de l'endroit considéré.

L'ensemble de ces hypothèses permet de définir un état de saturation du bassin versant en fonction de quatre paramètres qui sont :

M : Pente de la décroissance exponentielle de la conductivité hydraulique à saturation avec la profondeur **(H1)**.

$\mathbf{K_0}$: Conductivité hydraulique à saturation en surface.

$\mathbf{a_i}$: Aire drainée par la maille.

$\mathbf{Tg(\beta_i)}$: Pentes des lignes d'énergie hydraulique dans la maille **(H8)**.

En pratique, les deux premiers paramètres (**M** et $\mathbf{K_0}$) sont calés par le modèle et considérés comme constants sur l'entité géographique concernée. Les deux derniers paramètres sont, par contre, obtenus par un M.N.T. (Modèle Numérique de Terrain) qui devient nécessaire au fonctionnement du modèle.

L'état de saturation ainsi calculé permet ensuite de calculer un débit de vidange de nappes (continu), un débit hortonien (Pluie>$\mathbf{K_0}$), un débit de refus à l'infiltration (Pluie assez intense et longue pour remplir la zone non saturée) et un débit de saturation.

Modèle SHE : Ce modèle représente les processus hydrologiques soit par des équations partielles de conservation de masse, de moment et d'énergie résolues par différences finies soit par des équations empiriques dérivant de recherches antérieures.

La distribution spatiale des paramètres du bassin, de la pluie et de la réponse hydrologique est modélisée par un maillage orthogonal pour la distribution horizontale et par des colonnes de couches homogènes et horizontales pour chaque carré du maillage horizontal pour la distribution verticale.

Seules les composantes primaires du cycle terrestre de l'eau sont modélisées par le *"SHE"*. Le modèle désigne par composantes primaires les fontes de neige, l'interception par la végétation, l'évapotranspiration, le ruissellement de surface et dans les canaux ainsi que les écoulements souterrains de la zone saturée et non saturée. Les détails secondaires, tels que la macroporosité des sols et le deuxième niveau de

la végétation, ne sont pas pris en compte dans le modèle du fait de leur complexité. De même, certaines simplifications ont été apportées pour réduire les difficultés de modélisation. En effet, les écoulements de la zone non saturée sont supposés essentiellement horizontaux, tandis que les écoulements de la zone saturée sont supposés verticaux (Abbott et al., 1986).

Pour chaque carré du maillage du bassin versant et pour chaque type de composantes primaires modélisées par le modèle, un nombre considérable de données et de paramètres est nécessaire (moyenne de cinq types de données pour chaque composantes : maillage, interception, évapotranspiration, ruissellement de surface et dans les canaux, écoulement de la zone non saturée, écoulement de la zone saturée et fonte des neiges). Toutes ces données ne sont pas toujours disponibles et il est souvent nécessaire de simplifier l'approche pour en réduire le nombre. En principe les valeurs de ces paramètres ne nécessitent pas de calage puisqu'ils sont basés sur des mesures physiques. Toutefois, en pratique, un certain nombre de calages est requis. Une des raisons de ce calage provient du fait que les valeurs mesurées sont souvent obtenues en un point du maillage et ne sont pas toujours représentatives de la maille pour laquelle le modèle est appliqué (Abbott et al., 1986).

I-3-5-2- Modèles conceptuels

Parmi les modèles conceptuels, nous ne citerons que le modèle *"CREC"* qui réunit toutes les caractéristiques fondamentales qui définissent ce type de modélisation. Notre choix s'est porté sur ce modèle car il est le "père" de plusieurs autres modèles conceptuels qui se sont inspirés de sa structure pour atteindre des représentations plus simples avec moins de paramètres tout en ayant les mêmes capacités de simulation des débits. Ceci est le cas du modèle GR3J (trois paramètres) qui est le point de départ de notre étude. Ce modèle sera détaillé ainsi que ses caractéristiques et ses résultats dans le chapitre II qui réunit les outils de base que nous avons utilisés.

Modèle CREC : C'est un modèle conceptuel, paramétrique, global et à pas de temps journalier créé au centre de recherches d'EDF de Châtou (Figure I-2). Il est composé d'une succession de réservoirs en cascade qui nécessite un nombre élevé (neuf) de paramètres pour son fonctionnement. Schématiquement, ce modèle est constitué de trois réservoirs :

- **S** : Réservoir **S**uperficiel non limité exposé à la pluie et à l'ETP. Il forme la fonction de production du modèle.
- **H** : Réservoir **H**ydraulique alimenté par la pluie non absorbée par le réservoir **S**. Il se vidange dans la rivière et dans le réservoir **G**.
- **G** : Réservoir **G**éologique qui a une loi de vidange linéaire.

Les deux réservoirs **(H)** et **(G)** représentent la fonction de transfert.

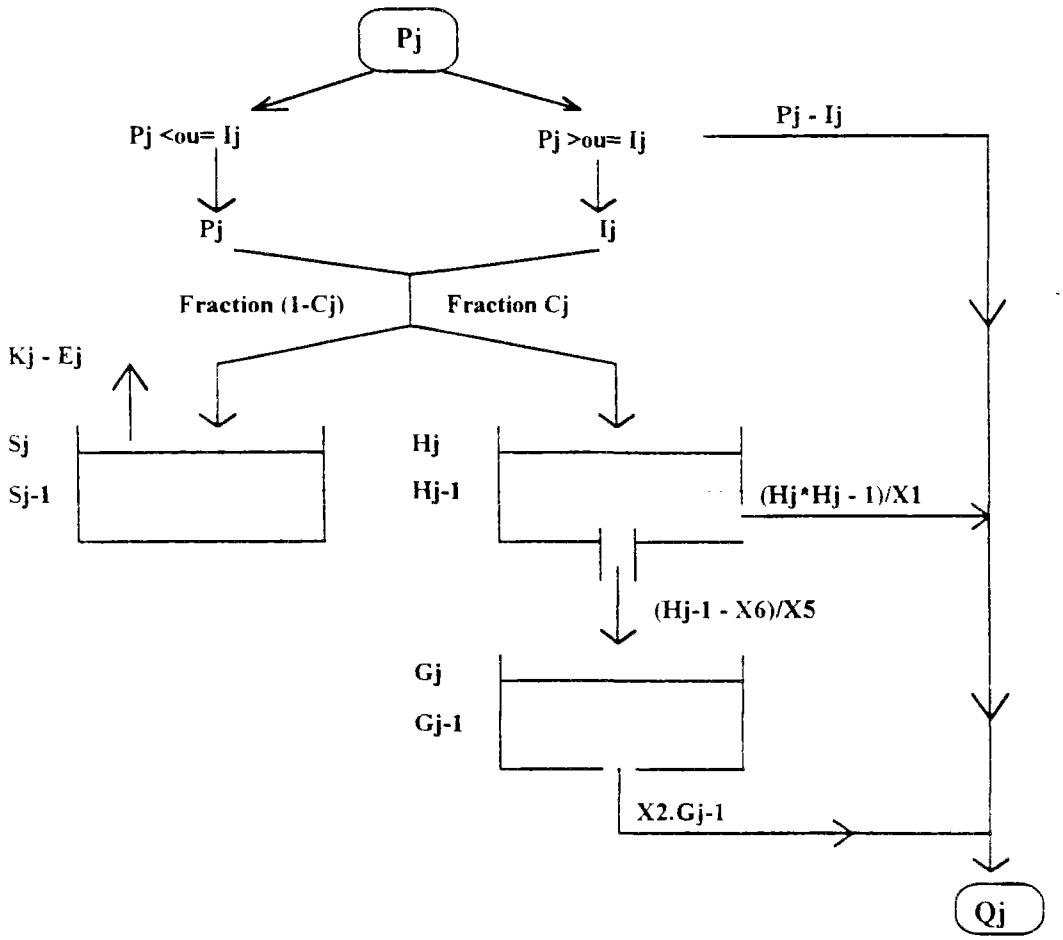


Figure I-2 : Schématisation du modèle CREC (Roche et Al., 1988).

P_j : Pluie du jour j.
E_j : Evaporation du jour j.
S_j : Niveau du réservoir Sol au jour j.
H_j : Niveau du réservoir Hydraulique au jour j.
G_j : Niveau du réservoir Géologique au jour j.

I_j : Capacité d'infiltration : $I_j = X8 - \sqrt{X9.S_{j-1}}$.

C_j : Coefficient d'écoulement : $1/C_j = 1 + \exp\left(-X3 + S_{j-1}/X4\right)$.

K_j : Réduction d'ETP : $K_j = 1 - \exp\left(-S_{j-1}/X7\right)$.

I-3-6- Architecture d'un modèle hydrologique conceptuel

La méthodologie adoptée pour chaque modèle de ces trois groupes est pratiquement identique malgré les approches différentes. Toutefois, nous nous intéressons essentiellement aux modèles conceptuels puisque notre choix s'est porté sur l'un d'eux comme modèle de référence de notre étude. Nous détaillerons donc la méthodologie généralement commune à ce type de modélisation. N'importe lequel de ces modèles peut être défini par son architecture, sa spécification et sa structure (Ibiza, 1984).

L'architecture d'un modèle conceptuel est définie par ses opérateurs et la façon dont ils sont assemblés. Parmi les opérateurs, on peut distinguer la fonction de production qui gère globalement la production d'écoulement sur un espace élémentaire représentant le bassin versant et la fonction de transfert qui décrit la propagation de l'écoulement de l'amont vers l'aval. La séparation entre ces deux opérateurs est artificielle. Il s'agit simplement d'une "astuce" qui facilite la modélisation de la relation Pluie-Débit. Les spécifications d'un modèle désignent les formes mathématiques données au fonctionnement des différents opérateurs. La structure du modèle est l'ensemble des paramètres qui apparaissent dans ces spécifications.

I-3-6-1- Fonction de production

Le critère d'universalité d'un modèle hydrologique fait que sa fonction de production se doit d'être transposable à d'autres bassins versants. Elle doit donc reposer sur quelques éléments du climat et de l'hydrodynamique transposables en hydrologie. Elle doit pouvoir séparer, dans la mesure du possible, l'influence du climat dans la production de l'écoulement de celle des caractéristiques physiographiques du bassin versant.

Les éléments du climat qui sont le plus souvent pris en compte sont les précipitations et l'évapotranspiration potentielle. La végétation est généralement considérée comme faisant partie, ainsi que la nature du sol, des caractéristiques propres du bassin versant.

La fonction de production est essentiellement basée sur le bilan hydrique appliqué à une représentation schématique du sol, c'est à dire, des différents niveaux de stockage. Pour celle-ci, on a généralement recours à une analogie avec une succession de un ou plusieurs réservoirs qui permettent de gérer l'espace

souterrain. Le remplissage et la vidange de ces réservoirs ainsi que leur interaction sont exprimés sur la base de lois physiques plus ou moins simplifiées selon l'approche globale du modèle.

I-3-6-2- Fonction de transfert

La fonction de production est limitée à une unité d'espace (bassin, sous-bassin ou carré de maillage). Elle ne fait pas intervenir le temps qui sépare la pluie de l'apparition de la crue. La fonction de transfert permet de remédier à cet inconvénient. A ce titre, elle contient des éléments de transfert latéraux et des paramètres d'hétérogénéité spatiale si le modèle est distribué. Elle fait donc intervenir des grandeurs telles que le temps de concentration ou le temps de base d'un bassin versant. Les deux principales approches pour la fonction de transfert sont basées sur l'hydrogramme unitaire et une cascade de réservoirs en série et/ou en parallèle.

a) Hydrogramme unitaire : Cette méthode ne décrit pas le cheminement de l'eau vers l'exutoire. Elle se limite à établir une transformation entre une donnée d'entrée **A(t)**, écoulement déterminé par la fonction de production, et une donnée de sortie **B(t)**, écoulement à l'exutoire. Cette transformation est obtenue par une fonction de transfert **h(t)** dont la procédure est exprimée par une intégrale de convolution.

$$\mathbf{B(t)} = \int_0^t \mathbf{A(t-\tau).h(\tau).d\tau} \qquad 1.1$$

L'hydrogramme à l'exutoire du bassin versant peut être déterminé par les mesures de débit si elles sont disponibles ou par des relations empiriques déterminées selon les caractéristiques physiographiques de ce bassin.

b) Cascade de réservoirs **:** Le cheminement de l'eau est représenté, dans ce cas, par une succession de réservoirs. Le remplissage de chacun d'eux est conditionné par l'état amont du système. Leur loi de vidange, par contre, leur est propre. Elle peut être linéaire ou non linéaire.

* Loi de vidange linéaire : $$\frac{dS}{dt} = -\frac{S}{a} \qquad 1.2$$

* Loi de vidange non linéaire : $$\frac{dS}{dt} = -\frac{S^{\alpha}}{a} \qquad 1.3$$

Où : **S** : Stock d'eau dans le réservoir.
a : Constante ayant la dimension du temps.
α : Degré de non-linéarité.

I-4- L'ETAT HYDRIQUE DU SOL

Le rôle du sol est prépondérant dans la phase terrestre du cycle de l'eau. Son état général a une influence primordiale sur la formation des différents écoulements. Dans le cadre de nos recherches, nous allons nous intéresser particulièrement à l'état hydrique du sol car il représente, à chaque instant, le terme le plus accessible de la résultante des transferts hydrologiques à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère.

Le sol est un milieu hétérogène qui comporte trois phases distinctes : Phase solide, liquide et gazeuse dont les proportions sont très variables à la fois dans le temps et dans l'espace et dont les relations sont d'une grande complexité.

I-4-1- L'eau dans le sol

La quantité d'eau contenue dans le sol est exprimée en teneur en eau pondérale ou volumique selon qu'elle est rapportée à la masse de sol sec ou au volume total. En hydrologie, la teneur en volume est la plus souvent utilisée car elle permet d'obtenir une réserve hydrique en lame d'eau pour une épaisseur donnée.

L'eau dans le sol est caractérisée, en outre, par son état d'énergie potentielle, elle-même définie par rapport à un état standard de référence. En effet, l'énergie cinétique proportionnelle au carré de la vitesse est négligée car l'eau circule lentement dans le sol.

Dans le sol, l'eau est soumise à plusieurs forces comme l'attraction de la matrice solide, l'action de la pression atmosphérique, la gravité et tous les autres facteurs susceptibles d'exercer une influence sur son état énergétique. L'effet de ces potentiels n'est pas identique sur l'eau et leurs gradients agissent différemment sur l'écoulement. Le potentiel total de l'eau est la somme des contributions de tous ces facteurs; c'est lui qui régit les déplacements de l'eau dans la zone non saturée.

L'état hydrique du sol est le plus souvent défini par sa teneur en eau et par son potentiel hydrique. La relation entre ces deux grandeurs est marquée par un phénomène d'hyteresis qui est imputé à différents facteurs tels que : la non uniformité des pores, l'effet d'angle de contact lors du déplacement de l'eau, ou la présence de bulles d'air piégées dans le sol.

I-4-2- Etat hydrique et propriétés physiques du sol

On considérera, par la suite, que l'état hydrique du sol est défini par sa teneur en eau volumique. En effet, le potentiel hydrique est difficilement mesurable sur une gamme étendue en continu sur le terrain, donc son apport à l'hydrologie est assez limité.

L'état hydrique du sol peut être relié à certaines de ses propriétés physiques. Les plus souvent citées sont la conductivité et la diffusivité hydraulique.

La conductivité hydraulique du sol exprime l'aptitude du sol au transfert d'eau. C'est le facteur proportionnel de la loi simplifiée de Darcy établie en milieu saturé. Dans un sol, la conductivité hydraulique varie en fonction de la teneur en eau et d'autres facteurs tels que texture, structure, quantité de matière organique, tassement,.... Aucune équation analytique n'a été établie pour décrire cette dépendance. Par contre, il existe plusieurs relations empiriques spécifiques à certains cas particuliers.

La diffusivité hydraulique est le rapport entre la conductivité et la capacité spécifique de ce sol. Elle permet de simplifier les expressions analytiques des flux non saturés en une forme analogue à celle des équations de diffusivité et de conduction de chaleur dont les solutions disponibles pour des conditions aux limites sont transposables aux processus des flux de l'eau dans le sol (Hillel, 1972). Comme la conductivité hydraulique et la capacité spécifique d'un sol dépendent largement de la teneur en eau du sol, il en est de même pour la diffusivité hydraulique. Cette grandeur est souvent décrite par des relations empiriques dont un inventaire a été donné par Ben Mehrez (1991).

I-4-3- Méthodes de mesure de l'humidité du sol

I-4-3-1- Mesures in situ

a) Méthode gravimétrique : C'est la méthode de référence pour la mesure de l'humidité du sol. Elle consiste à prélever des échantillons de sol à différentes profondeurs. Ces échantillons sont ensuite pesés puis séchés dans une étuve jusqu'à ce que leur masse se stabilise. La différence de masse constatée est assimilée à la masse de l'eau initialement contenue dans chaque échantillon. Si l'échantillon prélevé au départ est un échantillon perturbé, le rapport de cette masse d'eau à celle de l'échantillon sec

permet d'obtenir l'humidité pondérale de ce sol, $\mathbf{H_p}$, qui est transformée en humidité volumique, $\mathbf{H_v}$, plus souvent utilisée en hydrologie, par l'intermédiaire de la densité sèche.

Cette méthode présente l'inconvénient d'être destructive. Les mesures ne pouvant être répétées au même endroit, elle est mal adaptée au suivi temporel de l'humidité qui intéresse l'hydrologue. Elle sert cependant pour étalonner les autres méthodes.

b) Méthode neutronique : La teneur en eau du sol est directement responsable de la rétrodiffusion des neutrons rapides émis par une source placée dans le sol (Sicamois, 1985). Celle-ci est aussi influencée par d'autres facteurs tels que les constantes neutroniques du sol et les caractéristiques de la source elle-même. Un étalonnage est donc nécessaire pour traduire le comptage de la sonde en teneur en eau volumique.

La méthode neutronique est la plus avantageuse car elle est non destructive, elle autorise un suivi régulier en un même lieu et de même permet de connaître à tout moment l'état de remplissage du réservoir sol.

c) Méthode capacitive : Cette méthode est basée sur le comportement diélectrique du sol. Celui-ci est traduit par la permittivité de chacun de ces composants élémentaires (Sol-Eau-Air). Le fort contraste entre la permittivité de l'eau ($\varepsilon'=80$) et celle de ses autres constituants (Air : $\varepsilon'=1$ et Sol : $2< \varepsilon' <10$) explique le principe de base de la méthode.

Une courbe d'étalonnage permet d'obtenir la teneur en eau du sol à partir de sa permittivité mesurée par un capteur capacitif placé dans le sol.

Les avantages théoriques de cette méthode sont comparables à ceux de la méthode neutronique. Par contre, cette méthode présente l'inconvénient d'être très locale car l'épaisseur sur laquelle est intégrée la mesure est limitée à quelques centimètres. Malgré l'utilisation de courbes d'étalonnage, elle reste sensible au contact sol-électrode, à la nature du sol, à sa teneur en sels ainsi qu'à la présence éventuelle de glace en cas de gel.

d) Méthode par réflexion dans le domaine temporel : La méthode TDR (Time Domain Reflectometry) repose sur le même principe physique que la méthode capacitive. La permittivité est mesurée par la vitesse de propagation d'une onde

électromagnétique de haute fréquence émise dans le sol par un générateur. La relation entre ces deux grandeurs est indépendante de la texture du sol, de sa densité et des conductivités électriques de ses solutions (Herkelrath al., 1991). La teneur en eau est reliée à la permittivité par une courbe d'étalonnage empirique .

L'inconvénient majeur de toutes ces méthodes de mesure *in situ* de l'humidité du sol réside dans le fait qu'elles sont peu adaptées, puisque ponctuelles, pour décrire la variabilité spatiale de ce paramètre. Or celui-ci est l'un des plus hétérogènes sur un bassin versant puisqu'il intègre plusieurs facteurs eux-mêmes très variables dans l'espace tels que la nature du sol et sa texture, le type de couverture végétale, les données climatiques. .....

I-4-3-2- Mesures spatiales

Les méthodes de mesure de l'humidité du sol par télédétection sont basées soit sur la réflectance soit sur l'émission infrarouge ou micro-onde des sols (méthodes passives). Dans les méthodes actives, on utilise aussi l'émission de micro-ondes à partir d'une source artificielle (radar). La description de ces techniques de mesure ainsi que leurs domaines d'application sont présentées dans le paragraphe I-6 concernant la télédétection spatiale.

I-4-4- Exemples de modélisation de l'état hydrique du sol

La prise en compte de l'état hydrique du sol dans la modélisation hydrologique conceptuelle est généralement limitée à l'introduction de la notion de stock du réservoir que représente le sol. Nous citons quelques modèles dont le stock du réservoir sol est assimilé à son état hydrique.

Modèle de GIRARD : Ce modèle est distribué et physique. Il nécessite un grand nombre de paramètres physiques et topographiques. Nous reportons, ici, le schéma de la fonction de production de ce modèle dans laquelle est géré l'évolution du contenu en eau sous forme de stock hydrique (Figure I-3).

Le modèle comprend un réservoir dit ***"réservoir sol"*** dans lequel s'effectue le bilan en eau, puis certains réservoirs dit ***"de transfert"*** qui modulent la libération de cette eau vers le ruissellement de surface et l'écoulement souterrain. Le bilan en eau est effectué au pas de temps journalier en fonction de la précipitation, **P**, de l'évapotranspiration potentielle **E** et de l'état de remplissage du réservoir sol, **R**.

La quantité disponible à l'écoulement **EAU** est déterminée par deux paramètres **DCRT** et **CRT** qui représentent les réserves minimale et moyenne du réservoir sol. Cette fonction de production a donc deux paramètres (Boukerma, 1987).

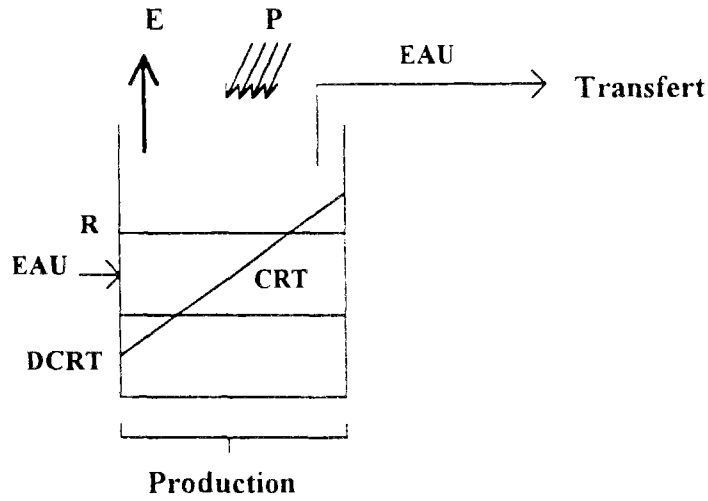


Figure I-3 : Fonction de production du modèle de GIRARD (Girard, 1981).

Modèle ABCD de Thomas (Alley, 1985) : Ce modèle est mensuel, il dépend de quatre paramètres (Figure I-4).

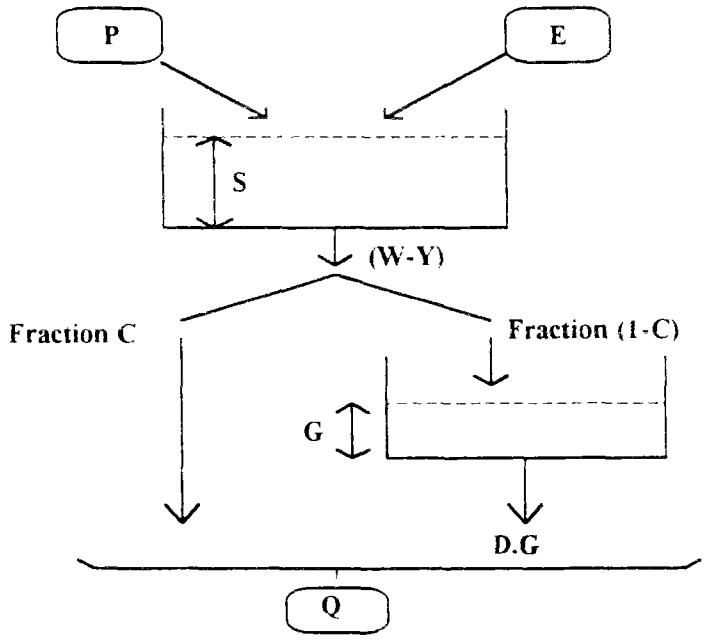


Figure I-4 : Schématisation du modèle de Thomas (D'après Kabouya, 1989).

S : Niveau du réservoir sol

G : Niveau du réservoir souterrain

C : Répartition de la production du réservoir sol entre l'écoulement direct et la recharge du réservoir souterrain

D : Paramètre de la loi de vidange linéaire du réservoir souterrain

Nous ne décrirons que la partie concernant l'état hydrique du sol et qui dépend des deux paramètres **(a)** et **(b)** du modèle. La fonction de production est gérée par les deux relations suivantes :

$$W_i = P_i + S_{i-1} \qquad 1.4$$

$$Y_i = E'_i + S_i \qquad 1.5$$

Où W_i : Quantité d'eau initiale disponible au mois (i).

P_i : Pluie du mois (i).

Si : Stock d'humidité du mois (i).

E'_i : Evapotranspiration réelle du mois (i).

Y_i : Quantité d'eau finale disponible au mois (i)

Y_i est reliée à W_i par l'équation (1-6) décrite par la figure I-5.

$$Y_i = \frac{W_i + b}{2a} + \sqrt{\left(\frac{W_i + b}{2a}\right)^2 - \frac{W_i . b}{a}} \qquad 1.6$$

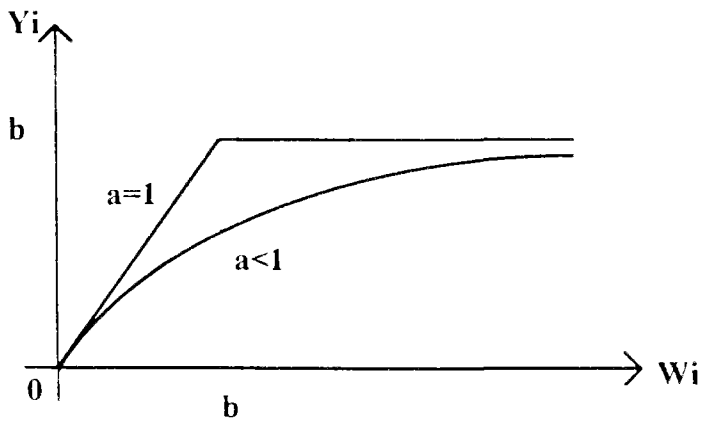


Figure I-5 : Relation de Thomas entre Yi et Wi (Alley, 1985).

Approche du schéma de DEARDORFF : Bernard et al. (1986) s'est inspiré du schéma de Deardorff (1977) pour établir, par analogie avec la température du sol, l'évolution de l'humidité du sol pour deux couches.

$$\frac{\partial W_s}{\partial t} = -C_1 \frac{(E-P)}{\rho_w d_s} - C2 \frac{(W_s - W_g)}{\tau} \quad \text{quand } 0 \le W_s \le W_{smax} \qquad 1.7$$

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = -\frac{(E-P)}{\rho_w d_g} \quad \text{quand } 0 \le W_g \le W_{gmax} \qquad 1.8$$

Où E : Evaporation (mm/jour).

P : Précipitation (mm/jour).

ρ_W : Masse volumique du liquide (très proche de 1 pour l'eau).

W_s : Humidité de surface (d'épaisseur 10 cm) (cm^3/cm^3).

W_g : Humidité racinaire (d'épaisseur de 50 cm) (cm^3/cm^3).

d_s, d_g : Epaisseur de la couche de surface (10 cm) ou racinaire (50 cm).

W_{smax}, W_{gmax} : Humidité maximale de la couche de surface ou racinaire.

τ : est égale à 1 jour (importance du cycle journalier de W_s).

C_1, C_2 : Constantes adimensionnelles qui dépendent respectivement des propriétés du sol dans la couche de surface et de la profondeur considérée comme représentative de la couche racinaire.

Modèle GR2 : Le modèle GR2 est une version antérieure du modèle GR3J avec un nombre de paramètres inférieur (deux au lieu de trois). Loumagne et al. (1988 et 1991) ont étudié l'apport de l'introduction dans ce modèle simple d'un indice de l'état hydrique du sol mesuré pour la prévision des débits.

La comparaison des deux approches a été faite sur deux modèles **(A)** et **(B)** inspirés du modèle GR2.

La fonction de production du modèle **(A)** est formée d'un réservoir **(S)** dont le stock évolue sous l'action d'une fraction de la pluie nette (différence entre la pluie brute et l'évapotranspiration potentielle). Cette fraction est déterminée en fonction du coefficient d'écoulement **(K)** qui dépend du stock initial de ce réservoir. La fonction de transfert est caractérisée par un réservoir **(R)** dont la vidange quadratique transforme la restant de la pluie nette en un débit à l'exutoire avec un pas de temps de retard.

Le modèle **(B)** a la même structure que la modèle **(A)**. La fonction de production est remplacée par la valeur de l'indice de l'état hydrique du sol mesuré **(H)**. Une fonction analogue à celle du modèle **(A)** est utilisée pour calculer le coefficient d'écoulement de ce modèle **(K')**.

La comparaison des critères numériques d'évaluation de la simulation des débits obtenus par les deux modèles sur le bassin versant de l'Orgeval (104 km^2) a bien montré l'intérêt de cette démarche. En effet, le modèle **(B)** enregistre sur le critère de Nash une amélioration de 4% pendant la période de calage et de 39% pendant la période de contrôle par rapport au modèle **(A)**.

L'indice d'état hydrique d'un sol introduit dans ce modèle peut être sa teneur en eau à différentes profondeurs ou son potentiel hydrique. Lors de cette étude, l'humidité volumique mesurée à une profondeur de 55 cm semble apporter le plus d'amélioration dans la simulation des débits.

Cette démarche a été appliquée au modèle GR3J par Landwerlin (1990). Les mêmes conclusions ont été tirées, à savoir, que l'introduction d'un indice mesuré de l'état hydrique du sol dans la fonction de production du modèle améliore les résultats surtout lors des changements de régime d'écoulements. Les humidités mesurées qui semblent être les plus appropriées se situent à une profondeur comprise entre 35 et 55 cm selon le bassin versant étudié (Orgeval, 104 km^2 ou Mélarchez, 7 km^2). Cette démarche qui consiste à localiser la profondeur de sol dont l'humidité semble avoir le plus d'influence sur la formation des débits sera appliquée lors de notre étude pour une approche plus globale de l'état hydrique du sol.

Modèle GARDENIA : Le modèle GARDENIA a été mis au point au BRGM (Bureau de Recherche en Géologie Minière). C'est un modèle semi-global à pas de temps variable. Il fonctionne avec quatre paramètres globaux s'il est utilisé pour simuler le débit d'un cours d'eau ou d'une source à l'exutoire d'un bassin versant. Par contre, il fonctionne avec six paramètres globaux s'il est utilisé pour modéliser la variation du niveau en un point d'une nappe alimentée par les précipitations (Thiery, 1988).

Les écoulement à travers la tranche de sol non saturée sont simulés -au moins approximativement- par des lois physiques simplifiées dont les paramètres (perméabilité verticale à saturation, teneur en eau à saturation, teneur en eau résiduelle et teneur en eau pour une perméabilité quasi nulle) ont une dimension physique et pourraient être déduits d'expériences ou de mesures sur le terrain (Thiery, 1988).

L'équation de conservation de l'eau appliquée à la tranche de sol non saturée, d'épaisseur E, s'écrit (Equation 1.9) :

$$E.\frac{dw}{dt} = P - ETP - PERC - ETR - RUIS \qquad 1.9$$

$$PERC = K_s.\frac{w - w_k}{w_s - w_k} \quad \text{si} \quad w > w_k \qquad 1.10$$

$$PERC = 0 \quad \text{si} \quad w \leq w_k$$

$$RUIS = (P - ETP).C.\frac{w - w_r}{w_s - w_r} \qquad 1.11$$

$$ETR = ETP.\frac{w - w_r}{w_s - w_r} \qquad 1.12$$

Où w : Teneur en eau volumique (cm^3/cm^3)
w_k : Teneur en eau volumique pour une perméabilité quasi nulle (cm^3/cm^3)
w_s : Teneur en eau volumique à saturation (cm^3/cm^3)
w_r : Teneur en eau volumique résiduelle (cm^3/cm^3)
C : Coefficient de ruissellement optimisé

Le schéma de fonctionnement de ce modèle est représenté par trois réservoirs (Figure I-6).

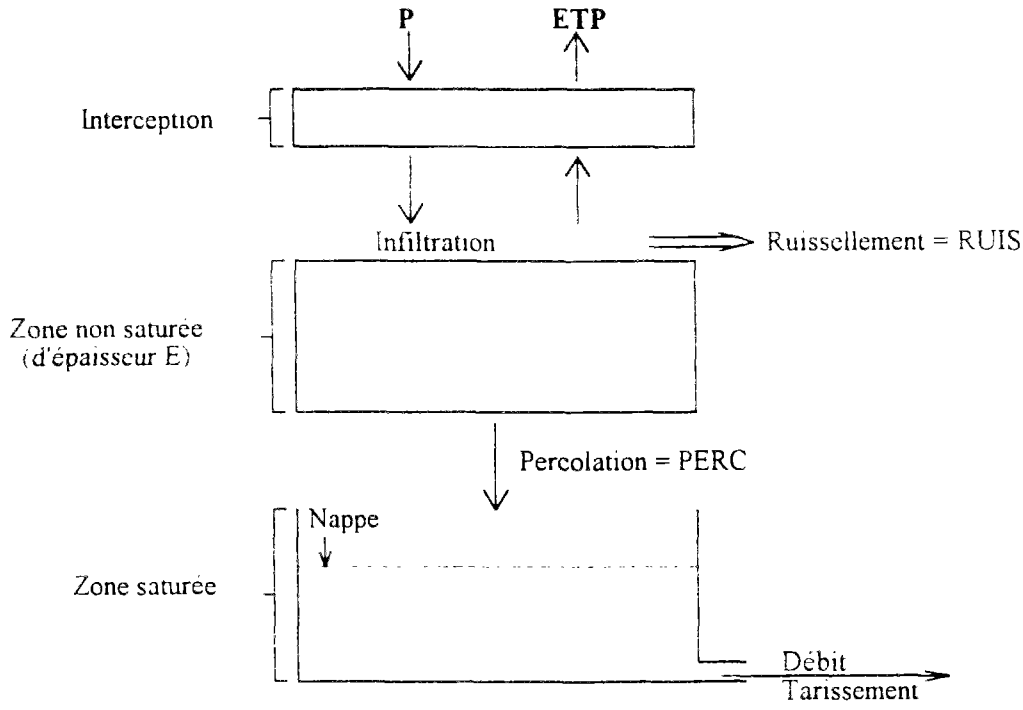


Figure I-6 : Schématisation du modèle GARDENIA (D'après Thiery, 1988).

Ce modèle a permis de modéliser avec succès plus de 400 bassins versants français et étrangers de différentes superficies (Roche et Thiery, 1985; Thiery, 1988). Toutefois, il garde l'inconvénient de nécessiter, au préalable, des mesures au sol assez difficiles à réaliser dans le cas de bassins versants ruraux non équipés.

I-5- L'EVAPOTRANSPIRATION

Par opposition à la pluie, l'évapotranspiration est un phénomène continu dans le temps. Plusieurs facteurs météorologiques jouent un rôle dans son estimation. Le calcul de cette grandeurs est souvent abordé à partir des paramètres principaux que sont le rayonnement (augmentation de la température), le renforcement du vent

(augmentation du pouvoir asséchant de l'air) et l'augmentation du déficit en saturation de l'air (Cisneros, 1981).

En pratique, on définit deux grandeurs différentes : l'évapotranspiration potentielle **(ETP)** et l'évapotranspiration réelle **(ETR)**.

I-5-1- L'évapotranspiration potentielle : ETP

Ce concept a été introduit par Thornwaite et Penman en 1948. Il est défini comme *"la quantité d'eau évapotranspirée dépendant des conditions climatiques, à partir d'une surface d'eau libre ou d'une grande surface de sol complètement couverte d'une végétation basse et de hauteur uniforme, en régime actif de croissance et sous d'excellentes conditions de réserves en eau du sol"* (Katerji, 1977).

Le calcul de l'ETP est basé sur la formule de Penman qui a été établie sur une surface d'eau libre. Elle peut être adaptée à un couvert végétal en remplaçant les paramètres de cette surface d'eau par ceux du couvert végétal (Katerji, 1977). Cette formule s'appuie sur des lois physiques et fait intervenir tous les éléments climatiques mais elle présente l'inconvénient de nécessiter un grand nombre de paramètres difficilement mesurables et de coûter très cher en instrumentation. Elle a été simplifiée par (Brochet et al., 1977) sous la forme symbolique suivante :

$$\mathbf{ETP} = \phi(\mathbf{R}_n) + \phi(\mathbf{E}_a) \qquad 1.13$$

Où $\phi(\mathbf{R}_n)$: Terme résultant du bilan radiatif.

$\phi(\mathbf{E}_a)$: Terme advectif associé aux caractéristiques propres de la masse d'air.

Le terme radiatif est exprimé par : $\phi(\mathbf{R}_n) = \mathbf{m}.\mathbf{R}_g$ 1.14

Où **m** : Coefficient dont la valeur moyenne décadaire peut être obtenue à partir de courbes d'ajustement caractéristiques de la saison, de l'altitude et de la région (Brochet et al., 1977)..

$\mathbf{R}_g$: Rayonnement global. Pour une décade, il est lié à la durée de l'insolation.

Le terme advectif est simplifié sous la forme : $\phi(\mathbf{E}_a) = \mathbf{n}.\mathbf{E}_p$ 1.15

Où $\mathbf{E}_p$: Evaporation sous abri mesurée par évaporomètre Piche.

n : Terme dépendant de la latitude, de la saison et des conditions de mesures, et déterminé par des courbes statistiques (Brochet et al., 1977).

I-5-2- L'évapotranspiration réelle : ETR

La notion d'ETP est une notion de référence, elle fait abstraction du rôle de la structure du couvert et du rôle de la régulation par résistance. En réalité, très peu de surfaces évaporent au niveau potentiel. la connaissance de l'évaporation sous des conditions différentes de celles potentielles est donc nécessaire. L'ETR est toujours limitée par l'ETP. Elle dépend de plusieurs facteurs dont l'influence respective a été donnée dans Perrier (1977). Parmi ces facteurs, on peut citer :

* la résistance aérodynamique qui dépend de la vitesse du vent et de la rugosité de la surface évaporante.
* la résistance du couvert qui dépend de l'indice foliaire.
* la résistance stomatique globale du couvert.

Le passage de l'ETP à l'ETR peut s'écrire de différentes façons selon le domaine d'utilisation et l'application prévue pour les données. Par exemple, en agronomie, ce passage est généralement effectué par un coefficient cultural qui dépend du type de culture et de la période de croissance considérée (Peyremote et al., 1977) ou par un rapport entre la réserve hydrique du sol et sa réserve utilisable par les plantes (Isbérie, 1977).

D'autres méthodes consistent à séparer l'effet du sol et de la végétation sur l'évapotranspiration réelle. La description analytique de ces deux termes est assez complexe et fait intervenir un nombre important de paramètres. Elle nécessite donc de mettre en oeuvre des moyens de mesure très lourds. Cet inconvénient limite leur utilisation en modélisation conceptuelle. Nous nous sommes limité dans notre étude à deux méthodes dont la description est présentée dans le chapitre II (§ II-3-2) et qui ont la caractéristique de ne faire intervenir que des données relativement faciles à obtenir.

I-6- LA TELEDETECTION SPATIALE

I-6-1- Définition

La télédétection est un ensemble de techniques permettant d'acquérir à distance, et de traiter des données en vue d'obtenir des informations utiles entre autres à la gestion de l'espace rural et des ressources naturelles.

Ces données sont obtenues en utilisant l'interaction du rayonnement (atmosphérique, solaire, terrestre ou celui d'un émetteur,...) avec les corps observés. Les rayonnements émis ou réfléchis sont enregistrés par des capteurs opérant sur des vecteurs (avions, satellites,...). Les données ainsi obtenues sont prétraitées pour corriger les déformations géométriques ou radiométriques. Elles sont ensuite traitées et analysées par des moyens optiques ou informatiques pour rendre compte de la grandeur physique qui sera exploitée par l'utilisateur.

Nous présenterons, en premier lieu, les différentes techniques de mesure par télédétection en citant les domaines d'application possibles pour chacune d'elles. En second lieu, nous présenterons les caractéristiques et les limites des mesures spatiales de l'humidité du sol.

I-6-2- Techniques de mesures

Les techniques de mesure par télédétection diffèrent selon les longueurs d'ondes utilisées. Leur intérêt et leurs applications dépendent, de même, de cette longueur d'onde. Nous ne présentons que les techniques qui nous paraissent les plus importantes du point de vue de notre objectif.

I-6-2-1- L'infrarouge thermique : IRT

Les longueurs d'onde de cette technique sont comprises entre 8 et 14 µm, ce qui correspond à l'intervalle d'émission des surfaces terrestres.

a) Bases théoriques : La télédétection en IRT est basée sur le fait que tout corps, à une température différente du zéro absolu, émet un rayonnement qui dépend de sa température et de son émissivité. Cette émission provient de l'agitation thermique de ses molécules. Le rayonnement infrarouge thermique **(R)** émis par une surface s'écrit :

$$\mathbf{R} = \varepsilon.\sigma.T_s^4 \qquad 1.16$$

Où σ : Constante de Stephan-Boltzman ($\sigma = 5{,}67\ 10^{-8}\ W.m^{2}.°K^{-4}$).

ε : Emissivité moyenne qui dépend de l'aspect de la surface considérée (teneur en eau et rugosité pour le sol).

T_S : Température de surface (°K).

L'atmosphère émet elle-même à son tour un rayonnement dans l'infrarouge thermique résultant des atomes et molécules présents (H_2O, CO_2,...). Les effets

d'absorption et d'émission de l'atmosphère sont à l'origine d'écarts importants entre la température réelle de la surface et celle mesurée par satellite. Divers modèles ont été développés pour corriger ces effets. Ils ne sont utilisables que par ciel clair et ce phénomène reste l'inconvénient majeur qui limite l'utilisation de cette méthode car aucune mesure de la température de surface n'est possible sous des nuages.

b) Domaines d'application : La température de surface peut être reliée à certaines caractéristiques de l'objet observé. La mesure par IRT peut donc être appliquée à plusieurs domaines dont nous donnons quelques exemples d'études en se référant à leur auteurs sans en détailler la méthodologie.

* Surveillance de la qualité des eaux de surface et de leur équilibre écologique (Vuillaume, 1976).
* Suivi de l'évapotranspiration (Becker, 1981; Nieuwenthuis et al., 1985; Nieuwenhuis et Meneti, 1986; Soarès, 1986; Taconet et al., 1986a; Vidal et Baqri, 1988; Ottlé et al., 1989).
* Suivi de l'humidité du sol (Idso et al., 1975; Schmugge et al., 1980; Vauclin, 1983; Jackson, 1986; Guyot, 1987; Myhre et Shih, 1990).
* Description des climats (Lagouarde, 1988).

I-6-2-2- Les hyperfréquences

Les mesures par hyperfréquences peuvent être faites par télédétection passive ou active. L'émission naturelle des surfaces dans des longueurs d'ondes centimétriques (micro-ondes) constitue la base des mesures en hyperfréquences passives. Les méthodes en hyperfréquences actives sont basées sur la mesure du signal électromagnétique micro-onde émis par une source et rétrodiffusé par la surface considérée.

a) Bases théoriques : Un signal électromagnétique est émis vers la cible observée par un radar, qui mesure aussi le signal rétrodiffusé. La puissance du signal reçu dépend de la distance qui sépare le radar de la cible, des gains des antennes émettrice et réceptrice et des propriétés radioélectriques de la cible. Le rapport entre la puissance émise, P_E, et la puissance reçue, P_R, est exprimée par ***"l'équation radar"***.

$$P_R = \alpha . P_E . \frac{\lambda^2}{(4\pi)^3} . \frac{G_E . G_R}{r^4} . \sigma \qquad 1.17$$

Où λ : Longueur d'onde utilisée.

α : Coefficient prenant en compte les gains et pertes électroniques en dehors des antennes.

G_E, G_R : Gain électronique dans les antennes d'émission et de réception dans la direction de la cible.

r : Distance parcouru par le signal entre le radar et la cible (aller-retour).

σ : Section efficace de rétrodiffusion qui dépend des propriétés diélectriques et géométriques de la cible observée.

b) Domaines d'applications : La mesure par hyperfréquences de longueurs d'ondes centimétriques a l'avantage de ne pas, ou très peu, être influencée par l'atmosphère que traverse le signal mesuré. Cette caractéristique permet de réaliser les mesures dans toutes les conditions climatiques. Cette technique semble être très prometteuse pour la mesure de l'état de surface du sol. Les études portent surtout sur l'optimisation des caractéristiques des radars (fréquence, angle d'incidence, polarisation) pour accéder à l'humidité du sol.

I-6-3- Mesures spatiales de l'humidité du sol

I-6-3-1- Méthode de réflectance

Cette méthode est basée sur la mesure de la réflectance des sols dans les domaines de courtes longueurs d'onde (visible, proche infrarouge ou moyen infrarouge). Elle ne semble pas très prometteuse car la relation entre la réflectance du sol et sa teneur en eau dépend de trop de paramètres. En effet, les différents facteurs qui, au sol et pour un éclairement donné, contrôlent les réponses spectrales des formations superficielles sont, d'une part, la composition minéralogique des composants de ces formations et d'autre part, leur morphologie de surface et le degré d'imbibition hydrique. En effet, l'eau modifie la rugosité du sol en induisant des variations de réflectance avec des effets directionnels. De même, l'imprégnation hydrique engendre un gonflement des sols et un changement de leur structure provoquant des variations complexes de réflectance (Bedidi et al., 1990).

La complexité de ces facteurs, ainsi que le fait que la réflectance répond à une épaisseur extrêmement faible de l'objet observé, limite l'utilité de cette notion pour la détermination de l'humidité du sol.

I-6-3-2- Méthode thermique

La méthode de l'Infrarouge Thermique (IRT) est basée sur la variation de la température journalière de la surface du sol. Celle-ci dépend de facteurs externes au sol. Ces facteurs sont météorologiques : radiation solaire, température de l'air, humidité relative de l'air, ennuagement et vitesse du vent. La résistance du sol à cette variation est exprimée par *"l'inertie thermique"*, Pt, qui est directement reliée à la conductivité hydraulique (K) et la capacité spécifique (c) de ce sol. (Schmugge et al., 1980).

Inertie thermique : $$\mathbf{Pt} = \sqrt{\mathbf{K.c}} \qquad 1.18$$

L'inertie thermique peut être obtenue au travers de la mesure de la température maximale journalière ou mieux avec la différence entre la température minimale et la température maximale journalière. Il faut dans tous les cas tenir compte de l'effet perturbateur dû à l'évaporation qui influe directement sur le bilan énergétique du sol.

Cette méthode peut s'appliquer au cas des sols nus ou couverts de végétation peu denses. Elle présente, toutefois, l'inconvénient d'être tributaire des conditions atmosphériques qui doivent être très stables (anticycloniques) pour permettre le suivi régulier de l'évolution journalière de la température afin de s'assurer de bien mesurer les valeurs extrêmes (minimale et maximale).

I-6-3-3- Méthodes micro-ondes

Nous avons vu que les propriétés diélectriques du sol dépendaient de sa teneur en eau. Elles influencent donc la diffusion des ondes dans le sol. Les ondes emises ou réfléchies mesurées par le radiomètre (méthodes passives) ou par le radar (méthodes actives) dans ce milieu sont donc fonction de la teneur en eau (Schmugge et al., 1980).

Toutefois, certains problèmes persistent. En effet, pour les méthodes passives, il faut pouvoir obtenir des mesures indépendantes de la température du sol, ce qui se révèle assez difficile vu l'influence de ce facteur sur le rayonnement spectral des sols. Dans le cas des méthodes actives, il faut pouvoir s'affranchir de l'effet de la rugosité et du type de la végétation sur le coefficient de rétrodiffusion mesuré. Plusieurs études ont porté sur ce sujet afin de pouvoir quantifier l'effet de chacun de ces facteurs. La solution la plus répandue consiste à établir des relations de passage entre le signal rétrodiffusé et l'humidité de surface du sol pour chaque type de végétation en supposant que celui-ci intègre implicitement le degré de rugosité du sol.

I-6-4- Apport de la télédétection à la modélisation hydrologique

Le problème crucial de l'hydrologie provient du fait que les méthodes de mesure utilisées sont ponctuelles et ne donnent pas une représentation spatiale de l'état du bassin. La nouvelle approche qui devrait permettre de résoudre en partie ce problème réside dans les techniques d'acquisition des données par télédétection.

Certains auteurs ont présenté les différents paramètres intervenant dans la modélisation hydrologique et pouvant bénéficier de la mesure par télédétection. Nous citons, à titre d'exemple :

* Les précipitations (Groves et al., 1983; Andrieu et al., 1988; Delrieu et al., 1988; Schultz, 1988; Tao Tao, 1989; Barancourt et al., 1992).
* L'humidité du sol (Lointier et al., 1983; Rango et al., 1983; Jackson et al., 1986; Normand et al., 1988; Normand, 1990, Ottlé et al., 1989)
* L'évapotranspiration (Schmugge, 1987; Schultz, 1988)
* La localisation des zones de ressources souterraines (Schultz, 1988)
* La localisation des zones saturées (Schultz, 1988; Mérot, 1991)
* La localisation des surfaces enneigées (Rango et al., 1983; Rango, 1985; Schultz, 1988; Fortin et al., 1990; Rango et al., 1990; Kite, 1991)

Il est évident que cette liste n'est pas exhaustive, elle permet seulement d'apprécier l'apport de la télédétection au domaine de l'hydrologie. La réalisation de ces études conduit à penser que l'utilisation des techniques de mesures spatiales permettra d'améliorer les performances des modèles traités dans leur objectif final. Toutefois, l'adaptation des modèles hydrologiques à l'intégration des données satellitaires reste une condition préalable nécessaire.

I-6-5- Projet ERS-1

Notre recherche a eu pour cadre l'un des projets pilotes français du Programme ERS-1 de l'E.S.A.

Le but du projet est de démontrer la faisabilité du suivi temporel de l'état hydrique moyen de petites unités hydrologiques agricoles et d'en tester l'utilité comme variable d'entrée de modèles de prévision hydrologique. Il suppose la mise sur pied d'un système capable de traiter à la fois les images satellites de différentes provenances et les données météorologiques et hydrométriques. Les mesures, utilisant le visible et l'infrarouge thermique, fournies par les satellites opérationnels de météorologie

(NOAA, METEOSAT) ou les satellites SPOT permettent d'accéder, par l'intermédiaire du bilan énergétique, à l'état hydrique du premier mètre de sol. L'observation par radars imageurs, comme celui de ERS-1, permet, moyennant quelques précautions, d'estimer l'humidité superficielle du sol, dans des conditions de végétation nulle ou peu dense. La combinaison de ces techniques devrait mener à une méthode opérationnelle de suivi de l'état hydrique des bassins versants afin d'améliorer la prévision des ressources en eau disponibles.

Pour réaliser cet objectif, un modèle hydrologique capable d'intégrer le caractère particulier des données obtenues par satellites doit pouvoir être utilisé. Cette thèse a pour but de mettre au point le couplage d'un modèle hydrologique simple, ayant fait ses preuves du point de vue de la simulation des débits, avec une fonction de production capable de gérer l'état hydrique du sol.

Le satellite ERS-1 est le premier satellite muni d'un radar à ouverture synthétique lancé par l'E.S.A. (European Spatial Agency). Il transporte des instruments conçus essentiellement pour acquérir les données concernant les océans. Parmi ces instruments, l'AMI (Active Microwave Instrument) possède un mode de fonctionnement dont les caractéristiques coïncident avec les conditions de mesure de l'humidité du sol par radar. Ce mode de fonctionnement à ouverture synthétique (SAR : Synthetic Aperture Radar) permet de prendre les images sous un angle d'incidence de 23° avec une fréquence située dans la bande C (5,3 GHz). Les images ont une résolution de 20 ou 100 m, avec une répétitivité de trois ou trente cinq jours selon le cycle du satellite (Phase "Glace" ou Phase Multidisciplinaire). Dans le cadre de ce projet, les images de résolution 20 m ont été retenues pour déterminer les zones homogènes de la région.

Un premier travail a consisté à localiser des bassins versants situés sur la trace au sol des orbites du satellite ERS-1, dans la région de la Bretagne (France). Pour cette localisation, nous nous sommes basés sur le "Répertoire des stations de jaugeage, 1986" de l'Agence de bassin Loire-Bretagne et sur "l'Annuaire hydrologique régional 1989" du Service d'aménagement des eaux (SRAE) de Rennes, devenu actuellement DIREN. Nous avons, de même, participé à des tournées sur le terrain qui nous ont permis d'étudier la localisation, le fonctionnement et la représentativité des stations de jaugeage. Les caractéristiques physiographiques et hydrologiques de ces bassins sont réunis dans l'annexe I-III. Parmi ces bassins, nous avions retenu un bassin témoin, le bassin versant représentatif et expérimental de Naizin (Annexe I-II) sur lequel la mise au point de la modification du modèle hydrologique pour

l'intégration des données d'humidité du sol était prévue. Les autres bassins devaient servir à la validation du modèle ainsi élaboré. Les données débitmétriques et pluviométriques de ces bassins sont obtenues grâce aux banques de données ***HYDRO*** du Ministère de l'Environnement et ***PLUVIO*** de Météo-France, qui fournit également les données d'ETP.

Toutefois, le BVRE de Naizin, malgré le fait qu'il soit suivi hydrologiquement depuis 1971, ne bénéficiait pas jusqu'alors de mesures journalières d'humidité au sol permettant d'étalonner les mesures du radar ERS-1 et de mettre au point la technique d'intégration de l'état hydrique du sol dans le modèle hydrologique. Des équipements sur ce bassin ont donc été prévus et installés à la fin de l'année 1991 pour avoir au moins un suivi à poste fixe de l'état hydrique en un point du bassin.

Afin de ne pas retarder l'échéance de nos recherches, nous avons décidé de mettre au point le modèle hydrologique sur le BVRE de l'Orgeval (Annexe I-I) qui bénéficie de mesures journalières d'humidité du sol à différentes profondeurs (de 15 à 305 cm avec un intervalle de 10 cm) depuis 1985. Le BVRE du Naizin a été utilisé ultérieurement, après acquisition d'une chronique assez longue de données d'humidité du sol, pour une première validation du modèle couplé mis au point.

CHAPITRE II

METHODOLOGIE DE COUPLAGE

CHAPITRE II

METHODOLOGIE DE COUPLAGE

II-1- INTRODUCTION

L'objectif principal de cette étude consiste à prendre en compte des données d'humidité du sol dans une méthodologie de prévision des débits. Pour cela, nous disposons d'un modèle hydrologique conceptuel dont la fonction de production doit être modifiée afin de faire intervenir l'évolution de l'humidité du sol dans la modélisation des débits.

Le modèle hydrologique de base choisi est le modèle GR3J dont la mise au point et la validation ont été effectuées au Cemagref, avec succès, sur plus d'une centaine de bassins versants français de comportements hydrologiques différents. Ce modèle a l'avantage d'être simple et de fonctionner avec un nombre réduit de paramètres (3 paramètres). La fonction de production de ce modèle est bien distincte de la fonction de transfert. Ce caractère s'est révélé important pour notre objectif, à savoir, l'intégration de l'humidité du sol dans la fonction de production du modèle de base. En effet, le modèle retenu pour la simulation de l'humidité du sol a un fonctionnement qui s'identifie à celui d'une fonction de production d'où l'intérêt de la séparation entre la fonction de production et la fonction de transfert qui existe dans le modèle hydrologique de base GR3J. Dans la première partie de ce second chapitre, nous décrivons le modèle GR3J en explicitant chaque étape de son fonctionnement. Nous présentons aussi les résultats de ce modèle appliqué au bassin versant représentatif et expérimental (BVRE) de l'Orgeval.

Le modèle de simulation des humidités du sol retenu est inspiré du schéma de "Deardorff". Son aptitude à reproduire l'évolution de l'état hydrique du sol a été mise en évidence par plusieurs études. En effet, ce modèle a été testé sur différents bassins versants, dans plusieurs régions telles que la Beauce (Taconet, 1986), la région des Landes lors de l'expérience HAPEX-MOBILHY (Ottlé et al., 1989; Ben Mehrez, 1990) et en Finlande (Suschdorff et Ottlé., 1986). Le schéma de "Deardorff" "complet" permet de décrire aussi bien les transferts thermiques que les transferts hydriques qui apparaissent entre les deux couches représentant le sol (Deardorff, 1977). Nous avons repris cette représentation du sol par deux couches en

ne gardant que la description de l'évolution de leur état hydrique. Le modèle ainsi obtenu est désigné par *"modèle à deux couches"*. Son fonctionnement est détaillé dans la seconde partie de ce chapitre.

Pour le couplage du modèle hydrologique GR3J et du modèle à deux couches pour la simulation de l'état hydrique du sol, nous avons été confrontés à un inconvénient majeur qui réside dans le fait que leurs approches respectives ne sont pas de même nature. En effet, le modèle GR3J est conceptuel, il ne fait intervenir aucune relation physique mesurable. Par contre, le modèle à deux couches, inspiré du "schéma de Deardorff", repose sur une approche physique simplifiée. Pour rendre compatibles ces deux approches, nous avons testé différents schémas de couplage possibles, notre but étant de rendre compatibles les grandeurs qui interviennent dans le fonctionnement du modèle à deux couches avec celles de la fonction de transfert du modèle GR3J. Nous avons détaillé dans la troisième partie de ce chapitre, la démarche ainsi adoptée en explicitant à chaque étape la terminologie qui permet de définir le couplage entre les deux approches.

II-2- MODELE DE BASE GR3J

Le modèle Pluie-Débit GR3J est un modèle conceptuel, global, à pas de temps journalier. Il fonctionne avec trois paramètres. Il a été mis au point au Cemagref en s'inspirant du modèle CREC dans le but d'en réduire le nombre de paramètres sans altérer ses qualités (Michel, 1989). Nous décrivons, ici, le fonctionnement de ce modèle tel qu'il a été mis au point par Edijatno (1991). Nous présenterons ensuite les résultats de la simulation des débits lorsque nous avons appliqué ce modèle au bassin versant de la mise au point de notre couplage (Orgeval, 104 km^2).

L'architecture de ce modèle est assez simple. Elle se résume en deux fonctions gérées chacune par un réservoir (Figure II-1).

La fonction de production est représentée par un réservoir **(S)** dont la capacité est limitée par le paramètre **(A)**. L'évolution du niveau du réservoir **(S)** dépend essentiellement de son état de remplissage initial **(k=S/A)** et des conditions météorologiques (pluie brute **P** et évapotranspiration potentielle **E**). Lorsque la pluie brute **(P)** est supérieure à l'évapotranspiration potentielle **(E)**, l'excédent, appelé "pluie neutralisée : **PN**", est réparti entre la fraction **(PS)** qui alimente la fonction de production, donc le réservoir **(S)**, et la fraction restante **(PR)** qui est directement

transférée. Cette répartition dépend de l'état de remplissage du réservoir **(S)**. Par contre, dans le cas inverse où la pluie brute **(P)** est inférieure à l'évapotranspiration potentielle **(E)**, le déficit, désigné par "évapotranspiration neutralisée : **EN**", est entièrement attribué à la fonction de production. L'état de remplissage du réservoir **(S)** définit alors l'évapotranspiration réellement soutirée **(ES)** de ce réservoir.

La fonction de transfert est représentée par deux procédures en parallèle. La quantité **(PR)** est répartie entre l'écoulement pseudo-direct **(EPD)**, qui rejoint directement l'exutoire en passant par un hydrogramme unitaire **(HU)**, et l'écoulement profond **(EPR)** qui, après avoir été routé par un second hydrogramme unitaire, alimente le réservoir gravitaire **(R)**. Ce réservoir est limité par une capacité maximale à un jour **(B)**.

Le débit final simulé est la somme de la vidange quadratique du réservoir **(R)** et de l'écoulement pseudo-direct routé par un hydrogramme unitaire **(HU)**.

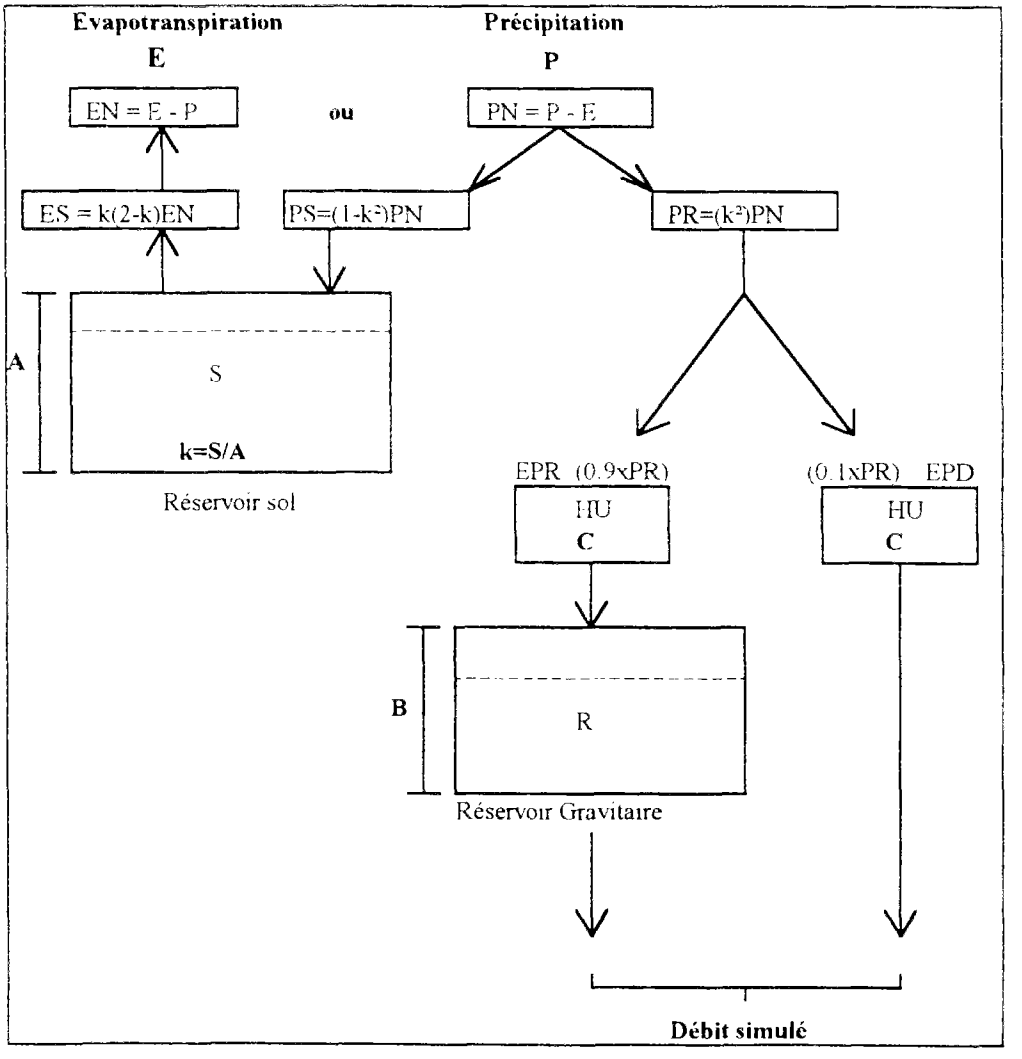


Figure II-1 : Architecture du modèle de base GR3J (Edijatno, 1989).

II-2-1- Fonction de production

On distingue deux cas dans le fonctionnement du réservoir (S) selon que la pluie est supérieure (alimentation) ou inférieure (soutirage) à l'évapotranspiration potentielle.

II-2-1-1- Alimentation du réservoir sol

Lorsque la pluie est supérieure à l'évapotranspiration, le stock du réservoir sol (S) est alimenté de la pluie neutralisée (PN) qui est la différence entre la pluie brute (P) et l'évapotranspiration potentielle (E). La variation de stock du réservoir sol (S) est donnée, par hypothèse, par :

$$dS = \left(1 - \left(S/A\right)^2\right).PN.dt \qquad 2.1$$

Le niveau du réservoir sol, après alimentation, se calcule par la fonction suivante obtenue par l'intégration de l'équation (2.1) sur le pas de temps du modèle (Edijatno, 1991) :

$$\left(S'/A\right) = \frac{\left(S/A\right) + \tanh\left(PN/A\right)}{1 + \left(S/A\right)\tanh\left(PN/A\right)} \qquad 2.2$$

Où S' : Niveau du réservoir (S) à la fin du pas de temps.
S : Niveau du réservoir (S) au début du pas de temps.
PN : Pluie (P) neutralisée par l'évapotranspiration (E) : **PN = P - E**
A : "Capacité maximale" du réservoir sol, paramètre à caler par le modèle.

Dans ce cas, la variation du stock (S'-S) renseigne sur la quantité de pluie (PS) effectivement utilisée par le réservoir (S). Le complément de la pluie neutralisée, donc (PN-PS), est la production (PR) qui alimente la fonction de transfert.

II-2-1-2- Soutirage dans le réservoir sol

Lorsque la pluie est inférieure à l'évapotranspiration potentielle, le stock du réservoir sol est soumis à l'évapotranspiration neutralisée (EN) qui est la différence entre l'évapotranspiration potentielle (E) et la pluie brute (P).

L'évolution du stock (S) répond à l'équation suivante :

$$dS = -\left(S/A\right).\left[2-\left(S/A\right)\right].EN.dt \qquad 2.3$$

Au cours du pas de temps où le sol est soumis à l'évapotranspiration neutralisée (**EN**), le réservoir sol passe à l'état (**S'**) où :

$$S'/A = \frac{\left(2S/A\right)}{\left(S/A\right)+\left[2-\left(S/A\right)\right].e^{2(EN/A)}} \qquad 2.4$$

Où **S'** : Niveau du réservoir sol (**S**) à la fin du pas de temps.
S : Niveau du réservoir sol (**S**) au début du pas de temps.
EN : Evapotranspiration neutralisée par la pluie : **EN = E - P**
A : "Capacité maximale" du réservoir sol à caler par le modèle.

Dans ce cas, la quantité **ES=S-S'** est soutirée du réservoir (**S**), elle renseigne sur l'évapotranspiration réelle du bassin. La fonction de transfert ne reçoit aucune production (**PR=0**). En effet, il est évident que le niveau du réservoir sol diminue sous l'effet de l'évapotranspiration neutralisée (**EN**).

II-2-2- Fonction de transfert

La fonction de transfert réunit deux procédures distinctes qui ont lieu en parallèle. La production (**PR**) est donc répartie entre deux écoulements. La proportion entre ces deux écoulements a été retenue par Edijatno (1991) comme une moyenne sur l'ensemble des 112 bassins versants traités au cours de la mise au point du modèle GR3J. Les deux écoulements sont :

* L'écoulement "pseudo-direct" (**EPD**) qui est égal à 10% de la production (**PR**). Cet écoulement rejoint directement le débit à l'exutoire après avoir subi un routage par un hydrogramme unitaire **HU(EPD)**.

* L'écoulement "profond" (**EPR**) qui est égal à 90% de la production. Il alimente le réservoir gravitaire après avoir été routé par un hydrogramme unitaire **HU(EPR)**.

II-2-2-1- Hydrogramme unitaire

L'écoulement profond (**EPR**) est transféré vers le réservoir gravitaire par un hydrogramme unitaire **HU(EPR)**, de forme parabolique (Figure II-2), ayant un paramètre de durée (**C**) calé, qui est le second paramètre optimisé par le modèle.

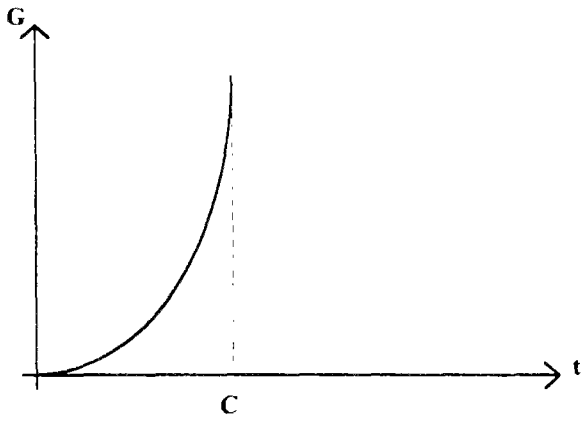


Figure II-2 : Hydrogramme unitaire de l'écoulement "profond".

$$\mathbf{H(t)} = \frac{\mathbf{dG(t)}}{\mathbf{dt}} \quad \text{avec} \quad \mathbf{G(t)} = \left(\frac{\mathbf{t}}{\mathbf{C}}\right)^3 \quad \text{si} \quad 0 \leq t \leq C \qquad 2.5$$

$$\mathbf{G(t)} = 0 \quad \text{si} \quad t > C \qquad 2.6$$

L'exposant **-3-** a été comparé avec d'autres valeurs sur l'ensemble des bassins versants de l'étude d'Edijatno (1991). Il s'agit d'une valeur moyenne qui s'adapte au cas des bassins versants de grande ou petite superficie.

Cet hydrogramme unitaire a été utilisé pour le routage de l'écoulement "pseudo-direct" (**EPD**). Il semblait inadapté car l'absence de décrue provoquait une chute brusque du débit simulé. Cet inconvénient a été évité en utilisant, pour cet écoulement, un hydrogramme unitaire obtenu par symétrie de **HU(EPR)** autour de **t=C** en divisant les ordonnées par deux (Figure II-3). Cette solution a été adoptée car elle répond à la contrainte posée par Edijatno (1991) lors de la mise au point du modèle GR3J de ne pas augmenter le nombre de paramètres du modèle.

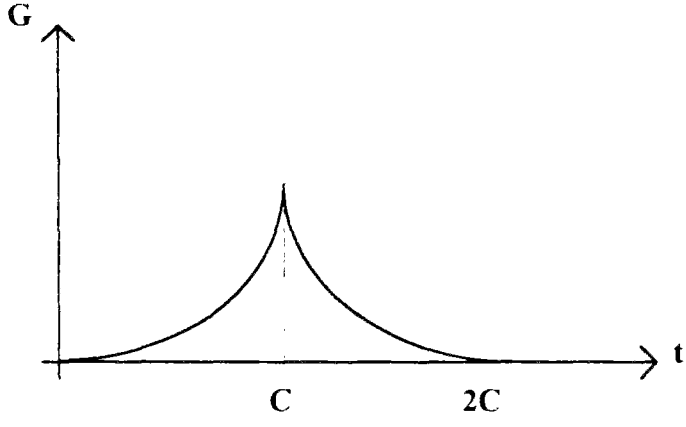


Figure II-3 : Hydrogramme unitaire de l'écoulement "pseudo-direct".

$$H(t) = \frac{dG(t)}{dt} \quad \text{avec} \quad G(t) = \frac{1}{2}.\left(\frac{t}{C}\right)^3 \quad \text{si} \quad 0 \le t \le C \qquad 2.7$$

$$G(t) = 1 - \frac{1}{2}.\left(2 - \frac{t}{C}\right)^3 \quad \text{si} \quad C \le t \le 2C \qquad 2.8$$

$$G(t) = 0 \quad \text{si} \quad t > 2C \qquad 2.9$$

II-2-2-2- Le réservoir gravitaire

Ce réservoir reçoit 90% de la production (**PR**). Il assure l'écoulement de base par une loi de vidange quadratique. La variation du niveau (**R**) de ce réservoir en fonction du temps s'écrit :

$$\frac{dR}{R^{\alpha}} = -a.dt \qquad 2.10$$

L'intégration de cette équation donne :

$$\frac{1}{R_2^{\alpha-1}} = \frac{1}{R_1^{\alpha-1}} + \frac{1}{B^{\alpha-1}} \qquad 2.11$$

Où $B^{\alpha-1} = \dfrac{1}{a(\alpha-1)\Delta t}$

Avec R_1 : Niveau initial du réservoir (**R**).
R_2 : Niveau final du réservoir (**R**).
B : "Pseudo-capacité maximale à un jour" du réservoir gravitaire, optimisé par le modèle.

La valeur de (α=5) est utilisée pour la vidange du réservoir gravitaire. Edijatno (1991) a montré que ce nombre conduit en moyenne à des décrues mieux reconstituées que pour des valeurs de 2, 3, 4 ou 6.

II-2-3- Application du modèle GR3J

II-2-3-1- Données de fonctionnement

a) Données d'entrée : Le modèle utilise les pluies journalières, les évapotranspirations potentielles interannuelles de Penman ainsi que les débits journaliers observés comme données d'entrée.

Les pluies journalières sont majorées de 5% afin de tenir compte des erreurs systématiques de captation des pluviomètres (Edijatno, 1989). Ces pluies peuvent éventuellement être corrigées automatiquement par un coefficient correcteur calé par le modèle. Ce coefficient, appliqué aux pluies, est soustractif pour les bassins intermittents et permet d'améliorer la restitution des pointes de crues. Il est multiplicatif pour les bassins non intermittents (BVRE de l'Orgeval). Il n'est pas considéré comme un paramètre mais comme une correction des entrées du modèle (Edijatno, 1991).

Les évapotranspirations potentielles Penman sont utilisées sous forme de valeurs interannuelles. Elles sont neutralisées par la pluie brute. La diminution du stock **(S)** du réservoir sol sous l'influence de cette évapotranspiration neutralisée renseigne ensuite sur l'évapotranspiration effective qui a eu lieu sur le bassin.

b) Données de sortie : *Les débits* observés servent à la comparaison des débits journaliers simulés par le modèle.

II-2-3-2- Périodes d'application

Le modèle doit être appliqué à deux périodes distinctes, afin d'apprécier son aptitude à simuler les débits. Chacune de ces périodes doit être précédée de la période de mise en route.

La période de mise en route permet d'initialiser les niveaux des réservoirs sol **(S)** et gravitaire **(R)** afin qu'ils n'influencent pas l'optimisation des paramètres du modèle. Cette période doit inclure une saison humide et une saison sèche. Une année est généralement admise comme la période minimale de mise en route. Toutefois, dans le cas d'une chronique de données trop courte, une initialisation des réservoirs par optimisation est possible dans le modèle. Cette période n'est pas prise en compte dans le calcul du critère d'optimisation et des critères numériques d'appréciation du modèle.

La période de calage sert à l'optimisation du jeu de paramètres par un critère numérique d'évaluation. Elle doit inclure une année humide et une année sèche afin que les paramètres soient calés sur des conditions différentes d'écoulement. Cette période est nécessairement précédée par une période de mise en route.

La période de contrôle sert à la validation du jeu de paramètres optimisés pendant la période de calage. Elle doit donc en être différente afin de vérifier que ce jeu de paramètres est bien transposable d'une période à une autre. Elle est aussi précédée d'une période de mise en route.

II-2-3-3- Méthode d'optimisation

Le modèle utilise une méthode d'optimisation pas-à-pas qui est une progression le long de la ligne de plus grande pente de la fonction critère (Michel, 1989). Les paramètres doivent, d'abord, subir une transformation pour qu'ils soient tous définis sur la droite des réels. Pour les grandeurs strictement positives, le modèle utilise des transformations logarithmiques simples. Pour les paramètres dont la valeur doit être comprise dans l'intervalle [0,1], une transformation de la forme suivante est utilisée :

$$\mathbf{Y = Ln\frac{x}{1-x}} \qquad 2.12$$

Où **Y** : Valeur optimisée par le modèle
X : Valeur réelle du paramètre

Le critère d'optimisation du modèle est le critère de Nash-Sutcliffe basé sur l'erreur quadratique des débits. Le jeu de paramètres obtenu par l'optimisation de ce critère peut être influencé par de longues périodes présentant de faibles différences entre les séries observées et simulées (Nash et Sutcliffe, 1970).

$$\mathbf{CN(\%) = 100 \times \left[1 - \frac{\sum(Q_{obs} - Q_{cal})^2}{\sum(Q_{obs} - Q_{moy})^2}\right]} \qquad 2.13$$

Avec $\mathbf{Q_{obs}}$: Débit journalier observé (mm/jour).
$\mathbf{Q_{cal}}$: Débit journalier calculé par le modèle (mm/jour).
$\mathbf{Q_{moy}}$: Moyenne des débits journaliers observés (mm/jour).

La simulation des débits est d'autant meilleure que ce critère se rapproche de 100%.

II-2-3-4- Critères numériques d'appréciation

L'analyse des résultats du modèle repose sur la valeur du critère de Nash optimisé ainsi que sur d'autres critères numériques se rapportant aux débits. Il est commode de définir la crue et l'étiage par rapport au module interannuel de l'écoulement **(M)**. La crue est définie comme un débit supérieur à quatre fois le module interannuel **($Q_{(crue)}$>4M)**. Par contre, l'étiage est défini comme un débit inférieur au quart de ce module **($Q_{(étiage)}$<M/4)**.

L'erreur de bilan ***(EB)*** est défini comme le rapport de l'erreur entre les débits observés et calculés à la valeur moyenne observée.

$$\mathbf{EB(\%)} = 100 \times \left[\frac{\sum (Q_{obs} - Q_{cal})}{\sum Q_{obs}} \right] \qquad 2.14$$

Ce critère doit tendre vers une valeur nulle afin de caractériser une bonne simulation des débits.

Le rapport des crues ***(RC)*** est le rapport des valeurs calculées et observées de la moyenne interannuelle des plus fortes crues annuelles. Ce rapport des crues est d'autant meilleur qu'il tend vers 100%.

$$\mathbf{RC(\%)} = 100 \times \frac{\sum Q_{(crue)obs}}{\sum Q_{(crue)cal}} \qquad 2.15$$

Le rapport des durées de crues ***(RDC)*** est le rapport entre les durées de crues calculées et observées.

Le rapport des durées d'étiages ***(RDE)*** est le rapport entre les durées des étiages calculées et observées.

Ces rapports caractérisent une simulation des débits proches de la réalité lorsqu'ils s'approchent de l'unité.

Le coefficient de corrélation linéaire ***(R)*** entre les débits observés et calculés est de même un critère numérique calculé par le modèle.

II-2-4- Résultats du modèle GR3J

Nous présentons, dans le tableau II-1, les résultats numériques de la simulation des débits obtenus par le modèle GR3J sur le BVRE de l'Orgeval (104 km^2). Nous comparons les résultats obtenus avec et sans le paramètre de correction de la pluie **(D)**. Nous ne retiendrons comme référence que les résultats du modèle GR3J sans correction des pluies car celle-ci sera supprimée dans la fonction de production du modèle que nous allons tenter de mettre au point. Les périodes de calage et de contrôle sont choisies parmi les années 1985 à 1991 où les données journalières d'humidité du sol sont disponibles pour différentes profondeurs (cf. Annexe I-I). Nous avons retenu la période de 1988-1989 comme période de calage, avec l'année 1987 pour la mise en

route du modèle. L'année 1988 est humide, 1989 est plus sèche. On respecte ainsi la succession de périodes différentes du point de vue hydrologique. La période 1990-1991 est retenue comme période de contrôle des paramètres, avec l'année 1989 pour la mise en route. Cette période est, en effet, très différente de celle retenue pour le calage.

Tableau II-1 : Résultats numériques du modèle GR3J.

Modèle	Période	Nash	EB	RC	Q>4M	Q<M/4	R
Avec correction des pluies	Calage	84.7	8.6	83.3	0.94	1.21	0.95
	Contrôle	83.3	-31.0	92.9	1.45	1.22	0.96
Sans correction des pluies	Calage	80.0	-17.9	84.3	1.36	0.86	0.92
	Contrôle	72.3	-65.1	87.5	1.91	0.72	0.94

Tableau II-2 : Paramètres optimisés du modèle GR3J.

Modèle	A (mm)	B (mm)	C (jour)	D
Avec correction des pluies	138.4	34.8	1.20	0.87
Sans correction des pluies	170.7	62.2	1.15	-

Nous pouvons constater que la suppression du paramètre de correction des pluies entraîne une dégradation des critères numériques sur la période de calage. Cette dégradation de l'aptitude du modèle à reconstituer les débits est encore plus flagrante dans la transposition des jeux de paramètres optimisés vers la période de contrôle. Toutefois, les critères restent assez proches de leur valeur maximale permettant de juger de la bonne adéquation du modèle à la réalité.

Pour apprécier la qualité de la simulation des débits, on peut aussi se baser sur la chronique des débits observés et simulés. La figure II-4 présente la chronique des débits mesurés et calculés pour la première année de calage, 1988. La simulation des débits présente des imperfections pour certaines périodes de l'année mais ce sont les difficultés que semblent rencontrer le modèle à simuler les petites crues pendant la période de reprise des écoulements en automne qui ont été à l'origine de l'introduction de l'état hydrique du sol dans la modélisation hydrologique. Les études de Loumagne (1988) et Landwerlin (1990) ont prouvé que l'utilisation d'un indice de l'état hydrique du sol tel que sa teneur en eau ou son potentiel hydrique pouvaient effectivement améliorer la simulation des débits pendant cette période.

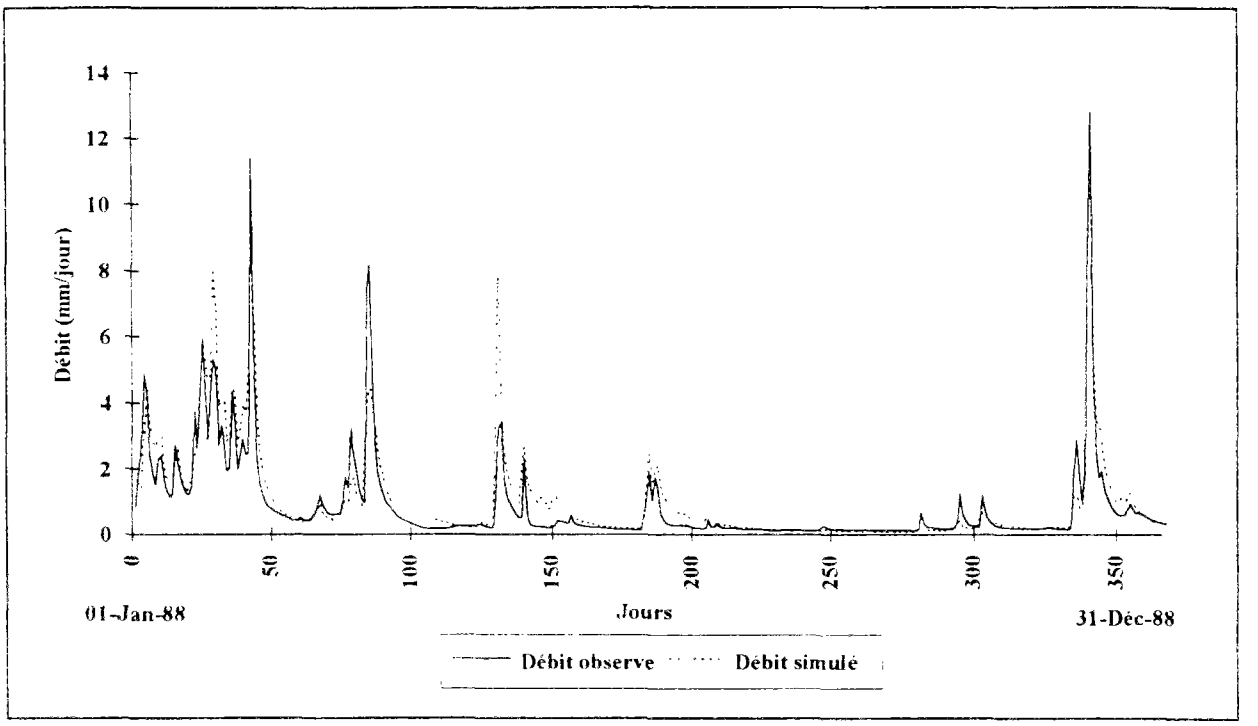


Figure II-4 : Simulation des débits-Modèle GR3J sans correction des pluies Période de calage-Année 1988.

Les figures II-5a et II-5b montrent des exemples des difficultés rencontrées par le modèle pour les deux années de calage, 1988-1989. Nous constatons, sur ces figures, que la mauvaise réaction du modèle n'est pas systématique vis-à-vis des crues de faible ampleur. En effet, pour l'année 1988 (Figure II-5a), le modèle a sous-estimé les crues, par contre, pour l'année 1989 (Figure II-5b), le modèle a surestimé ces crues. Il s'agirait donc d'un problème plus complexe de conception qui serait à l'origine de la dégradation du critère de Nash sur la période de contrôle (figure II-6).

Une amélioration du modèle GR3J par l'introduction d'un quatrième paramètre gérant les "échanges" entre le réservoir gravitaire et les nappes souterraines a été mise au point au Cemagref en parallèle avec notre étude. Cette modification a mené à la construction du modèle GR4J sans correction des pluies. Cette amélioration a légèrement modifié la fonction de transfert du modèle GR3J. L'importance de ce paramètre apparaît surtout pour les bassins à écoulements intermittents. Ces bassins sont caractérisés par la non-pérennité de leur cours d'eau. Le débit peut être nul en dehors des périodes pluvieuse et pas seulement pendant l'été. Ceci n'étant pas le cas du BVRE de l'Orgeval sur lequel nos recherches ont d'abord porté, et de plus, nos travaux étant à ce moment largement avancés, nous n'avons pas pu tenir compte de cette modification dans la mise au point du couplage du modèle GR3J et du modèle à deux couches. Toutefois, l'apport de ce paramètre supplémentaire dans la simulation

des débits par le modèle couplé sera testé pour le schéma de couplage définitivement retenu parmi tous les schémas testés.

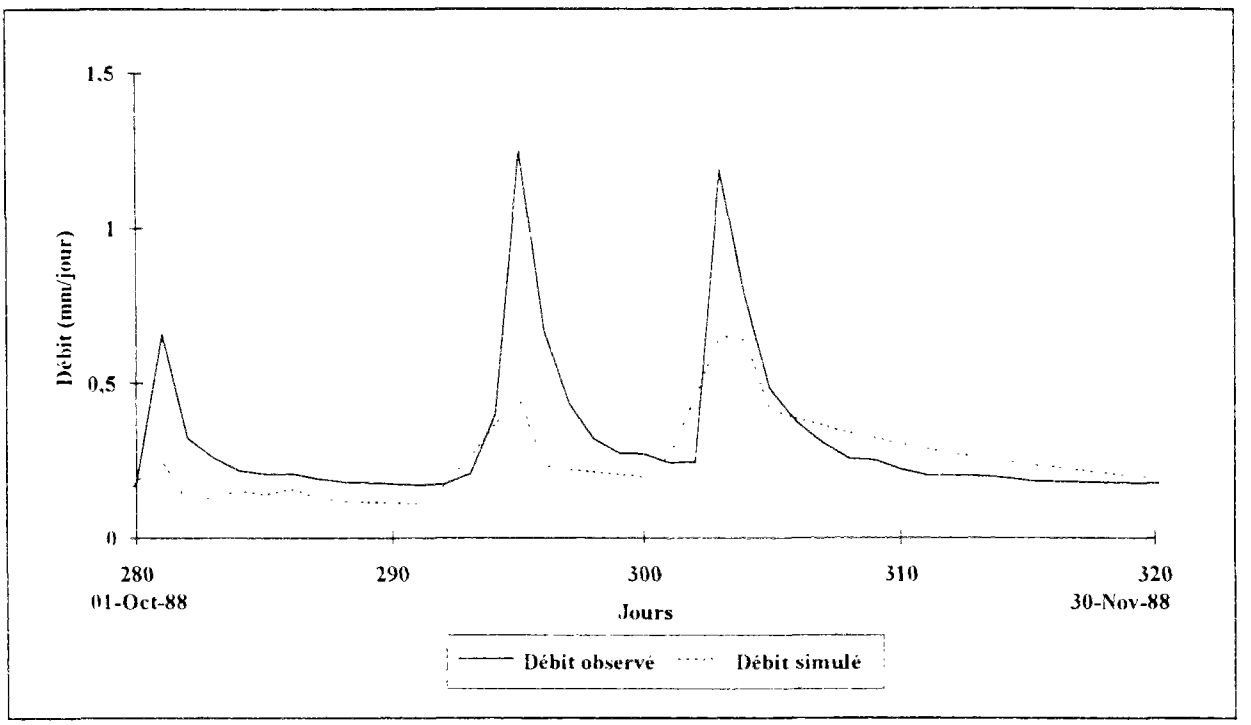


Figure II-5a : Simulation des débits-Modèle GR3J sans correction des pluies Période de calage-Octobre et Novembre 1988.

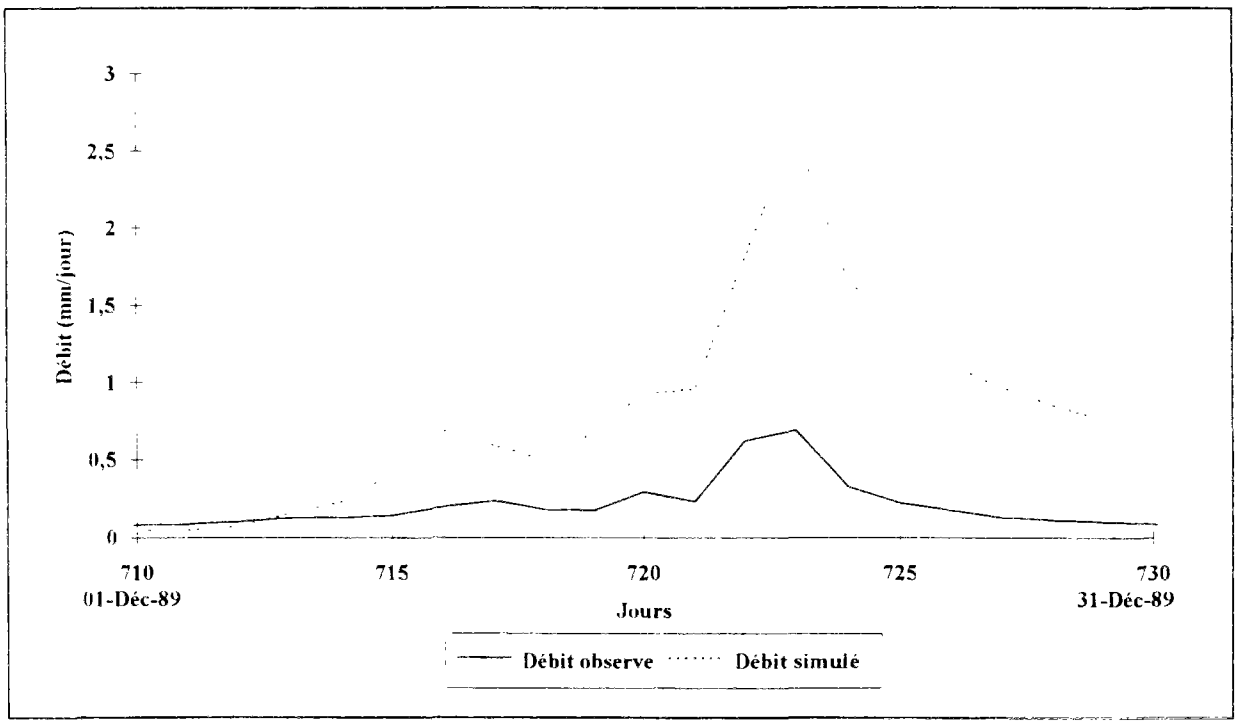


Figure II-5b : Simulation des débits-Modèle GR3J sans correction des pluies Période de calage-Décembre 1989.

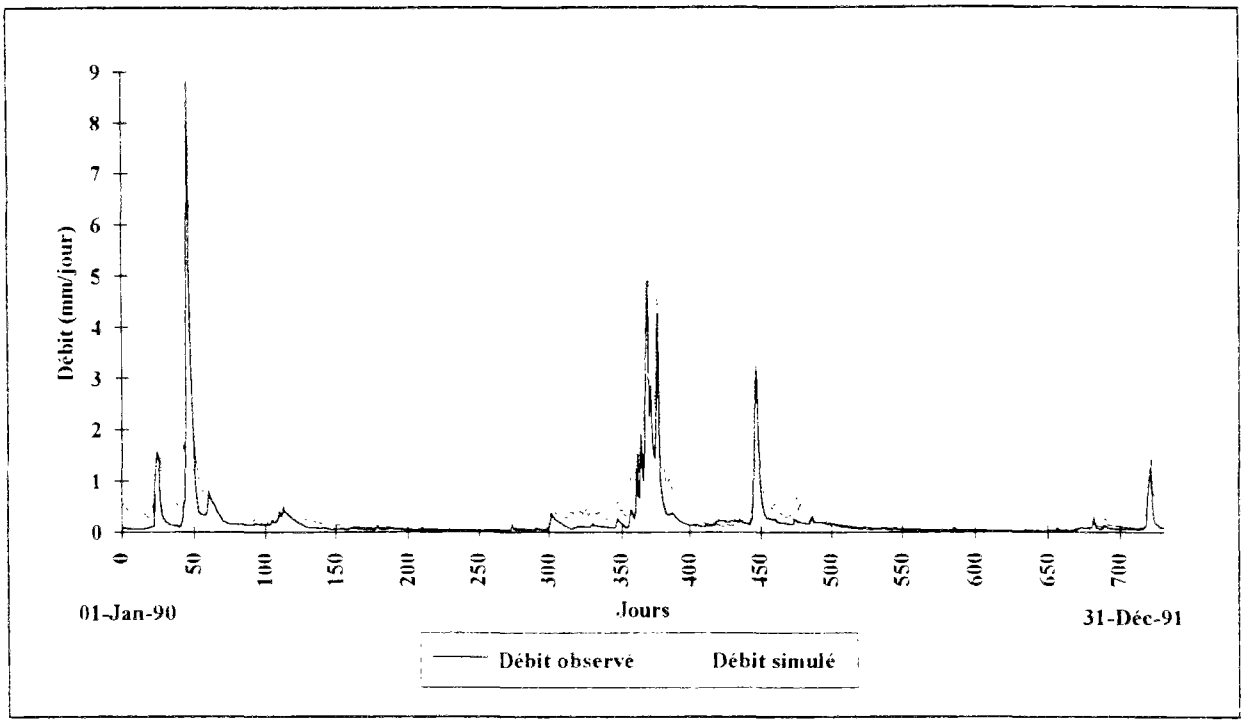


Figure II-6 : Simulation des débits-Modèle GR3J sans correction des pluies Période de contrôle-Années 1990-1991.

II-3- MODELE A DEUX COUCHES POUR L'ETAT HYDRIQUE DU SOL

Nous avons déjà défini dans le premier chapitre les bases sur lesquelles le schéma de Bernard et al. (1986) inspiré de celui de Deardorff a été établi. Nous allons détailler dans ce qui suit les différentes étapes de ce calcul ainsi que les modifications que nous allons y introduire. Ce schéma distingue le fonctionnement de deux couches de sol (Figure II-7).

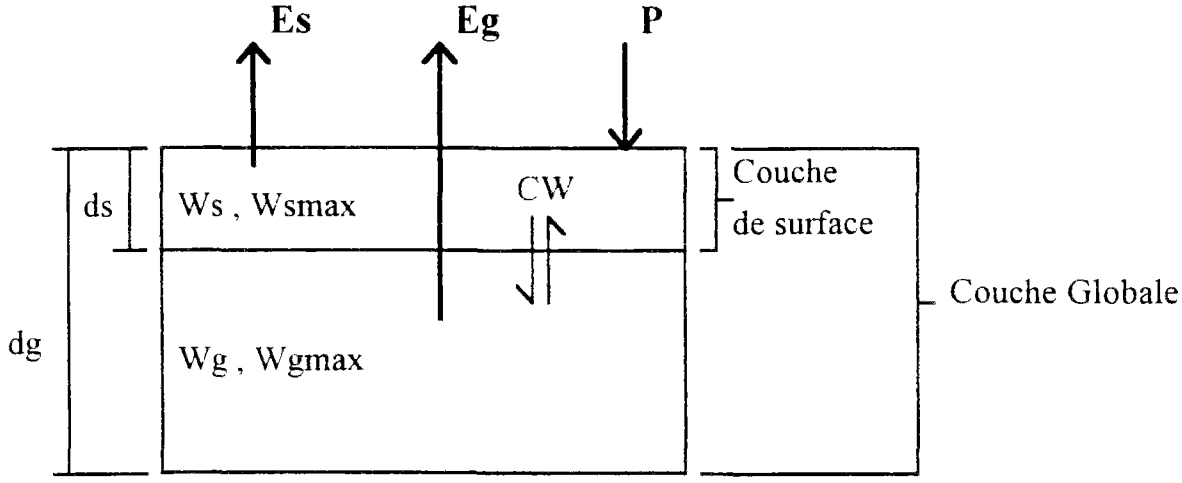


Figure II-7 : Représentation du réservoir-sol par le modèle à deux couches inspiré du schéma de Deardorff (Ottlé, 1989).

II-3-1- Evolution de l'état hydrique du sol

II-3-1-1- Evolution de la couche de surface

La couche de surface est incluse dans la couche globale. Elle évolue sous l'action de la pluie **(P)** et de l'évapotranspiration **(E_s)** dans laquelle on distingue l'effet du sol de celui de la végétation. La variation de l'humidité de cette couche en fonction du temps s'écrit :

$$\frac{\partial W_s}{\partial t} = \frac{(P - E_s)}{d_s} - CW \qquad 2.15$$

Où **P** : Pluie journalière (mm/jour).
E_S : Evapotranspiration soutirée de la couche de surface (mm/jour).
d_S : Epaisseur de la couche de surface. Elle est prise égale à 10 cm.
CW : Echange entre les couches (mm/jour).
W_S : Humidité de la couche de surface (cm^3/cm^3).

II-3-1-2- Evolution de la couche globale

La couche globale représente la zone racinaire. Elle comprend la couche de surface. Elle est donc de même soumise à l'action de la pluie **(P)** et de l'évapotranspiration **(E_g)** dans laquelle contribuent le sol nu et la végétation. La variation de son humidité s'écrit :

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = \frac{(P - E_g)}{d_g} \qquad 2.16$$

Où **E_g** : Evapotranspiration soutirée de la couche globale (mm/jour).
d_g : Epaisseur de la couche globale. Elle est prise égale à 120 cm.
W_g : Humidité de la couche globale (cm^3/cm^3).

II-3-1-3- Echanges entre les couches de sol

Les échanges entre les couches de sol sont définis comme une "pseudo-diffusivité" qui est fonction de l'état hydrique de ces deux couches. Elle s'écrit sous la forme :

$$CW = (W_s - W_g).D(W_s) \qquad 2.17$$

Si $\mathbf{W_S > W_g}$: Les échanges entre les deux couches sont soutirés de la couche de surface et réduisent donc son humidité W_S.
Si $\mathbf{W_S < W_g}$: Les échanges entre les deux couches alimentent la couche de surface et augmentent donc son humidité W_S.

La fonction $\mathbf{D(W_S)}$ est une diffusivité hydrique qui est fonction du type de sol et de son contenu en eau. Plusieurs formulations empiriques peuvent être utilisées pour son calcul (Ben Mehrez et al., 1990). Toutefois, la plupart font intervenir des grandeurs physiques qui ne sont mesurables sur le terrain qu'à condition de mettre en oeuvre des réseaux de points de sondage assez étendus pour représenter la totalité du bassin versant. Ces grandeurs peuvent être le potentiel hydrique du sol, sa conductivité hydraulique à saturation ou son contenu en eau au point de flétrissement. Pour atteindre notre objectif de modélisation conceptuelle, nous avons voulu éviter cet inconvénient en gardant la formulation de Bernard et al. (1986) qui ne fait intervenir que l'état hydrique de la couche de surface et deux paramètres pour représenter le type de sol.

$$\mathbf{D(W_s) = \frac{A8.\exp\left(A9.(W_s)^2\right)}{d_s(d_g - d_s)}} \qquad 2.18$$

A9 est un paramètre dont la valeur est peu dépendante du type de sol (Soarès, 1986). Il est de l'ordre de **5.6**
A8 est une pseudo-diffusivité qui dépend du type de sol. Elle fait partie du jeu de paramètres optimisés par le modèle couplé.

II-3-2- Calcul de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration de chaque couche est une contribution, dans des proportions différentes, de l'évaporation du sol et de la transpiration de la végétation.

II-3-2-1- Evaporation du sol

Nous utiliserons la formule de Bernard et al. (1986) reprise par Soarès et al. (1988) qui donne l'évaporation limite d'un sol. Cette évaporation est limitée par l'évaporation potentielle de ce sol dans des conditions d'humidité du sol non restreintes.

$$\mathbf{Esol = AA.\exp\left(BB.W_s^2\right).\frac{W_{smax}}{W_{smax} - W_s}} \qquad 2.19$$

Où $\mathbf{W_{smax}}$: Humidité maximale de la couche de surface (cm^3/cm^3).
AA, BB : Deux constantes

Les deux constantes **AA** et **BB** dépendent de caractéristiques physiques du sol tels que structure, texture et porosité. Elles doivent donc être calées pour chaque type de sol. N'ayant pas de mesures d'évaporation du sol sur le bassin, nous n'avons pas pu les caler et par conséquent, nous avons gardé les valeurs données par Soarès et al. (1988) pour le bassin de l'Orgeval.

$$AA = 8 \qquad \text{et} \qquad BB = 44$$

Cette évaporation est limitée au stock disponible dans la couche de surface et à l'ETP Penman.

II-3-2-2- Transpiration de la végétation

La modélisation de la transpiration de la végétation nécessite un nombre important de paramètres, nous avons donc préféré utiliser les expressions empiriques établies par Ottlé et Vidal-Madjar (1994) lors de l'expérience HAPEX-MOBILHY qui ont l'avantage d'être plus simples à mettre en oeuvre..

$$\mathbf{Eveg} = \beta.\mathbf{ETP} \qquad 2.20$$

Où $\beta = (1 - \exp(-7W_g/W_{g\,max})$ En période de croissance et de maturité de la végétation.

$\beta = 0.25.(1 - \exp(-5W_g/W_{g\,max})$ En période de sénescence de la végétation.

Les périodes de croissance de la végétation ont été établies à l'aide des images NOAA/AVHRR, en se basant sur le suivi annuel de la végétation observée et caractérisée par le NDVI (Normal Difference Vegetation Index). Cet indice est défini par le contraste qui existe entre la faible réflectance de la végétation dans le domaine du visible (en particulier le rouge) et sa forte réflectance dans le domaine du proche infrarouge.

$$\mathbf{NDVI} = \frac{\mathbf{PIR} - \mathbf{R}}{\mathbf{PIR} + \mathbf{R}} \qquad 2.21$$

Où **PIR** : Réflectance de la végétation mesurée dans le **P**roche **I**nfra**R**ouge.
R : Réflectance de la végétation mesurée dans le **R**ouge.

A partir de résultats obtenus sur des parcelles expérimentales, il a pu être établi que cet indice varie avec la biomasse ou le LAI (Leaf Area Index) de manière relativement exponentielle et traduit bien l'évolution temporelle des couverts végétaux pour un même lieu. Au cours de cette étude, nous n'avons pas pu disposer de ces données sur le BVRE de l'Orgeval. Nous avons donc commencé par utiliser, comme première approche, la courbe moyenne de l'évolution annuelle du couvert végétal établie pour les zones de polycultures de la région des Landes où l'expérience HAPEX-MOBILHY a été effectuée. Celle-ci représente un indice de couverture végétale σ_f qui est la proportion de végétation par rapport au sol nu. Cet indice varie, en fonction du temps, entre 0 pour un sol nu et 1 pour une végétation totalement couvrante (Figure II-8).

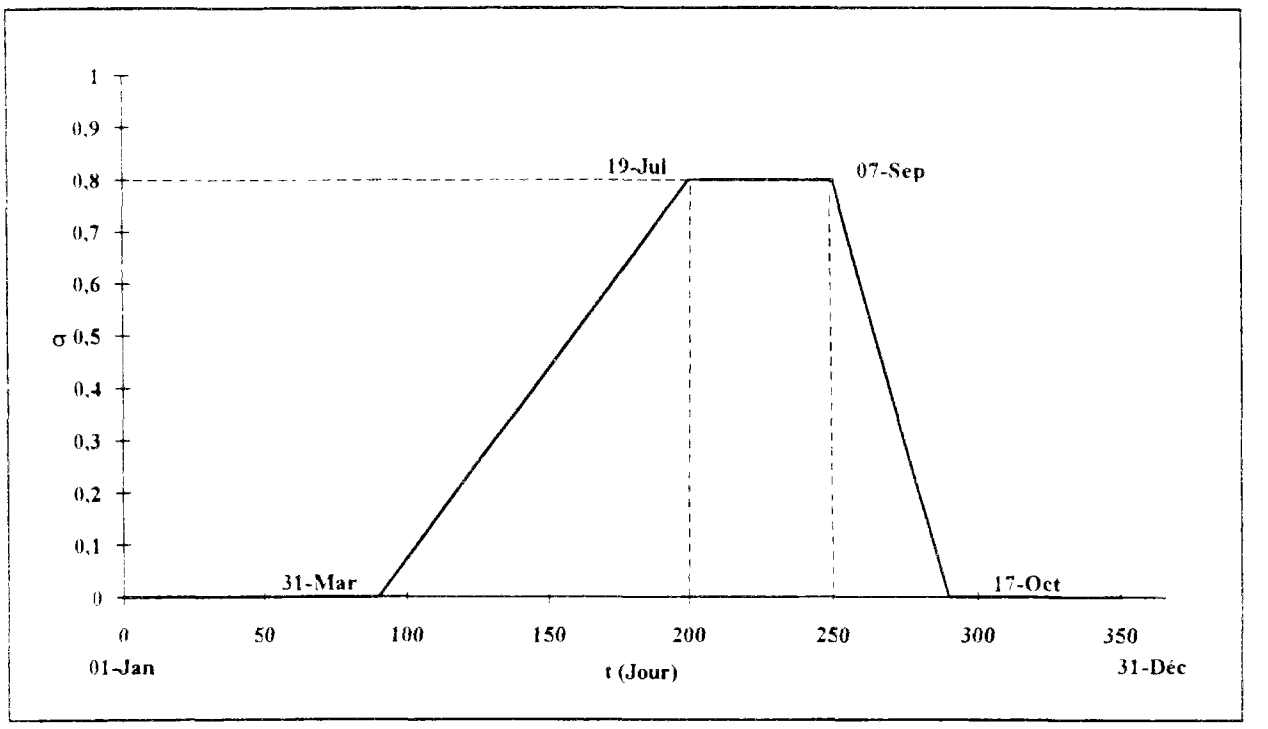


Figure II-8 : Indice de végétation interannuel de HAPEX-MOBILHY.

L'expression analytique de σ_f est:

Si $j < 90$ ou $j > 290$ $\rightarrow$ $\sigma_f = 0.$

Si $90 \leq j \leq 200$ $\rightarrow$ $\sigma_f = 0.8 \times \frac{j-90}{110}$

Si $200 \leq j \leq 250$ $\rightarrow$ $\sigma_f = 0.8$

Si $250 \leq j \leq 290$ $\rightarrow$ $\sigma_f = 0.8 \times \frac{290-j}{40}$

II-3-2-3- Evapotranspiration de la couche de surface

L'évapotranspiration de la couche de surface provient d'une pondération par l'indice de couverture végétale entre l'évaporation du sol nu et une contribution de 20% de la transpiration de la végétation. Cette contribution est reliée au pourcentage de transpiration que soutire la végétation dans la couche de surface donc à la densité racinaire de cette couche. Celle-ci est supposée égale à 20%. On tient compte de l'état hydrique de la couche de surface dans la contribution de la transpiration de la végétation dans l'évapotranspiration réelle en la pondérant par l'état de saturation de cette couche.

$$\mathbf{E_s} = (1-\sigma_f) \times \mathbf{Esol} + 0.2 \times \sigma_f \times \mathbf{Eveg} \times \frac{\mathbf{W_s}}{\mathbf{W_{smax}}} \qquad 2.22$$

Où **Eveg** : Transpiration de la végétation (mm/jour).
Esol : Evaporation du sol nu (mm/jour).

II-3-2-4- Evapotranspiration de la couche globale

L'évapotranspiration de la couche globale provient de l'évaporation du sol nu soutirée dans la couche de surface et de la transpiration de la végétation soutirée dans la couche racinaire. Ces grandeurs sont pondérées, de même, par l'indice de couverture végétale.

$$\mathbf{E_s} = (1-\sigma_f) \times \mathbf{Esol} + \sigma_f \times \mathbf{Eveg} \qquad 2.23$$

II-3-3- Production du réservoir sol

Les deux couches de sol produisent une certaine quantité d'eau. Dans le schéma de Deardorff initial, cette production est fonction du seuil de dépassement, $\mathbf{W_{smax}}$ pour la couche de surface et $\mathbf{W_{gmax}}$ pour la couche globale. Cette technique ne semble pas appropriée à la simulation de la vidange des réservoirs qui schématisent le comportement hydrologique des bassins versants. En effet, le calcul par seuil de dépassement a un caractère de "tout ou rien" qui ne correspond pas à l'écoulement continu observé en réalité. Nous aurons donc recours à la relation de production utilisée dans le modèle de Thomas (cf. Chapitre I). L'expression de la variation de stock hydrique de ce modèle permet d'éviter l'apparition brusque de la production calculée par seuil. La relation de Thomas (Equation 1.6) a été modifiée pour tenir compte des valeurs minimales qui limitent les humidités des deux couches du sol. Cette modification n'apparaît sur la représentation de cette relation (Figure I-5) que par

un déplacement de l'origine du zéro à la valeur de l'humidité minimale de la couche concernée.

*) *Calcul par seuil de dépassement*

$$\mathbf{PRn} = \mathbf{MAX}(W_n - W_{n\,min}, 0.) \times \mathbf{dn} \qquad 2.24$$

*) *Calcul par la relation de Thomas*

$$Y_n = W_{n\,min} + \frac{2 \times WE_n \times WX_n}{WE_n + WX_n + \sqrt{(WE_n + WX_n)^2 + 4 \times Thn \times WE_n \times WX_n}} \qquad 2.25$$

Avec $WE_n = W_n - W_{n\,min}$

$WX_n = W_{n\,max} - W_{n\,min}$

$$\mathbf{PRn} = (W_n - Y_n) \times \mathbf{dn} \qquad 2.26$$

Avec W_n : Humidité initiale de la couche concernée (n=s) pour la couche de surface (n=g) pour la couche globale en cm^3/cm^3.

Y_n : Humidité finale de la couche concernée (n=s) pour la couche de surface (n=g) pour la couche globale en cm^3/cm^3.

W_{nmin} : Humidité minimale de la couche concernée (n=s) pour la couche de surface (n=g) pour la couche globale en cm^3/cm^3.

W_{nmax} : Humidité maximale de la couche concernée (n=s) pour la couche de surface (n=g) pour la couche globale cm^3/cm^3.

dn : Epaisseur de la couche de surface (n=s) ou de la couche globale (n=g) en cm.

Thn : Paramètre de la relation de Thomas pour la couche de surface (n=s) ou pour la couche globale (n=g)

PRn : Production de la couche de surface (n=s) ou de la couche globale (n=g) en mm/jour.

La relation de Thomas est appliquée à chaque couche lorsque la pluie qu'elle reçoit est supérieure à son évapotranspiration, sinon la production est nulle. Cette production **(PRn)** sera la production de surface **(PRS)** si l'on fait intervenir les termes relatifs à la couche de surface dans l'équation 2.25 ou la production globale **(PRG)** si l'on y fait intervenir ceux de la couche globale.

Ths et Thg sont des paramètres toujours inférieurs à l'unité. Nous les avons ajoutés au jeu de paramètres à optimiser par le modèle couplé.

La production de la couche de surface **(PRS)** peut ruisseler et ainsi contribuer directement à la production totale du réservoir sol qui est alors la somme de cette production et de celle de la couche globale **(PRG)**. **(PRS)** intervient, dans ce cas, dans l'expression de la variation de l'humidité globale (Equation 2.17) en fonction du temps, qui devient :

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = \frac{(P - E_g - PRS)}{d_g} \qquad 2.27$$

La production de surface **(PRS)** peut, de même, s'infiltrer dans les couches profondes. Elle ne modifie donc pas l'évolution de la couche globale et ne contribue pas directement au calcul de la production totale du réservoir sol.

Le schéma inspiré de celui de "Deardorff" ne simule pas les valeurs exactes des humidités des deux couches de sol. Il reproduit globalement l'évolution temporelle de ces humidités pour des profondeurs qui ne correspondent pas nécessairement à des mesures effectuées au sol. Nous ne pouvons donc recourir aux chroniques de mesures ponctuelles d'humidité disponibles pour évaluer les valeurs maximales pour chaque couche prise en compte dans le modèle. Nous avons donc décidé de joindre l'humidité maximale de chaque couche au jeu de paramètres à optimiser.

II-3-4- Application du modèle à deux couches

Le modèle à deux couches, tel qu'il a été utilisé dans nos recherches, a été simplifié pour s'adapter à notre objectif. Il n'a donc pas été appliqué dans sa forme actuelle à d'autres sites expérimentaux. Par contre, le schéma de "Deardorff", dans sa totalité ou après simplification, a souvent été repris pour différentes applications.

II-3-4-1- Suivi du complexe Sol/Végétation/Atmosphère

Dans le cadre de l'expérience HAPEX-MOBILHY (**H**ydrological **A**tmospheric **EX**periment-**MO**délisation du **BIL**an **HY**drique), Ben Mehrez (1990) a utilisé le schéma de "Deardorff" pour séparer la contribution respective du sol et de la végétation dans l'évapotranspiration.

Cette étude a été menée sur un site de 100x100 km^2, situé dans la région des Landes au Sud-Ouest de la France, pendant une Période d'Observation Intense (POI) de trois mois (7 Mai au 14 Juillet) de l'année 1986. Différentes mesures étaient effectuées :

- humidité du sol sur un profil de 10 à 150 cm, par une sonde à neutrons, deux fois par semaine, sans mesure de conductivité hydraulique et capacité calorifique,
- données caractérisant la végétation (hauteur de la végétation, indice foliaire (LAI) et résistance stomatique) mesurées pendant toute la période,
- données de température de surface mesurées localement par un radiothermomètre.

La paramétrisation du sol nu (humidité à saturation, albédo, rugosité) et de la végétation (résistance stomatique , transpiration) sur les mesures disponibles a permis de conclure à la possibilité, grâce à la description des transferts de masse et d'énergie par le schéma de "Deardorff", de modéliser l'évolution des flux d'énergie de la surface et la résistance à l'évaporation. Cette conclusion est possible pour tous types de surface même partiellement couverts où les différentes composantes (sol-végétation) contribuent à l'évapotranspiration. L'auteur de cette étude (Ben Mehrez, 1990) conclut sur la capacité du schéma de "Deardorff" à exploiter les mesures de différentes provenances : visible et proche infrarouge (LAI), micro-ondes (humidité de surface et diffusivité du sol) et météorologiques (flux atmosphérique).

II-3-4-2- Etat de surface du sol : Humidité et Température

Dans le cadre d'une étude tentant de démontrer la faisabilité de la mesure de l'humidité de surface par hyperfréquences, Soarès (1986) a montré qu'il était possible de simuler l'état de surface du sol, défini par sa température et son humidité.

Cette étude a été réalisée sur le plateau de la Beauce au Sud-Ouest de Paris, sur une parcelle agricole de 6x6 km^2, pendant deux périodes (du 20 Juin au 12 Juillet et du 6 au 29 Septembre). Les données d'humidité du sol étaient effectuées par le radar aéroporté ERASME et par des sondes neutroniques au sol. Elle étaient complétées par les données d'humidité de l'air, d'évapotranspiration réelle (SAMER), de profil vertical de potentiel de succion (tensiomètre) et de profil vertical de flux de chaleur sensible dans la couche limite (SODAR Triple).

Pour simuler l'état de surface du sol, il a fallu ajuster quatre caractéristiques du sol : l'effusion thermique (capacité du sol à stocker la chaleur), la diffusivité, constantes de la formulation de l'évapotranspiration (Equation 2.19) et l'humidité représentative de l'état de la couche racinaire. L'utilisation du schéma de "Deardorff" a alors permis de simuler la température de surface avec une erreur de 0,5 °C et l'humidité de surface avec une erreur de 0,3%. Ces résultats ont été obtenus sur un sol

l'évaporation. Elle a, de même, confirmé les résultats de Taconet et al. (1986) sur l'importance de la caractérisation du couvert végétal dans l'estimation de l'humidité du sol.

Sur le site Finlandais (Sucksdorff et Ottlé, 1990), les résultats étaient moins concluants. Il faut toutefois remarquer que, malgré l'utilisation des images NOAA/AVHRR pour la température de surface et le NDVI, le suivi saisonnier de la végétation et des caractéristiques du sol devrait être complété par plus de données satellitaires et *in situ*. En effet, l'humidité du sol n'a été mesurée, par sondes neutroniques, que deux fois au cours de la période (Juillet, 1988) pendant laquelle l'étude a été effectuée.

II-4- DEMARCHE DE COUPLAGE

La démarche de couplage que nous présentons est basée sur une exploration systématique de toutes les possibilités de couplage que nous avons pu recenser.

Notre objectif est de remplacer la fonction de production de GR3J par le modèle à deux couches, donc de remplacer un réservoir à couche unique par un réservoir sol à deux couches sans modifier la fonction de transfert du modèle GR3J. La production totale du réservoir sol devra donc être répartie entre l'écoulement pseudo-direct **(EPD)** et l'écoulement profond **(EPR)** dans les mêmes proportions que dans le modèle GR3J pour ensuite suivre les deux procédures parallèles avant de rejoindre le débit à l'exutoire. Le problème se situe donc à l'amont de la fonction de transfert. En premier lieu, il réside dans la gestion de la pluie qui diffère d'une approche à l'autre. Il faudra donc définir celle qui s'adapte le mieux au couplage des deux fonctions. Cette recherche forme les première et deuxième étapes de la démarche de couplage. La seconde difficulté provient du calcul de la production totale **(PR)** du réservoir sol. En effet, on calcule bien deux productions, provenant de la couche de surface et de la couche globale, mais leurs contributions respectives dans une production totale convenant au couplage reste à déterminer.

La combinaison des différentes gestions de la pluie et de la production de surface peut être réalisée selon différents cas de figure. La comparaison de toutes les possibilités sur l'ensemble des bassins versants bretons retenus pour notre étude aurait été fastidieuse et longue à réaliser. De plus, ces bassins n'étant pas équipés de matériels de mesure de l'humidité du sol, l'appréciation de la simulation de l'évolution de l'état hydrique du sol, n'aurait pas été possible, nous avons donc procédé à une

non couvert et restent liés à la période sur laquelle les caractéristiques du sol ont été ajustées.

II-3-4-3- Flux d'énergie à la surface du sol

Dans le même cadre que précédemment (état de surface), le schéma de "Deardorff" a été utilisé pour simuler le flux d'énergie à la surface du sol. Soarès et al. (1998) ont montré que l'estimation de l'évaporation et l'humidité globale du sol permettaient une simulation réaliste de ce flux.

La comparaison des valeurs simulées du flux d'énergie avec les mesures effectuées par (SODAR) a donné un coefficient de détermination de 0,84. La méthodologie appliquée est identique à celle de Soarès (1986), à savoir, ajuster les caractéristiques du sol sur les données disponibles pour la région de la Beauce pour la période du 20 au 29 Septembre 1983.

II-3-4-4- Humidité du sol sous couverture végétale dense

Taconet et al. (1986) ont appliqué le schéma de "Deardorff" sur le plateau de la Beauce (site monocultural) en utilisant les données AVHRR pour mesurer la température de surface du sol. La description de la végétation a été ajoutée au système par le biais de ses caractéristiques (hauteur, densité du feuillage et résistance).

Il a alors été possible de simuler l'humidité globale du sol avec une incertitude de $\pm 0{,}001$ cm^3/cm^3 pour un sol relativement sec ($0{,}12<$humidité globale$<0{,}20$) et avec une incertitude de $\pm 0{,}03$ cm^3/cm^3 pour un sol humide ($0{,}20<$humidité globale$<0{,}30$).

Cette étude a, de même, mis en évidence l'importance de la représentation de la couverture végétale dans la simulation de l'humidité du sol.

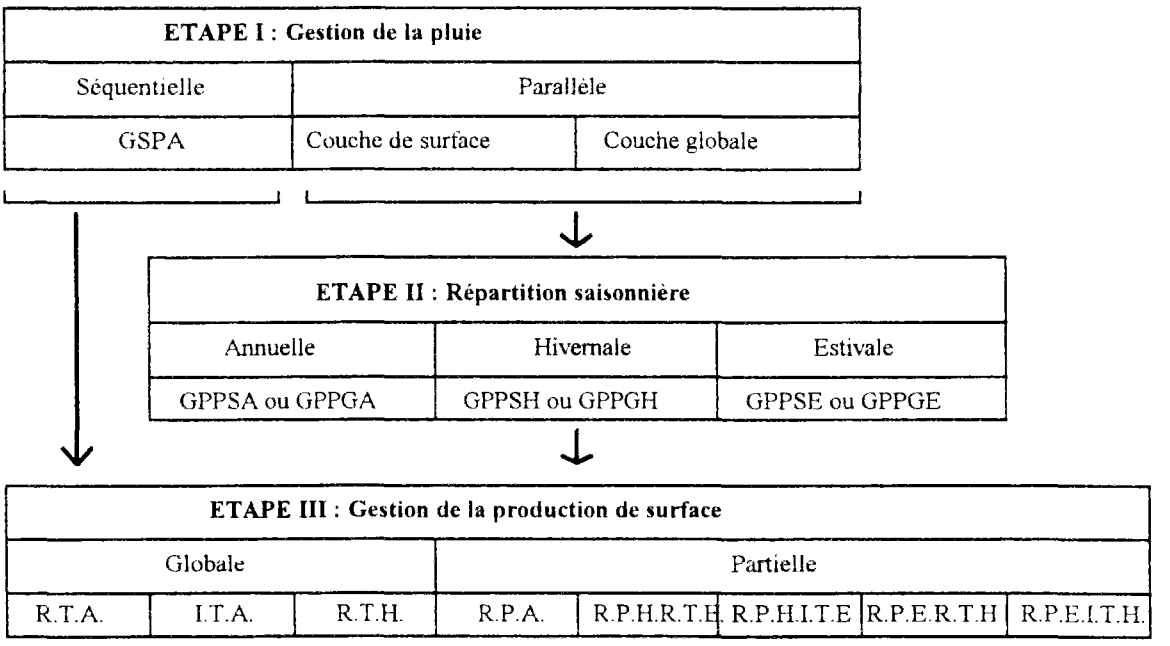
II-3-4-5- Bilan hydrique et énergétique

La simulation simultanée du bilan hydrique et énergétique de la surface a été tentée sur deux sites : le site de l'expérience HAPEX-MOBILHY (France) et le bassin de la rivière Eurojoki (Finlande).

Dans le premier cas (Ottlé et al., 1989), l'étude a conclu à la possibilité de simuler ces deux bilans par le biais de la simulation de la résistance du sol à

première mise au point sur le BVRE de l'Orgeval. La validation du schéma de couplage sera ensuite effectuée sur les bassins versants bretons.

Nous décrivons, dans cette partie, la démarche de couplage adoptée (Fig. II-9). Le détail de toutes les possibilités sont dans l'annexe II..



GSPA : Gestion Séquentielle de la Pluie-Annuelle.
GPPSH : Gestion Parallèle de la Pluie-couche de Surface-Hivernale
GPPSE : Gestion Parallèle de la Pluie-couche de Surface-Estivale
GPPGH : Gestion Parallèle de la Pluie-couche Globale-Hivernale
GPPGE : Gestion Parallèle de la Pluie-couche Globale-Estivale
R.T.A. : Ruissellement Total Annuel.
I.T.A. : Infiltration Totale Annuelle.
R.T.H.,I.T.E. : Ruissellement Total Hivernal; Infiltration Totale Estivale.
R.P.A. : Ruissellement Partiel Annuel; Infiltration Partielle Annuelle.
R.P.H.R.T.E. : Ruissellement Partiel Hivernal, Ruissellement Total Estival.
R.P.H.I.T.E. : Ruissellement Partiel Hivernal, Infiltration Totale Estivale.
R.P.E.R.T.H. : Ruissellement Partiel Estival, Ruissellement Total Hivernal.
R.P.E.I.T.H. : Ruissellement Partiel Estival, Infiltration Totale Hivernale.

Figure II-9 : Organigramme de la démarche de couplage.

II-4-1- Etape I : Gestion de la pluie

Dans le schéma de "Deardorff", le réservoir sol à deux couches est soumis à toute la pluie. La production de ce réservoir est ensuite transférée vers l'exutoire. Les traitements se font donc en série. Cette approche est désignée par les termes de ***"gestion séquentielle de la pluie"***. Par contre, dans le modèle GR3J, le réservoir sol à

couche unique est alimenté par une fraction de la pluie qui dépend de son état de remplissage. La fraction restante est, elle, transférée vers l'exutoire par l'intermédiaire de la fonction de transfert. Les traitements se font donc en parallèle. Cette approche est désignée sous les termes de *"gestion parallèle de la pluie"*. Pour l'application de cette gestion au couplage, nous sommes confrontés à deux hypothèses qui correspondent à la présence de deux couches dans le réservoir sol.

Cas (1) : La couche de surface du modèle à deux couches peut être comparée au réservoir (S) du modèle GR3J. Nous pouvons alors considérer le cas où cette couche n'est soumise qu'à une fraction de la pluie qui dépend de son état de remplissage. La couche globale, par contre, sera soumise à la totalité de cette pluie. Cette possibilité peut être interprétée par le fait que l'état de saturation de la couche de surface gère la quantité de pluie qui va effectivement intervenir dans l'évolution de son humidité. En effet, si la couche de surface tend vers la saturation, elle n'utilisera qu'une fraction de la pluie. La fraction restante traversera donc l'épaisseur de cette couche sans avoir d'effet sur son état hydrique.

Cas (2) : Toutefois, de même que la gestion parallèle de la pluie est appliquée dans le modèle GR3J à tout le réservoir sol, il nous a semblé nécessaire de tester ce mode de gestion pour les deux couches du réservoir sol considéré. L'interprétation du cas précédent peut être transposée à tout le réservoir sol. En fait, elle peut être expliquée par les changements de structure que subit le sol (fermeture des pores, cohésion de particules, limitation de l'infiltration,...) lorsque son état tend vers la saturation.

Pour la gestion parallèle de la pluie, la répartition entre la fonction de production et la fonction de transfert dépend de l'état hydrique des deux couches du réservoir sol. Pour établir la formulation de la fraction α de la pluie qui alimente le réservoir sol, nous nous sommes inspirés de la formulation du modèle GR3J. Nous avons utilisé une pondération X_α, optimisée par le modèle couplé, de l'état de saturation des deux couches du sol afin de tenir compte de leur contribution respective dans cette répartition. La fraction α est décrite par la formule suivante :

$$\alpha = (1 - X_\alpha) \times (W_s / W_{s\,max})^2 + X_\alpha \times (W_g / W_{g\,max})^2 \qquad 2.28$$

La première étape de cette démarche de couplage est donc constituée de trois groupes :

Groupe I : Gestion séquentielle de la pluie;
Groupe II : Gestion parallèle de la pluie pour la couche de surface:
Groupe III : Gestion parallèle de la pluie pour les deux couches du sol.

II-4-2- Etape II : Gestion saisonnière de la pluie

La gestion parallèle de la pluie peut être saisonnière. Cette saisonnalité n'a pas été abordée par le modèle GR3J puisque sa mise au point n'a pas envisagé d'autre solution pour la gestion de la pluie (Edijatno, 1991). Toutefois, comme l'évolution de l'humidité du sol est très liée aux saisons, nous avons testé cette possibilité. La deuxième étape de cette démarche de couplage est donc constituée de trois cas :

Cas (1) : Dans ce premier cas, on a une gestion parallèle de la pluie, utilisée pendant toute l'année pour le couplage, dite "annuelle", donc indépendante de la saison.

Cas (2) : La gestion parallèle de la pluie est appliquée en hiver, elle est dite "hivernale". La gestion de la pluie est séquentielle en été.

Cas (3) : Ce cas est l'inverse du précédent. La gestion parallèle de la pluie est appliquée en été. elle est dite "estivale". En hiver, c'est la gestion séquentielle qui est utilisée.

La saison dite "été" est la saison sèche comprise entre le 1er Mai et le 1er Octobre de chaque année.

II-4-3- Etape III : Gestion de la production de surface

La troisième étape de notre démarche de couplage concerne la gestion de la production de surface (**PRS**). Celle-ci peut suivre deux cheminements différents. Elle peut ruisseler directement (**RTA**) et quitter ainsi le réservoir sol. Elle est alors considérée comme un ruissellement superficiel qui ne recharge par les couches inférieures du sol. Elle peut aussi s'infiltrer vers les couches plus profondes pour les recharger (**ITA**).

Ces deux cheminements peuvent concerner la totalité de la production de surface. On parle alors de ***"gestion globale de la production de surface"***. Celle-ci peut être saisonnière. Elle ruisselle alors pendant la saison de l'hiver (**RTH**) et s'infiltre en été (**ITE**). Ceci peut être dû à l'état du sol qui, lorsque son état hydrique approche de la saturation comme tel est le cas en hiver, favorise le ruissellement superficiel par rapport à l'infiltration verticale de l'eau vers les couches plus profondes.

Lorsque ces deux cheminements sont simultanés, c'est à dire qu'ils s'appliquent tous deux à une fraction de la production de surface, on parle de ***"gestion partielle de la production de surface"***. On considère alors que l'apparition du ruissellement et/ou de l'infiltration est en fait une fonction de l'état hydrique des deux couches du sol.

La gestion partielle de la production de surface peut être saisonnière et combinée avec une gestion totale. Nous distinguons donc trois cas :

Cas (1) : Le premier cas est celui où cette gestion partielle apparaît pendant toute l'année. Elle est dite "annuelle" **(RPA ou IPA)**.

Cas (2) : Le second cas est celui où la gestion partielle de la production de surface est appliquée en hiver. Elle est "hivernale". Elle peut être combinée, en été, avec un ruissellement total **(RPHRTE)** ou avec une infiltration totale **(RPHITE).**

Cas (3) : Le troisième cas, inverse du précédent, est celui où la gestion partielle a lieu en été. Elle est "estivale". En hiver, on peut envisager un ruissellement total **(RPERTH)** ou une infiltration totale **(RPEITH)**.

Les procédures de la gestion de la production de surface ont ensuite été couplées aux procédures de la gestion de la pluie. Nous avons obtenu un ensemble de huit schémas de couplage pour chacun des trois groupes de gestion de la pluie.

Nous retiendrons, pour chacun de ces groupes, le schéma de couplage le plus performant. La comparaison des schémas de couplage finaux ainsi obtenus nous permettra de choisir celui qui conviendra le mieux à notre objectif.

L'appréciation de la simulation des débits obtenus par ces schémas est faite avec les mêmes critères numériques que ceux du modèle GR3J pour les mêmes périodes de calage et de contrôle. Nous nous référerons aux résultats de ce modèle pour apprécier l'apport de l'introduction de l'état hydrique. Pour la simulation des humidités du sol, nous n'avons pas utilisé les mêmes critères (Nash et erreur de bilan). En effet, l'absence de mesures de l'humidité du sol sur la majorité des bassins versants ruraux, comme c'est le cas pour les bassins versants bretons, limiterait l'utilisation ultérieure du modèle couplé. L'appréciation de la qualité de la simulation des humidités est donc extérieure au modèle pour ne pas restreindre son fonctionnement au pas de temps des données d'humidité du sol.

Le modèle couplé mis au point est destiné à l'utilisation des données d'humidité du sol obtenues par télédétection spatiale (mesure radar). Toutefois, les données n'étant pas encore disponibles et exploitables, nous avons eu recours aux mesures ponctuelles d'humidité du sol provenant de la parcelle expérimentale de Boissy-le-Châtel. Les caractéristiques hydrodynamiques de cette parcelle sont différentes de celles de l'ensemble du bassin versant de l'Orgeval. En effet, cette parcelle fait partie d'un site expérimental de la base hydrologique du bassin. Elle ne subit jamais de travail du sol

et comporte un gazon permanent régulièrement coupé. Les humidités mesurées sont donc considérées comme indicatrices de la variation de l'humidité moyenne du bassin et non comme des valeurs exactes à reconstituer. Les mesures sont effectuées avec une sonde neutronique qui enregistre les valeurs d'humidité pour un profil de 305 cm de profondeur avec un pas de 10 cm à partir de 15 cm (limitation de la méthode). Chaque valeur est représentative de l'humidité volumique d'une couche de 10 cm d'épaisseur (5 cm de part et d'autre du point de mesure).

Nous avons corrélé les humidités de surface simulées avec les humidités moyennes mesurées à 15 cm de la surface du sol et représentatives de la couche 0-20 cm. Par contre, nous avons corrélé les humidités globales simulées avec les humidités moyennes mesurées sur une épaisseur de 120 cm (moyenne des humidités volumiques mesurées sur chaque intervalle jusqu'à cette profondeur). Nous avons utilisé cette profondeur car elle correspond à la profondeur fictive de la couche racinaire considérée par le modèle à deux couches.

Ces corrélations permettront d'apprécier l'aptitude de la fonction de production mise au point, à simuler l'évolution des humidités du sol.

Pour le schéma de couplage définitif retenu, nous effectuerons ensuite des corrélations avec les humidités moyennes mesurées pour des épaisseurs différentes.

II-5- CONCLUSION

Il est à remarquer que cette démarche a été établie au fur et à mesure que l'on recherchait des solutions aux différents problèmes posés. Nous l'avons présentée sous une forme permettant de faciliter la compréhension de la mise au point du modèle couplé final et permettant ainsi de mieux saisir les difficultés rencontrées pour rendre compatibles deux approches très éloignées l'une de l'autre, approche physique et approche conceptuelle, faisant intervenir des relations et des définitions différentes pour traduire des phénomènes identiques. En fonction des résultats obtenus pour chaque schéma de couplage, nous avons tenté de trouver une interprétation logique de la procédure adoptée. Toutefois, certains schémas dont la procédure, trop complexe, ne donnait pas de résultats assez concluants, ont été abandonnés en faveur de procédures plus simples et donc plus appropriées à la mise au point d'un modèle conceptuel n'ayant qu'un nombre réduit de paramètres.

CHAPITRE III

MISE AU POINT DU COUPLAGE

CHAPITRE III

MISE AU POINT DU COUPLAGE

III-1- INTRODUCTION

Nous présentons, ici, les résultats des schémas de couplage obtenus par la démarche de couplage décrite précedemment (cf. Chapitre II).

La première partie "MISE AU POINT DU COUPLAGE" de ce chapitre présente la première étape de la mise au point. Pour chaque schéma de couplage des trois groupes de gestion de la pluie, nous avons procédé à l'analyse des critères obtenus pour la simulation des débits et de l'état hydrique du sol. Nous avons sélectionné, pour chacun de ces groupes, le ou les schémas de couplage les plus performants ce qui, finalement, nous a permis de retenir celui dont l'aptitude semble la plus prometteuse vis-à-vis de la modélisation du comportement hydrologique du bassin versant. Notre objectif étant de prendre en compte l'état hydrique du sol dans la simulation des débits pour en améliorer la qualité, l'aptitude du schéma de couplage à reproduire les débits sera notre principal souci. L'appréciation simultanée de la simulation de l'état hydrique du sol permettra dans un deuxième temps de faire évoluer la mise au point du couplage.

La seconde partie "MISE AU POINT FINALE DU MODELE COUPLE" présente la dernière étape de la mise au point. Nous avons tenté de simplifier le fonctionnement du modèle couplé en sauvegardant ses capacités de simulation du débit et de l'état hydrique du sol. En premier lieu, cette seconde étape a été effectuée sur le BVRE de l'Orgeval. Elle a ensuite été validée sur le BVRE du Naizin où la capacité du modèle à reproduire l'état hydrique du sol a pu être partiellement appréciée. L'aptitude du schéma de couplage retenu à simuler les débits sur les bassins versants bretons a finalement permis de conclure cette mise au point finale du couplage.

III-2- FONCTIONNEMENT DES SCHEMAS DE COUPLAGE

La méthodologie de couplage a été présentée dans le chapitre II. Toutefois, nous résumons ici les hypothèses générales de fonctionnement des schémas de couplage. La démarche est commune aux trois groupes de gestion de la pluie (gestion séquentielle, parallèle pour la couche de surface ou parallèle pour la couche globale).

III-2-1- Lien entre la fonction de production et la fonction de transfert

Pour faire fonctionner le modèle, nous avons dû ajuster le lien entre la fonction de production et la fonction de transfert.

En effet, dans le modèle GR3J, les fonctions de production et de transfert sont en parallèles. Au sein de la quantité transférée, on distingue deux types d'écoulement: ***"l'écoulement pseudo-direct"*** qui est formé d'une fraction fixe de 10% et ***"l'écoulement profond"*** formé de la fraction restante (90%).

Par contre, dans le modèle à deux couches, ces deux types d'écoulement sont reliés à la production respective de chaque couche formant le réservoir sol. Le ruissellement superficiel est représenté par la production de surface, tandis que l'écoulement profond est rattaché à la production de la couche globale.

La logique des deux approches diffère par le fait que le modèle GR3J gère ces deux écoulements comme des fractions fixes d'une quantité d'écoulement total disponible au transfert tandis que le modèle à deux couches les différencie a priori. Il n'est pas sûr que ce que ce modèle entend par ***"ruissellement superficiel"*** et ***"production globale"*** corresponde bien aux désignations du modèle GR3J. Pour vérifier la concordance entre ces écoulements, deux hypothèses peuvent être posées :

Hypothèse (1) : On reprend l'hypothèse du modèle à deux couches qui considère que la production de surface correspond à l'écoulement superficiel, tandis que la production globale correspond à l'écoulement profond.

Hypothèse (2) : On reprend l'hypothèse du modèle hydrologique de base GR3J qui répartit la totalité de l'écoulement disponible pour le transfert, donc, dans le cas du modèle à deux couches, la somme de la production de surface et de la production globale, entre l'écoulement pseudo-direct et l'écoulement profond. Nous reprendrons, ici, la fraction utilisée dans le modèle GR3J, à savoir, 10% de la production totale est attribuée à l'écoulement pseudo-direct et 90% à l'écoulement profond.

L'hypothèse **(1)** ne peut être testée que lorsque la production de surface ruisselle, donc que sa contribution à la production totale du réservoir peut être dissociée de celle de la couche globale. Elle suppose donc que l'écoulement pseudo-direct peut disparaître lorsque la production de surface s'infiltre vers les couches plus profondes ou lorsque la précipitation est insuffisante pour cette production de surface. La présence de cet écoulement pseudo-direct étant nécessaire pour la fonction de transfert, l'hypothèse **(1)** a donc été abandonnée au profit de l'hypothèse **(2)** qui est plus générale et moins restrictive.

III-2-2- Paramètres des schémas de couplage

Le nombre de paramètres à optimiser par le modèle couplé sera différent selon :
- que l'on a une gestion parallèle ou séquentielle de la pluie,
- que l'on suppose une existence simultanée du ruissellement et de l'infiltration (gestion partielle) de la production de surface,
- ou que l'on fait intervenir le seuil de dépassement ou la relation de Thomas pour le calcul de la production du réservoir sol.

Les cinq premiers paramètres, parmi ceux que nous citons, sont communs à tous les schémas de couplage.

-A8 : Pseudo-diffusivité des échanges entre les couches du réservoir (Eq. 2.18).
-W_{smax} : Humidité maximale de la couche de surface
-W_{gmax} : Humidité maximale de la couche globale
-C : Paramètre de durée des hydrogrammes unitaires en amont du transfert.
-B : Pseudo-capacité maximale à un jour du réservoir gravitaire.
-Ths : Paramètre de la relation de Thomas appliquée à la production de surface
-Thg : Paramètre de la relation de Thomas appliquée à la production globale.
-X_α : Paramètre de la gestion parallèle de la pluie (Eq. 2.28)
-X_β : Paramètre de la gestion partielle de la production de surface

III-2-3- Données de fonctionnement du modèle couplé

Ces données sont nécessaires au fonctionnement et à l'appréciation numérique de tous les schémas de couplage testés.

III-2-3-1- Données d'entrée

Les données d'entrée que nécessite le fonctionnement du modèle couplé sont :

* ***Les pluies journalières*** observées sur le bassin versant traité. Pour le BVRE de l'Orgeval, le poste choisi est le poste P28 situé prés de l'exutoire du bassin. Les pluies observées sur le BVRE du Naizin sont la combinaison des mesures effectuées par trois pluviomètres répartis sur l'ensemble du bassin versant. Pour les bassins versants bretons, une pondération entre plusieurs stations environnantes a renseigné sur la pluviométrie de chacun d'eux. De même que pour le modèle GR3J, les pluies ont été majorées de 5%.

* ***Les évapotranspirations potentielles*** Penman décadaires datées observées sur la station météorologique la plus proche du bassin versant traité. La station du Bourget nous a fourni les ETP nécessaires pour la modélisation sur le BVRE de l'Orgeval. Ces ETP décadaires sont transformées en ETP journalières par une simple division par le nombre de jours de la décade concernée. Les ETP sont ensuite réduites en ETR en différenciant l'évaporation du sol nu de la transpiration de la végétation en utilisant la méthode présentée pour le modèle à deux couches dans le chapitre II. Pour les bassins versants bretons, y compris le BVRE du Naizin, nous avons dû utiliser les ETP décadaires interannuelles car le ETP décadaires datées ne sont pas disponibles actuellement.

III-2-3-2- Données de contrôle

Le modèle couplé simule trois sorties journalières :

* ***Les débits journaliers*** qui sont comparés à des débits observés à la station de jaugeage située à l'exutoire du bassin versant

* ***Les humidités de surface*** qui sont corrélées avec des humidités moyennes mesurées pour une épaisseur de 20 cm pour le BVRE de l'Orgeval et pour une épaisseur de 10 cm pour le BVRE du Naizin.

* ***Les humidités globales*** qui sont corrélées avec des humidités mesurées moyennes pour une épaisseur de 120 cm pour le BVRE de l'Orgeval et pour une épaisseur de 90 cm pour le BVRE du Naizin.

III-3- MISE AU POINT DU COUPLAGE

Les critères numériques d'évaluation de la simulation des débits sont identiques à ceux utilisés pour le modèle GR3J (critère de Nash et erreur de bilan). Nous y avons joint la corrélation linéaire des humidités simulées par le modèle couplé avec les humidités ponctuelles moyennes mesurées et correspondant aux mêmes épaisseurs

des couches du sol. Il est à retenir que ces mesures étant ponctuelles et donc pas forcément représentatives du bassin dans sa globalité, c'est l'évolution temporelle des humidités mesurées que l'on s'efforcera de reproduire et non les variations exactes en amplitude liées à cette évolution.

Cette mise au point est structurée en trois parties en fonction des groupes de schémas de couplage. Pour chacun de ces schémas, plusieurs versions ont été testées. Ces versions sont présentées en même temps que le fonctionnement des schémas. Les détails des résultats numériques de la simulation des débits et de la simulation de l'état hydrique du sol, ainsi que les graphiques de comparaison correspondants, sont réunis dans l'annexe II.

III-3-1- Groupe I : Gestion Séquentielle de la Pluie

Cette partie présente les résultats numériques de la simulation des débits et de l'état hydrique du sol obtenus lorsque l'on suppose une gestion séquentielle de la pluie.

III-3-1-1- Gestion globale de la production de surface

L'évolution de l'humidité de la couche de surface reste inchangée quelque soit le cheminement suivi par la production de surface **(PRS)**. Elle est décrite par l'équation suivante :

$$\frac{\partial W_s}{\partial t} = \frac{(P - E_s)}{d_s} - CW \qquad 3.1$$

Par contre, l'évolution de l'humidité de la couche globale diffère selon que la production de surface ruisselle pendant toute l'année *"SHEM1"*, s'infiltre pendant toute l'année *"SHEM2"* ou ruisselle en hiver et s'infiltre en été *"SHEM3"*. La formulation de cette évolution sera donc :

- pour le *"SHEM1"* : $\frac{\partial W_g}{\partial t} = \frac{(P - E_g - PRS)}{d_g}$ 3.2

- pour le *"SHEM1"* : $\frac{\partial W_g}{\partial t} = \frac{(P - E_g)}{d_g}$ 3.3

- pour le *"SHEM3"*, on utilisera l'équation 3.2 en hiver et l'équation 3.3 en été.

La production totale du réservoir sol **(PR)** est constituée de la production globale **(PRG)** à laquelle s'ajoute la production de la couche de surface **(PRS)** lorsque

la gestion de celle-ci le permet (ruissellement). Les différents termes à transférer sont ensuite obtenus par l'application des fractions d'écoulement pseudo-direct (10%) et d'écoulement profond (90%) à cette production totale **(PR)**.

Afin d'apprécier l'intérêt de l'utilisation de la relation de Thomas. ces trois schémas ont été testé avec cinq variantes selon que la production de surface et/ou la production globale est calculée par le seuil de dépassement ou par la relation de Thomas.

Variante 1 : Seuil de dépassement pour la production de surface
Seuil de dépassement pour la production globale.
Variante 2 : Relation de Thomas pour la production de surface
Seuil de dépassement pour la production globale.
Variante 3 : Seuil de dépassement pour la production de surface
Relation de Thomas pour la production globale.
Variante 4 : Relation de Thomas pour la production de surface
Relation de Thomas pour la production globale.
Variante 5 : Relation de Thomas identique pour les deux productions

III-3-1-1-1- Simulation des débits

Pour la période de calage (1988-1989 avec 1987 pour mise en route), les critères numériques de la simulation des débits obtenus pour les cinq variantes de ces trois schémas de couplage sont réunis dans le tableau III-1.

Tableau III-1:Groupe I-Gestion globale de PRS-Débit-Calage 88-89

Variantes	***"SHEM1"***		***"SHEM2"***		***"SHEM3"***	
	Nash (%)	**E.B. (%)**	**Nash (%)**	**E.B. (%)**	**Nash (%)**	**E.B. (%)**
Variante 1	80,9	3,5	80,5	3,7	81,2	6,5
Variante 2	82,5	4,8	81,9	4,4	81,2	6,6
Variante 3	80,9	3,6	80,5	3,6	81,2	6,6
Variante 4	82,7	4,2	81,9	4,7	81,2	6,6
Variante 5	82,4	4,6	81,9	4,5	81,2	6,5

Les critères de Nash ont des valeurs supérieures à 80% pour toutes les variantes des schémas. La simulation des débits apparaît donc satisfaisante ce qui est confirmé pour chaque version testée. par la chronique des débits simulés et observés. Nous présentons (Figure III-1), à titre d'exemple, les résultats de la variante ***"SHEM1-4"*** pour la première année de calage 1988. On peut remarquer que les pointes de crues

ainsi que les décrues sont bien reconstituées. Par contre, les petites crues d'automne ne sont toujours pas bien reproduites.

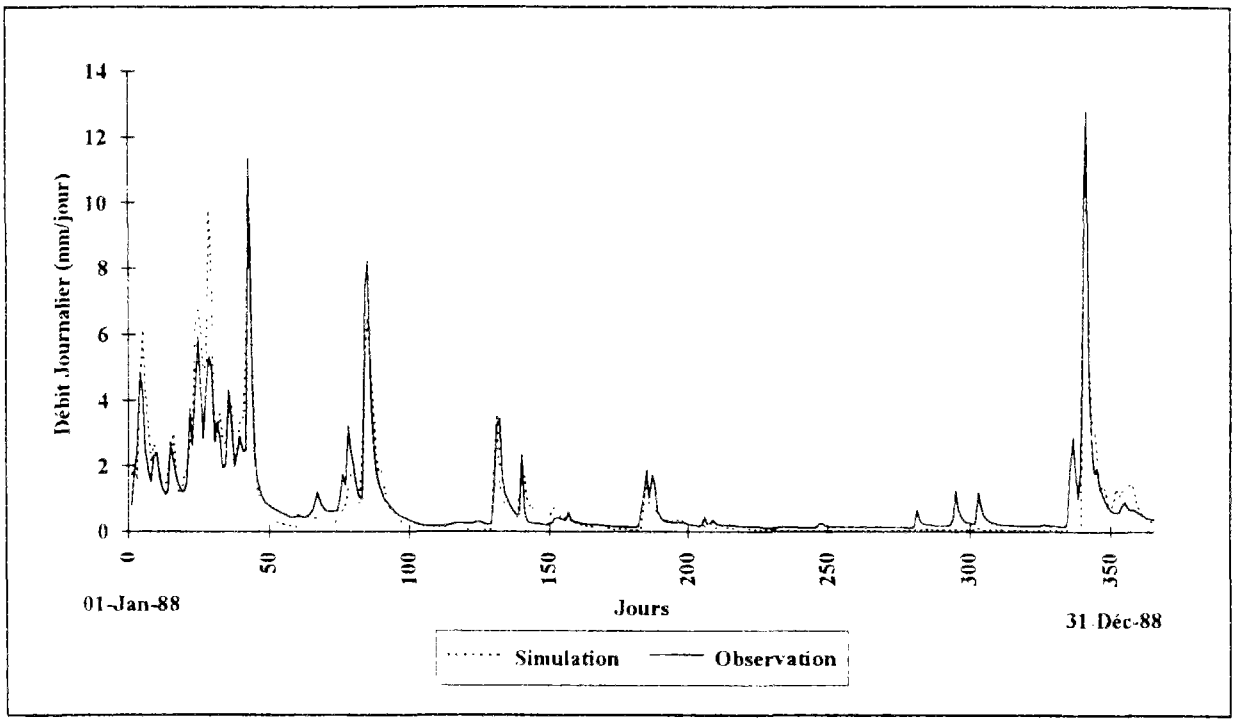


Figure III-1 : Simulation des débits par le schéma de couplage "SHEM1-4" Période de calage-Année 1988.

Pour le schéma de couplage ***"SHEM1"***, l'introduction de la relation de Thomas pour le calcul des productions améliore le critère de Nash. Il passe de 80,9%, pour un calcul par seuil, à 81,3% lorsque la relation de Thomas est appliquée au calcul de la production de surface. Cette amélioration assez faible est néammoins perceptible, et semble avoir plus d'influence sur la simulation des débits lorsque la relation de Thomas est appliquée au calcul de la production globale. Dans ce cas, en effet, le critère de Nash augmente de 1,6%. L'utilisation de cette relation simultanément pour la production de surface et la production globale n'augmente pas cette amélioration que ce soit avec un paramètre différent ou identique pour chaque production.

Pour le schéma de couplage ***"SHEM2"***, l'introduction de la relation de Thomas pour le calcul de la production de surface a une influence très faible sinon nulle sur la simulation des débits. Cela est probablement dû au fait que les débits sont essentiellement reliés à la production globale qui contient implicitement la contribution de la production de surface. D'ailleurs, l'influence de la relation de Thomas (+1,5%) quoique assez faible apparaît mieux lorsqu'elle est utilisée pour le calcul de la production globale.

Pour le schéma de couplage *"SHEM3"*, la simulation des débits n'est pas influencée par l'utilisation de la relation de Thomas. La gestion de la production de surface étant saisonnière, l'influence de cette relation ne peut être localisée.

Les jeux de paramètres optimisés pour ces schémas de couplage ont été transposés pour la période de contrôle (1990-1991 avec 1989 pour la mise en route). L'inconvénient majeur qui semble imposer de revoir la mise en oeuvre du couplage, est le fait que les résultats numériques obtenus lors de l'optimisation de ces paramètres ne se confirment pas lorsqu'ils sont transposés sur la période de contrôle. Cette transposition étant une condition nécessaire pour juger de la qualité d'un modèle hydrologique, la modification du couplage des deux modèles est essentielle. Afin de trouver une explication à la non transposabilité de ce schéma, nous nous sommes basés sur la simulation de l'état hydrique du sol.

III-3-1-1-2- Simulation de l'état hydrique du sol

Les coefficients de corrélation calculés entre les valeurs simulées et mesurées pour l'humidité de surface $R(W_s)$ et l'humidité globale $R(W_g)$ pour les trois schémas de couplage de cette étape sont présentés dans le tableau III-2.

Tableau III-2 : Groupe I-Gestion globale de PRS-Etat hydrique du sol-Calage 88-89

Variantes	*"SHEM1"*		*"SHEM2"*		*"SHEM3"*	
	$R(W_s)$	**$R(W_g)$**	**$R(W_s)$**	**$R(W_g)$**	**$R(W_s)$**	**$R(W_g)$**
Variante 1	0,26	0,97	0,37	0,97	0,84	0,96
Variante 2	0,29	0,97	0,43	0,96	0,84	0,96
Variante 3	0,26	0,97	0,37	0,97	0,84	0,96
Variante 4	0,26	0,96	0,45	0,96	0,84	0,96
Variante 5	0,26	0,97	0,43	0,96	0,84	0,96

L'appréciation de la simulation de l'état hydrique du sol s'appuie également sur la comparaison graphique des humidités relatives simulées et mesurées pour chaque couche de sol. L'humidité relative est prise dans le sens d'un "taux" de saturation puisqu'elle est égale à la valeur de l'humidité volumique rapportée à sa valeur maximale. Elle permet de mieux appréhender la simulation de l'état hydrique car elle permet de s'affranchir de l'interprétation physique des valeurs maximales optimisées par chaque couche.

a) Simulation de l'humidité de la couche globale : La corrélation linéaire des humidités globales simulées par ces schémas avec les humidités ponctuelles

mesurées pour une épaisseur de 120 cm est de l'ordre de 0,96 pour toutes les versions testées. Elle est donc très significative et montre que la simulation de l'évolution de l'état hydrique de cette couche est accessible au modèle.

En comparant les simulations du schéma de couplage ***"SHEM1-4"*** (meilleur critère de Nash en calage), nous avons constaté que les évolution respectives des humidités relatives simulées et mesurées sont similaires, avec toutefois, des amplitudes différentes (Figure III-2). Nous pouvons, de même, constater une désaturation continue de la couche globale. Il est donc possible que la production globale qui devient alors très faible soit la cause de l'incapacité de ce schéma à simuler les débits de la période de contrôle.

L'évolution de l'humidité relative globale simulée par le schéma ***"SHEM2-4"*** (meilleur critère de Nash en calage) est proche de celle des humidités mesurées (Figure III-3). La désaturation est toujours apparente mais il apparaît que l'infiltration a permis de réduire légèrement l'écart entre les valeurs simulées et mesurées pendant la période sèche de l'année. L'hypothèse de l'infiltration de la production de surface ne semble donc pas être suffisante pour expliquer cette désaturation.

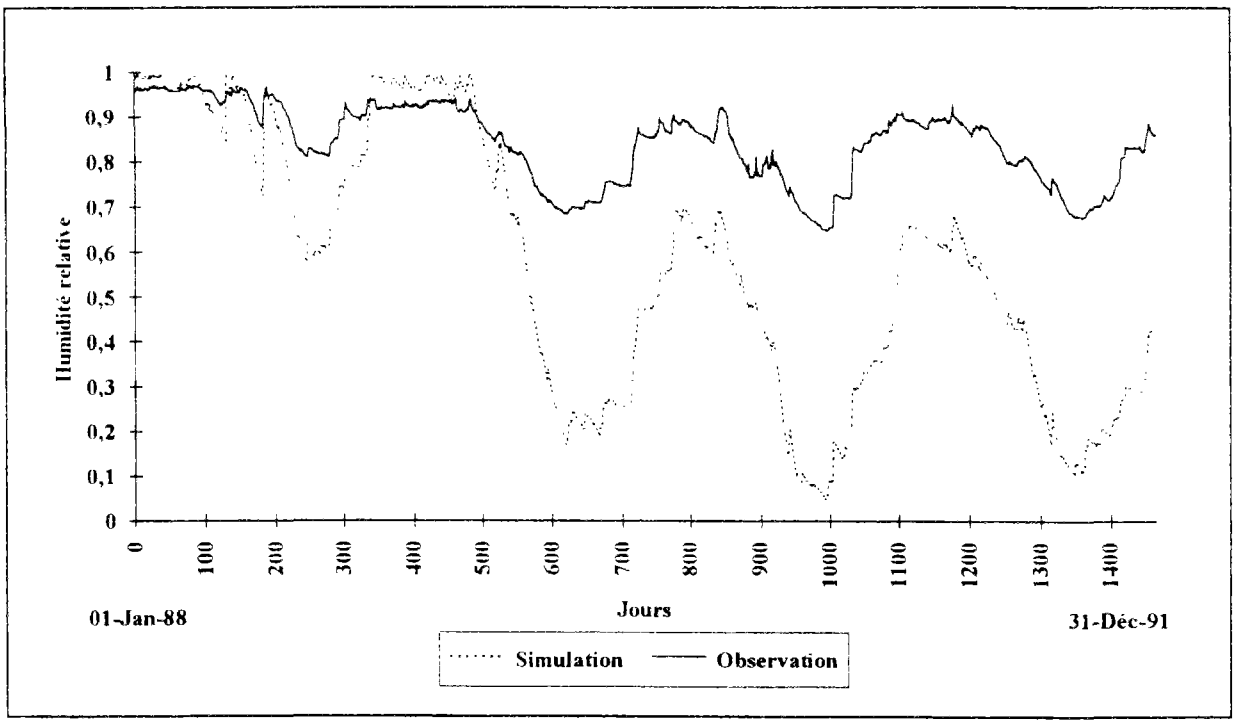


*Figure III-2 : Simulation des humidités globales par le schéma **"SHEM1-4"**. Périodes de calage et de contrôle-Années 1988-1991.*

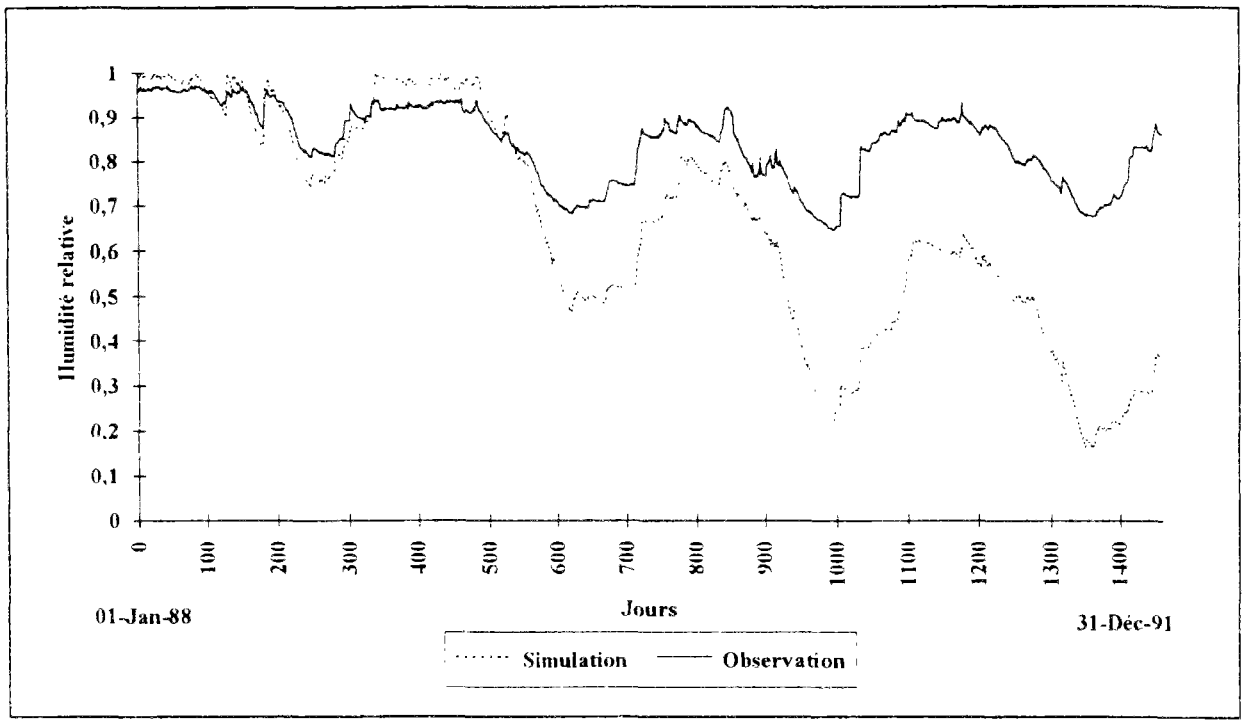


Figure III-3 : Simulation des humidités globales par le schéma "SHEM2-4". Périodes de calage et de contrôle-Années 1988-1991.

La corrélation des humidités globales simulées par le schéma *"SHEM3"* qui combine les deux cheminements de la production de surface ne résout pas le problème de la désaturation de la couche globale.

b) Simulation de l'humidité de la couche de surface : L'évolution de l'état hydrique de cette couche semble être plus délicate à simuler par le modèle.

En effet, la corrélation des humidités de surface relatives simulées avec les humidités ponctuelles mesurées sur 20 cm reste peu significative même si elle s'améliore légèrement entre le schéma *"SHEM1"* et *"SHEM2"* (0,26→0,45). Par contre, même si elle devient significative pour le schéma *"SHEM3"* (0,45→0,84), la comparaison des simulations de la période de calage avec les mesures (Figure III-4) montre que les humidités de surface sont très fluctuantes. Elles oscillent autour de la moyenne mesurée, ce qui explique le coefficient supérieur à 0,8 de la corrélation linéaire. Ces fluctuations se retrouvent aussi pendant la période de contrôle. Cette amélioration n'est pas suffisante mais elle est assez encourageante pour penser que la simulation de l'humidité de cette couche n'est pas impossible.

Conclusion : Le problème de la non-transposabilité des paramètres de la période de calage (1988-1989) vers celle de contrôle (1990-1991) ne permet pas de retenir un de ces schémas pour la modélisation du comportement hydrologique du bassin versant.

Par contre, l'étude de la simulation de l'état hydrique du sol a montré que la gestion globale de la production de surface ne semble pas être suffisante pour résoudre le problème de la désaturation continue de la couche globale. Nous avons donc le choix entre une gestion partielle ou saisonnière de la production de surface.

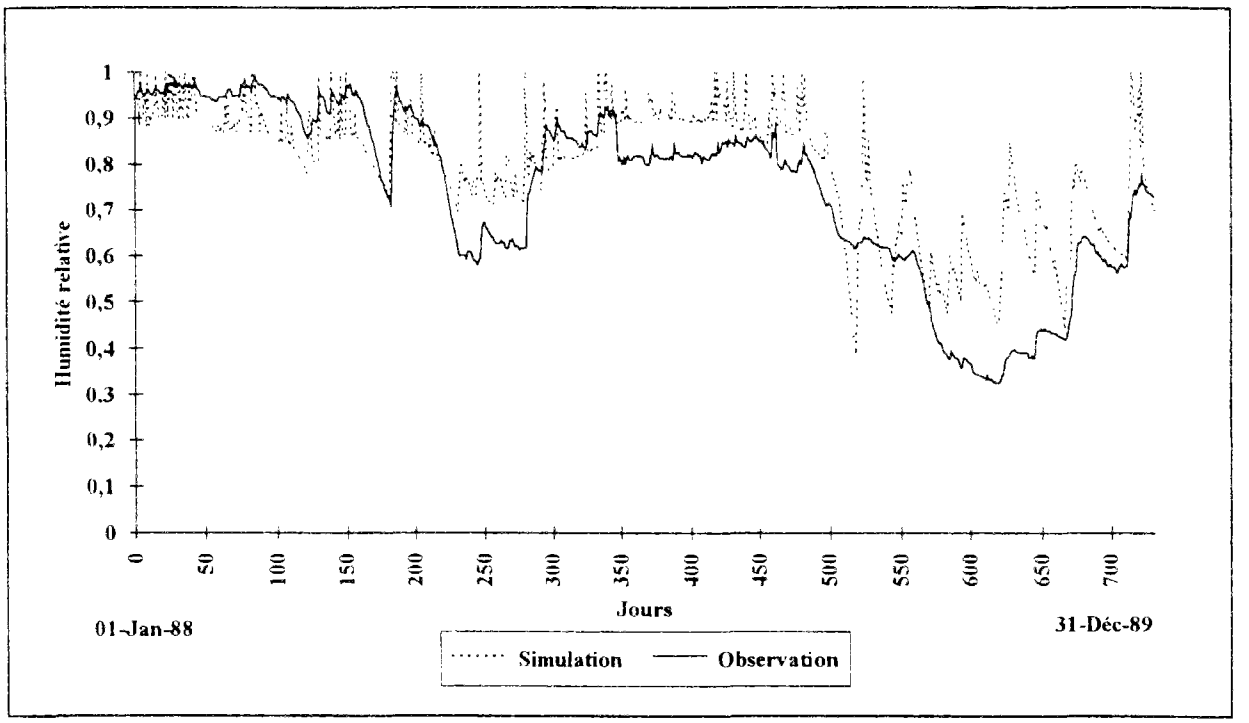


*Figure III-4 : Simulation des humidités de surface du schéma "**SHEM3-4**". Période de calage-Année 1988-1989.*

III-3-1-2- Gestion partielle de la production de surface

La production de surface est répartie entre une infiltration vers les couches profondes et un ruissellement direct (***"SHEM4"***). Ce schéma a été testé avec une relation de Thomas différente appliquée à la production de surface et à la production globale. La répartition de la production de surface entre les deux cheminements possibles peut être fonction de l'état de remplissage de l'une et/ou l'autre des couches du sol.

Le fonctionnement du schéma ***"SHEM4"*** est identique à celui de la gestion globale de la production de surface. Il ne diffère que dans la formulation de l'évolution de l'humidité globale qui devient :

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = \frac{(P - E_g - \beta \times PRS)}{d_g} \qquad 3.4$$

Où β : Fraction de la production de surface qui ruisselle.

Nous avons recherché la fraction β qui rend le modèle le plus performant possible. La contribution de chaque couche du réservoir sol dans le calcul de cette fraction a été testé avec cinq variantes différentes.

Variante 1 : $\beta = W_s / W_{s\max}$

Variante 2 : $\beta = (W_s / W_{s\max})^2$

Variante 3 : $\beta = W_g / W_{g\max}$

Variante 3 : $\beta = (W_g / W_{g\max})^2$

Variante 5 : $\beta = (1 - X_\beta) \times (W_s / W_{s\max})^2 + X_\beta \times (W_g / W_{g\max})^2$

La production totale du réservoir sol **(PR)** est la somme de la fraction β de la production de surface qui ruisselle **(βxPRS)** et de la production globale **(PRG)**.

III-3-1-2-1- Simulation des débits

Les critères numériques de la simulation des débits pour la période de calage sont résumés dans le tableau III-3.

Tableau III-3:Groupe I-Gestion partielle de PRS-Débit-Calage 88-89

Variantes	*"SHEM4"*	
	Nash (%)	E.B. (%)
Variante 1	83,4	0,7
Variante 2	83,5	0,4
Variante 3	83,8	-6,6
Variante 4	85,8	-2,0
Variante 5	85,8	-2,0

Les critères de Nash ont augmenté pour la période de calage (1988-89), ils ont dépassé le cap des 85% pour les variantes où le carré de l'humidité globale intervient dans la fraction β qui répartit la production de surface. Les critères de ces deux variantes (4 et 5) sont d'ailleurs identiques. Le paramètre de pondération s'approche de l'unité. Il semblerait donc que c'est surtout l'état hydrique de la couche globale qui gère la répartition de la production de surface entre le ruissellement et l'infiltration. Plus cet état tend vers la saturation, plus le ruissellement est favorisé.

Les chroniques de débits observés et simulés montrent une amélioration de la simulation de la reprise des écoulements pendant la période d'automne. Nous

présentons la comparaison, pour cette période de l'année 1988, des débits observés et simulés par les deux schémas *"SHEM1-4"* et *"SHEM4-5"* (Figure III-5).

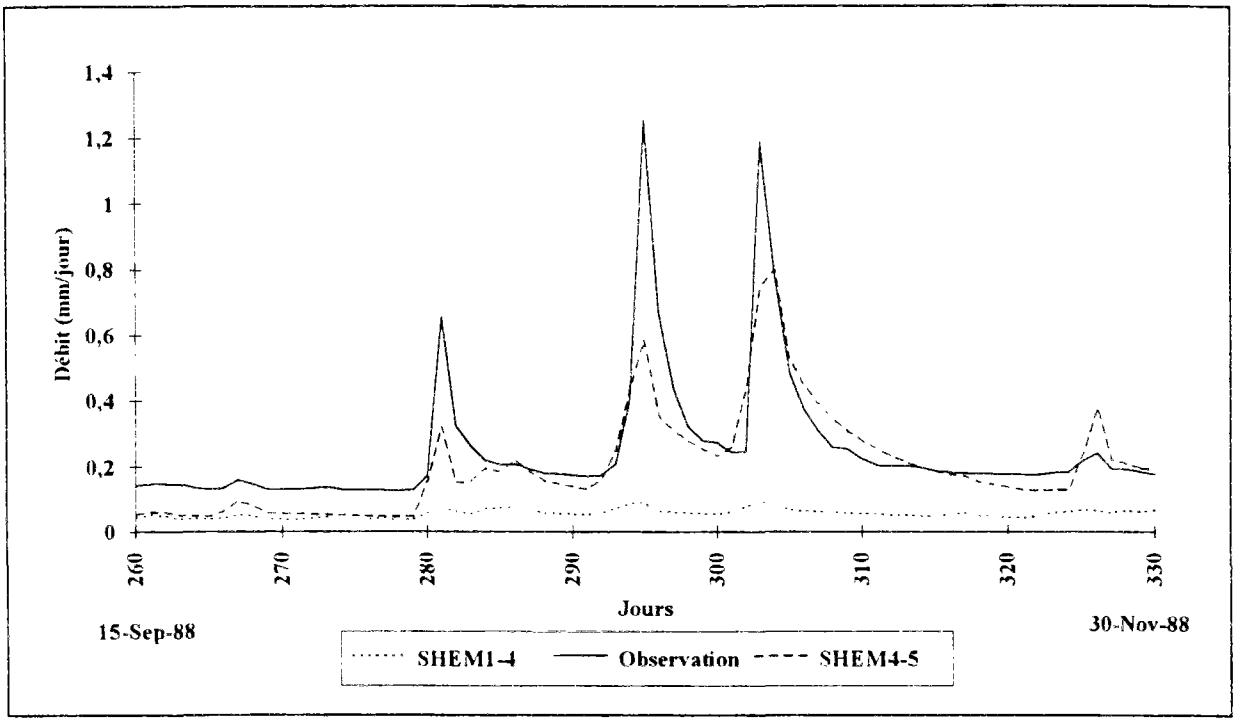


Figure III-5 : Amélioration de la simulation de la reprise des écoulements. Période de calage-15 Septembre au 30 Novembre 1988.

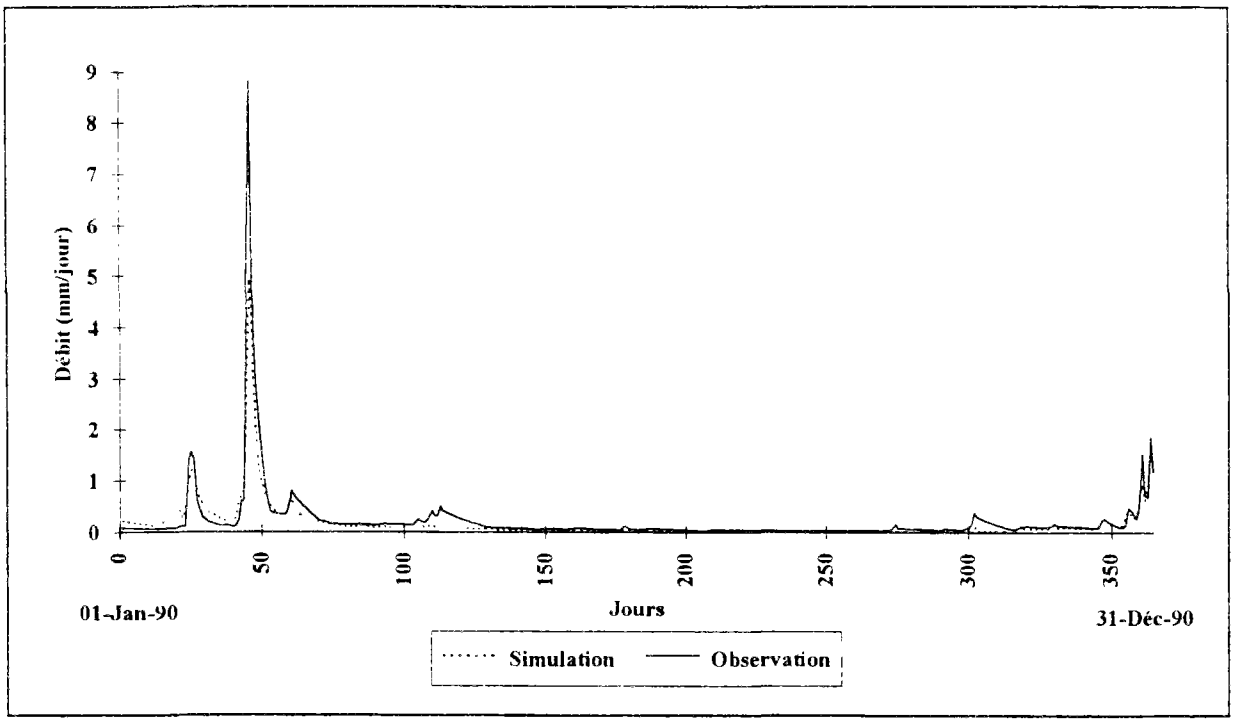


*Figure III-6 : Simulation des débits par le schéma de couplage **"SHEM4-5"**. Période de contrôle-Année 1990.*

Le contrôle sur la période de 1990-1991 s'est largement amélioré par rapport aux schémas précédents puisque le critère de Nash atteint la valeur de 77,3%. La chronique des débits observés et simulés confirme cette constatation (Figure III-6) sur l'année 1990. Cette amélioration du contrôle n'apparaît que pour les schémas de couplage où l'humidité de la couche globale intervient dans la gestion partielle de la production de surface, donc pour les schémas *"SHEM4-4"* et *"SHEM4-5"*. Elle confirme donc que cette humidité a plus de poids sur la simulation des débits.

III-3-1-2-2- Simulation de l'état hydrique du sol

a) Simulation de l'humidité de la couche globale : La comparaison des humidités globales simulées et mesurées pour 120 cm (Figure III-7), malgré les différences observées sur les amplitudes de variation et les valeurs maximales, montre que les simulations suivent bien l'évolution temporelle des mesures. La corrélation linéaire établie entre ces deux séries est une relation de passage qui permet de s'affranchir de ces différences. Le coefficient de cette corrélation est légèrement inférieur (0,93) à celui des schémas de couplage précédents (0,96) mais il reste très significatif puisque supérieur à (0,9).

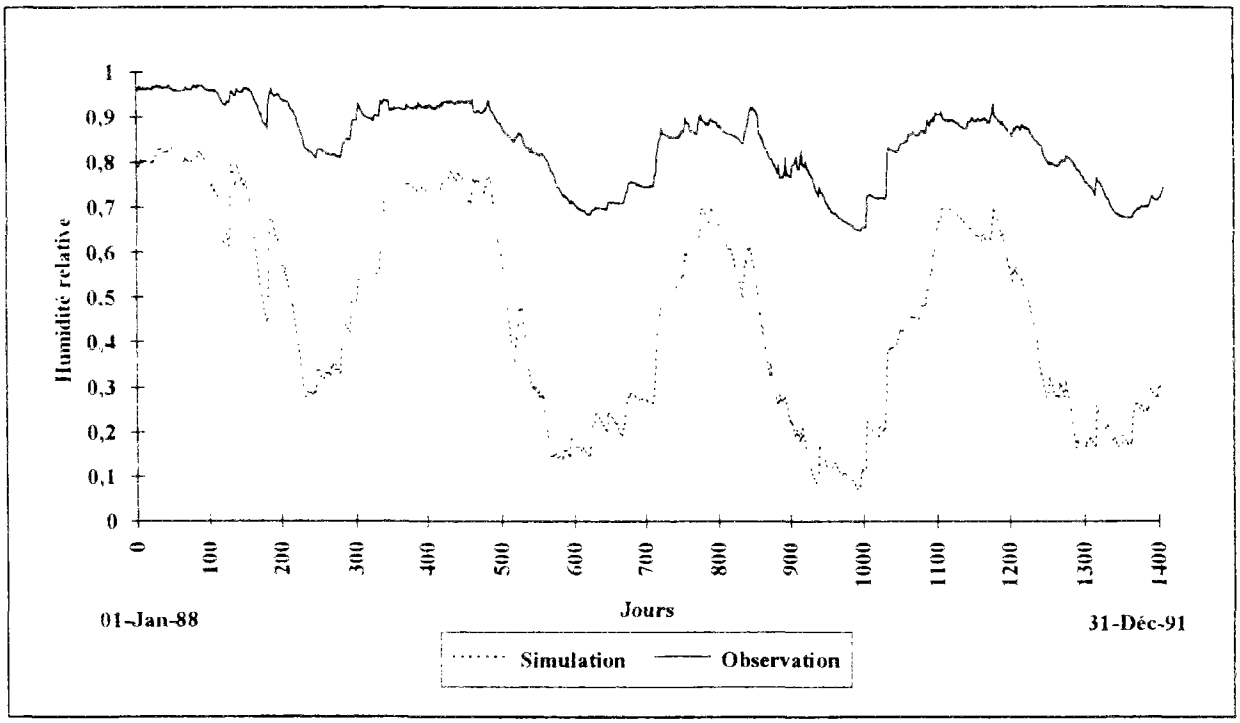


Figure III-7 : Simulation des humidités globales par le schéma "SHEM4-5". Périodes de calage et de contrôle-Années 1988-1991.

b) Simulation de l'humidité de la couche de surface : La corrélation des humidités de surface simulées et mesurées pour 20 cm s'améliore entre la variante *"SHEM4-1"* et

"SHEM4-5" (0,47→0,75). Elle devient donc significative même si elle reste légèrement inférieure à celle obtenue par le schéma de couplage *"SHEM3-4"* (0,84). La comparaison des humidités de surface simulées avec les humidités mesurées sur 20 cm montre que les fluctuations autour de la moyenne mesurée n'apparaissent plus (Figure III-8). Les amplitudes sont différentes mais l'évolution des simulations est tout à fait comparable à celle des mesures. On peut toutefois remarquer une surestimation systématique des simulations en fin de période sèche de chaque année. Ceci explique probablement la diminution observée du coefficient de corrélation.

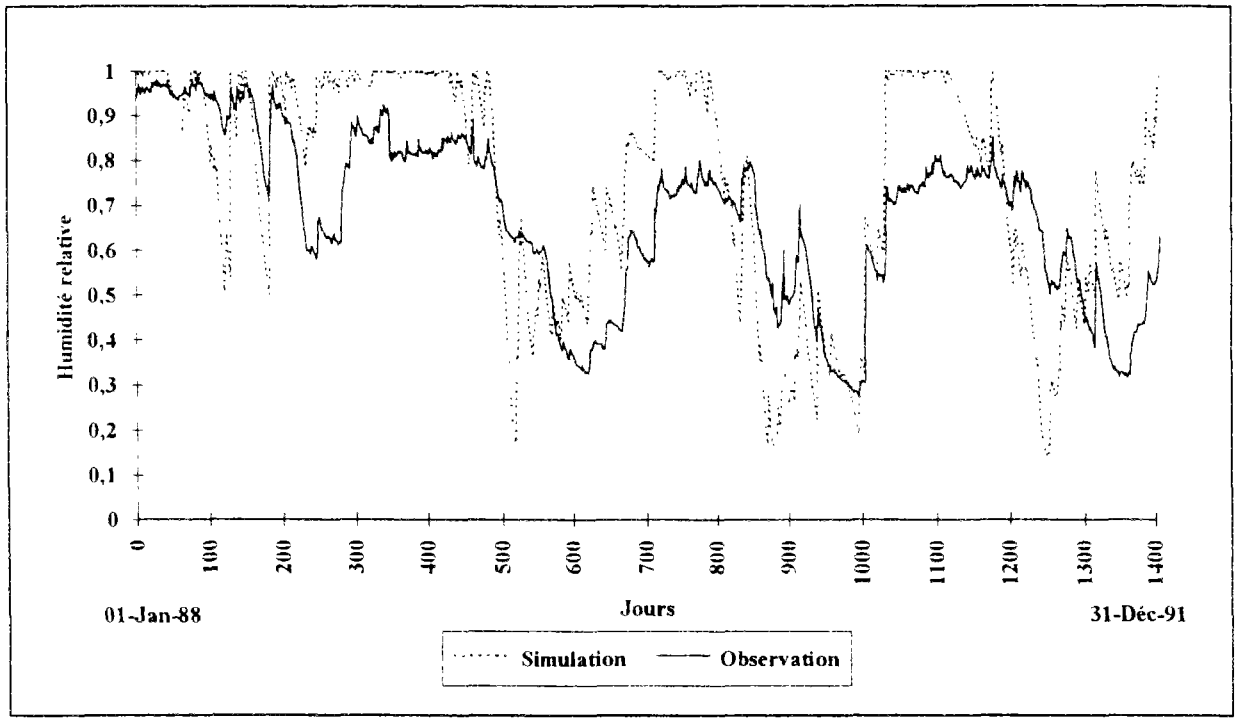


Figure III-8 : Simulation des humidités de surface du schéma "SHEM4-5". Périodes de calage et contrôle-Années 1988-1991.

Conclusion : La conclusion principale concerne l'amélioration du contrôle du schéma de couplage obtenu. La valeur du critère de Nash sur la période de contrôle est inférieure à celle obtenue sur la période de calage (85,8→77,3). De même, l'erreur de bilan augmente (-2,2→29,9); pourtant, le modèle reste stable et peut être considéré comme transposable d'une période à une autre. Les coefficients de corrélation obtenus sont assez significatifs pour prouver que la simulation des humidités des deux couches du réservoir sol est accessible au modèle couplé. Toutefois, avant de conclure sur ce Groupe I, nous avons testé une répartition saisonnière de la production de surface afin d'améliorer si possible les résultats obtenus.

III-3-1-3- Gestion saisonnière de la production de surface

Nous avons testé les schémas de couplage avec une relation de Thomas appliquée avec un paramètre différent pour la production de surface et pour la production globale. Nous utilisons, de même, une fraction β qui fait intervenir l'humidité respective de chacune des couches du réservoir sol comme pour la cinquième version du schéma *"SHEM4"*.

La gestion partielle de la production de surface, si elle est saisonnière, peut avoir lieu en hiver ou en été. Chacun de ces cas peut être associé à un ruissellement total ou à une infiltration totale pour la saison complémentaire. On obtient ainsi quatre schémas de couplage différents :

"SHEM5" : Gestion partielle en hiver et Ruissellement total de PRS en été.
"SHEM6" : Gestion partielle en hiver et Infiltration totale de PRS en été.
"SHEM7" : Gestion partielle en été et Ruissellement total de PRS en hiver.
"SHEM8" : Gestion partielle en été et Infiltration totale de PRS en hiver

III-3-1-3-1- Simulation des débits

La comparaison des résultats numériques de la simulation des débits obtenue pour ces schémas de couplage n'apporte aucune amélioration aux résultats obtenus par le schéma de couplage *"SHEM4-5"*. En effet, on constate une diminution du critère de Nash sur la période de calage ainsi qu'une dégradation sur la période de contrôle.

III-3-1-3-2- Simulation de l'état hydrique du sol

La corrélation des humidités globales est toujours aussi significative (0,98). Par contre. la corrélation des humidités de surface est étroitement liée au schéma de couplage testé. Elle atteint une valeur de (0,88) pour le *"SHEM7"* mais étant donnée la dégradation du critère de Nash de ce schéma pour la période de contrôle, cette valeur n'est pas suffisante pour témoigner d'un modèle de qualité suffisante.

III-3-1-4- Conclusion sur le Groupe I

La répartition saisonnière de la production de surface n'ayant pas apporté d'amélioration par rapport à une répartition annuelle, il semblerait que, pour une gestion séquentielle de la pluie (Groupe I), la gestion partielle annuelle de

la production de surface soit la plus appropriée pour le couplage du modèle à deux couches et de la fonction de transfert du modèle GR3J.

Le schéma de couplage *"SHEM4-5"* reste donc le meilleur schéma obtenu pour une gestion séquentielle de la pluie. Il est satisfaisant du point de vue des simulations des débits et des humidités des deux couches du réservoir sol puisqu'il est transposable, avec une légère diminution du critère de Nash, de la période de calage à la période de contrôle choisie. Ce schéma fera donc partie des schémas de couplage retenus pour la suite des travaux.

III-3-2- Groupe II : Gestion parallèle de la pluie pour la couche de surface

Dans cette partie, nous présentons les résultats obtenus avec une gestion parallèle de la pluie appliquée à la couche de surface. La variation en fonction du temps de l'humidité de cette couche sous l'action d'une fraction de la pluie s'écrit donc:

$$\frac{\partial W_s}{\partial t} = \frac{(P' - E_s)}{d_s} - CW \qquad 3.5$$

Où **P'** : Fraction de la pluie qui alimente la couche de surface.

$$P' = (1 - \alpha) \times P \qquad 3.6$$

α : Fraction qui dépend de l'état hydrique des deux couches du sol (Equation 2.28).

La couche globale est toujours soumise à la totalité de la pluie. Son évolution dépend donc de la gestion de la production de surface.

La gestion parallèle de la pluie pour la couche de surface a été combinée avoir les huit possibilités de gestion de la production de surface. Nous avons donc testé les huit schémas de couplage suivants :

"SHEM9" : Ruissellement total annuel de PRS.
"SHEM10" : Infiltration totale annuelle de PRS.
"SHEM11" : Ruissellement total hivernal et infiltration totale estivale de PRS.
"SHEM12" : Gestion partielle annuelle de PRS.
"SHEM13" : Gestion partielle hivernale et ruissellement total estival de PRS.
"SHEM14" : Gestion partielle hivernale et infiltration totale estivale de PRS.
"SHEM15" : Ruissellement total hivernal et gestion partielle estivale de PRS.
"SHEM16" : Infiltration totale hivernale et gestion partielle estivale de PRS.

Chacun de ces huit schémas de couplage du Groupe II a été testé avec une saisonnalité de la gestion parallèle de la pluie. Trois versions sont donc possibles pour chacun d'eux.

III-3-2-1- Gestion parallèle annuelle de la pluie

La gestion parallèle est appliquée pendant toute l'année à l'évolution de la couche de surface. Nous avons donc testé la première version des huit schémas de couplage précédemment cités.

III-3-2-1-1- Simulation des débits

Nous avons constaté, pour la simulation des débits, que les critères de Nash obtenus pour la période de calage sont très satisfaisants (>82%). Toutefois, le problème de la transposition du jeu de paramètres optimisés vers la période de contrôle est toujours présent. En effet, pour la totalité de ces schémas de couplage, le critère de Nash se dégrade complètement.

L'hypothèse de la gestion parallèle annuelle de la pluie appliquée à l'évolution de la couche de surface semble donc être inadéquate. Toutefois, nous allons tenter de tirer certaines conclusions des corrélations linéaires des humidités.

III-3-2-1-2- Simulation de l'état hydrique du sol

a) Simulation de l'humidité de la couche globale : Les coefficients de corrélation des humidités globales sont très significatifs. Cette constatation est confirmée par la comparaison des humidités globales simulées et des humidités mesurées pour une épaisseur de 120 cm. En effet, nous avons pu remarquer que les simulations suivent très bien l'évolution des observations même si les amplitudes s'accentuent légèrement tout au long de la période de contrôle. Par rapport aux simulations obtenues avec le schéma de couplage *"SHEM4-5"* (Figure III-7), l'écart entre les valeurs maximales atteintes par les deux séries simulées et mesurées s'est réduit. Il semble donc que la dégradation de la simulation des débits ne soit plus due à une désaturation continue de la couche globale comme tel était le cas pour les schémas de couplage avec une gestion séquentielle de la pluie.

b) Simulation de l'humidité de la couche de surface : La corrélation des humidités de surface est significative puisque les coefficients sont de l'ordre de 0,8. La comparaison

des humidités de surface simulées et des humidités mesurées pour une épaisseur de 20 cm, révèle que l'évolution des simulations n'est similaire à celle des mesures que pendant la première année de calage. La différence observée entre les simulations et les observations des humidités de surface devient importante pendant la deuxième année de calage et s'accentue pendant la période de contrôle. Elle serait donc responsable de la dégradation de la simulation des débits pour cette période.

Conclusion : Nous avons pu relier la dégradation des critères de Nash sur la période de contrôle aux difficultés de simulation des humidités de surface. Il semblerait que ce soit la cause principale de la non transposabilité des jeux de paramètres optimisés puisque la simulation des humidités globales est stable. Cette constatation est commune à tous les schémas de couplage donc à toutes les possibilités de gestion de la production de surface. Deux solutions concernant la gestion de la pluie peuvent donc être envisagées.

Si l'on considère que les humidités de surface peuvent avoir le même comportement que les humidités globales, à savoir suivre l'évolution des humidités mesurées avec un décalage, on peut choisir de n'appliquer la gestion parallèle de la pluie qu'en hiver. Ceci permettrait de réduire l'apport de la pluie à cette couche pendant cette saison et ainsi de diminuer la nervosité de sa réponse. L'utilisation de toute la pluie pendant la période de l'été éviterait, de même, le dessèchement excessif observé pendant cette saison. On s'attendrait, dans ce cas, à obtenir une simulation des humidités de surface plus homogène entre les périodes d'été et d'hiver.

Par contre, on peut considérer que l'hypothèse de la gestion parallèle de la pluie ne peut s'appliquer qu'en été. En effet, nous avons supposé que la fraction de pluie restante après alimentation de la couche de surface n'influence pas cette couche et s'infiltre directement dans des couches plus profondes. Cette hypothèse suppose que le sol de la couche de surface puisse le permettre, soit par des fissures soit par une porosité élevée, ce qui n'est pas souvent le cas en hiver lorsque le sol est très humide donc que la cohésion entre les particules est trop importante pour qu'un tel phénomène se produise.

III-3-2-2- Gestion parallèle hivernale de la pluie

La gestion parallèle de la pluie est appliquée en hiver et la couche de surface n'est soumise qu'à une fraction de la pluie qui dépend de son état hydrique

(Equation 3.5). Pendant la saison de l'été, la gestion est séquentielle et toute la pluie intervient dans l'évolution de la couche de surface (équation 3.1).

III-3-2-2-1- Simulation des débits

Les critères de Nash obtenus sur la période de calage sont tous satisfaisants. Par contre, la dégradation de ce critère sur la période de contrôle est toujours aussi importante.

III-3-2-2-2- Simulation de l'état hydrique du sol

a) Simulation de l'humidité de la couche globale : Nous avons, de même, remarqué une légère diminution des coefficients de corrélation. La corrélation pour les humidités globales reste significative (0,96). La comparaison des humidités globales simulées et mesurées montre une très bonne concordance entre les évolutions avec une amplitude quasi identique pour la période de calage. Cette constatation ne se confirme pas pour la période de contrôle où l'on peut remarquer un décalage croissant entre les humidités simulées et mesurées et donc une légère désaturation de la couche globale.

b) Simulation de l'humidité de la couche de surface : La corrélation des humidités de surface diminue, le coefficient n'est plus que de l'ordre de 0,6. On peut constater en comparant les humidités de surface simulées et mesurées, que l'évolution de ces deux séries est assez semblable avec des fluctuations plus accentuées pour les simulations. La différence de cette simulation avec celle provenant de la gestion parallèle annuelle de la pluie réside dans le fait que la saturation n'est plus aussi automatique en hiver et que le dessèchement est moins fort en été. Cette constatation ne peut être appliquée à la période de contrôle. En effet, la comparaison des humidités de surface simulées et mesurées montre qu'il n'y a plus de concordance entre ces deux séries pendant cette période.

Conclusion : Une dégradation de la simulation de l'état hydrique du sol est observée lorsque l'on a une gestion parallèle hivernale de la pluie. De même, la simulation des débits ne s'est pas améliorée sur la période de contrôle. La superposition de deux problèmes, la désaturation de la couche globale et la fluctuation de l'humidité de la couche de surface, nous permet de conclure sur l'inadaptation de ce mode de gestion de la pluie pour le couplage des schémas.

III-3-2-3- Gestion parallèle estivale de la pluie

La gestion parallèle est appliquée en été pour l'évolution de la couche de surface (Equation 3.5). Par contre en hiver, la couche de surface est soumise à toute la pluie (Equation 3.1).

III-3-2-2-1- Simulation des débits

En contrôle, les résultats des schémas de couplage s'améliorent avec une supériorité pour *"SHEM13"*. En effet, pour ce schéma, le critère de Nash devient égal à 70,4%, il est inférieur à celui de la période de calage (83,5%) mais il reste satisfaisant.

III-3-2-2-2- Simulation de l'état hydrique du sol

a) Simulation de l'humidité de la couche globale : La comparaison des humidités globales simulées et mesurées montre une très bonne concordance entre ces deux séries. Ceci confirme le coefficient de corrélation de 0,96 obtenu. Cette constatation est applicable à la période de contrôle mais on remarque une légère désaturation de la couche globale au cours du temps. Ce fait explique probablement la diminution du critère de Nash sur cette période.

a) Simulation de l'humidité de la couche globale : La comparaison des humidités de surface simulées et mesurées montre une bonne concordance entre ces deux séries, ce qui est confirmé par la valeur élevée du coefficient de corrélation (0,84). On constate toutefois, pour les simulations, des fluctuations plus amples et un dessèchement plus marqué même s'il apparaît simultanément aux mesures. Pour la période de contrôle, la concordance entre les séries d'humidité est moins claire que pour la période de calage mais il n'en reste pas moins que les périodes de dessèchement et de saturation sont simultanées pour les deux séries.

Conclusion : Le schéma de couplage *"SHEM13-3"* présente une légère diminution du critère de Nash pendant la période de contrôle mais il reste assez satisfaisant et est le meilleur de ce groupe de schémas de couplage où la couche de surface est soumise à une gestion parallèle de la pluie (Groupe II).

III-3-2-4- Conclusion sur le Groupe II

La gestion parallèle de la pluie pour la couche de surface a apporté une amélioration lors du contrôle des schémas de couplage. Le schéma *"SHEM13"* est le plus intéressant. Il résulte de la combinaison de la gestion parallèle estivale de la pluie avec une gestion partielle hivernale de la production de surface et un ruissellement total de cette production en été. Ce sera donc ce schéma qui sera retenu pour la suite des travaux.

III-3-3- Groupe III : Gestion parallèle de la pluie pour la couche globale

Nous avons testé les schémas de couplage en considèrant que la gestion parallèle de la pluie est appliquée à la couche globale. La variation de l'humidité de la couche de surface sera identique à celle obtenue lorsque l'on considère une gestion parallèle pour la couche de surface (Equation 3.5). L'humidité de la couche globale évoluera sous l'influence de la fraction de pluie et s'écrira donc :

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = \frac{(P' - B_g)}{d_g} \qquad 3.7$$

Où **P'** : Fraction de la pluie qui alimente la couche de surface (Equation 3.6 et 2.28).

$\mathbf{B_g}$: Soutirage dans la couche globale.

$\mathbf{B_g = E_g + PR1}$ Si la production de surface ruisselle

$\mathbf{B_g = E_g}$ Si la production de surface s'infiltre

.

Cette gestion parallèle de la pluie pour la couche globale a été combinée avec les différentes gestions de la production de surface. Nous avons donc testé les huit schémas de couplage suivants :

"SHEM19" : Ruissellement total hivernal et infiltration totale estivale de PRS.
"SHEM20" : Gestion partielle annuelle PRS.
"SHEM21" : Gestion partielle hivernale et ruissellement total estival de PRS.
"SHEM22" : Gestion partielle hivernale et infiltration totale estivale de PRS.
"SHEM23" : Ruissellement total hivernal et gestion partielle estivale de PRS.
"SHEM24" : Infiltration totale hivernale et gestion partielle estivale de PRS.

Chacun de ces huit schémas de couplage a été testé avec les trois versions concernant la saisonnalité de la gestion de la pluie.

III-3-3-1- Gestion parallèle annuelle de la pluie

La gestion parallèle est appliquée pendant toute l'année à l'évolution de la couche globale (première version des schémas de couplage).

III-3-3-1-1- Simulation des débits

D'après les résultats numériques de la simulation des débits, on constate que ces modèles sont stables puisque la transposition des jeux de paramètres sur la période de contrôle s'est révélée satisfaisante. En effet, malgré une légère diminution, par rapport au calage, les critères de Nash sont assez élevés pour définir une bonne simulation des débits.

Les résultats numériques de la simulation des débits obtenus avec les schémas de couplage *"SHEM18-1"* (85,0%), *"SHEM20-1"* (85,5%), *"SHEM22-1"* (86,5%)et *"SHEM24-1"* (84%) sont les plus intéressants car les critères de Nash de la période de contrôle restent supérieurs à 80% avec une diminution de l'ordre de 3% par rapport aux critères de la période de calage.

III-3-3-1-2- Simulation de l'état hydrique du sol

Les schémas de couplage les plus stables vis-à-vis de la simulation des débits ne révèlent pas de différences appréciables. Le choix devrait donc se faire en fonction des simulations de l'état hydrique. Toutefois, celles-ci se valent sans présenter de grandes différences. En effet, les caractéristiques des corrélations obtenues pour les quatre schémas de couplage *"SHEM18-1"*, *"SHEM20-1"*, *"SHEM22-1"* et *"SHEM24-1"* sont quasi identiques. Comme pour les résultats numériques de la simulation des débits, il ne ressort aucun choix net du schéma de couplage le plus performant. Les coefficients de corrélation des humidités de surface varie entre 0,2 et 0,7, ceux des humidités globales varient entre 0,85 et 0,93.

Conclusion : La gestion parallèle annuelle de la pluie pour la couche globale apporte une amélioration considérable aux schémas de couplage précédents. La transposition des paramètres sur la période de contrôle est plus stable. La simulation de l'état hydrique du sol est similaire pour tous les schémas de couplage et reste significative malgré une diminution de la corrélation des humidités simulées et calculées de la couche de surface.

III-3-3-2- Gestion parallèle hivernale de la pluie

La gestion parallèle hivernale de la pluie, donc la deuxième version des huit schémas précédemment cités, a ensuite été testée. Malgré une augmentation moyenne de 2% des critères de Nash sur la période de calage, la transposition des jeux de paramètres n'a pas été améliorée. Nous avons donc abandonné cette gestion parallèle hivernale pour tester la gestion parallèle estivale de la pluie.

III-3-3-3- Gestion parallèle estivale de la pluie

La gestion parallèle estivale de la pluie a été testée sur les huit schémas de ce groupe. Les résultats numériques de la simulation des débits permettent de constater une nette diminution des critères de Nash sur la période de calage et de contrôle. L'hypothèse de la saisonnalité pour la gestion parallèle de la pluie appliquée à la couche globale a donc été abandonnée.

III-3-3-4- Conclusion sur le Groupe III

Les schémas de couplage obtenus avec une gestion parallèle annuelle de la pluie pour la couche globale sont stables du point de vue des critères de Nash. Le choix du schéma de couplage définitif n'a pu être effectué au vu de leurs performances numériques et graphiques puisqu'elles sont très proches les unes des autres. Toutefois, une légère supériorité est observée pour le schéma de couplage *"SHEM22-1"*. Le seul inconvénient de ce schéma réside dans la complexité de son architecture. En effet, la combinaison d'un ruissellement partiel hivernal et d'une infiltration totale estivale de la production de surface, ajoutée à une gestion parallèle annuelle de la pluie pour la couche globale risque d'introduire des difficultés d'interprétation. Le schéma de couplage *"SHEM18-1"* est plus simple, il est défini par une infiltration totale annuelle de la production de surface combinée avec la gestion parallèle annuelle de la pluie pour la couche globale. Ses performances sont tout-à-fait comparables à celles du schéma de couplage *"SHEM22-1"* avec un paramètre en moins. Nous avons retenu ces deux schémas pour la suite des travaux.

III-3-4- Schémas de couplage retenus

La mise au point de couplage a fait ressortir quatre schémas dont les résultats concernant la simulation des débits et des humidités du sol sont satisfaisants. Nous en résumons ci-dessous les caractéristiques :

"SHEM4-5" : Ce schéma appartient au Groupe I (Gestion séquentielle de la pluie). Il est caractérisé par une gestion partielle de la production de surface effectuée par une fraction β qui dépend de l'état hydrique des deux couches du réservoir sol. La relation de Thomas est appliquée à la production de surface et à la production globale avec dans chaque cas un paramètre différent.

"SHEM13-3" : Il fait partie du Groupe II (Gestion parallèle pour la couche de surface). La gestion de la pluie est estivale. Il est caractérisé par une gestion partielle hivernale combinée avec un ruissellement total estival de la production de surface. La gestion parallèle de la pluie est effectuée par une fraction α qui dépend de l'état hydrique des deux couches du réservoir sol. La gestion partielle de la production de surface dépend, de même, d'une fraction β qui a une forme identique à celle de α et qui dépend donc de l'état hydrique des deux couches du réservoir sol. La relation de Thomas s'applique à la production de surface et à la production globale mais ici aussi avec des paramètres différents.

"SHEM18-1" : Il appartient au Groupe III (Répartition parallèle de la pluie pour la couche globale) avec une gestion de la pluie annuelle. Il est caractérisé par une infiltration totale annuelle de la production de surface. La gestion parallèle de la pluie est effectuée par une fraction α qui dépend de l'état hydrique des deux couches du réservoir sol. La relation de Thomas s'applique dans les mêmes conditions que précédemment.

"SHEM22-1" : Ce schéma appartient aussi au Groupe III (Gestion parallèle de la pluie pour la couche globale). La gestion de la pluie est annuelle. Il est caractérisé par une gestion partielle hivernale combinée avec une infiltration totale estivale de la production de surface. La gestion parallèle de la pluie est effectuée par une fraction α qui dépend de l'état hydrique des deux couches du réservoir sol. La gestion partielle de la production de surface dépend, de même, d'une fraction β qui a une forme identique à celle de α et qui dépend donc de l'état hydrique des deux couches du réservoir sol. Ici encore, la relation de Thomas est appliquée à la production de surface et à la production globale avec des paramètres différents.

Les schémas de couplage *"SHEM18-1"* et *"SHEM22-1"* présentent les meilleures performances du point de vue de la simulation des débits (Tableau III-4). Leurs critères de Nash de calage sont plus élevés et plus stables lorsqu'ils sont transposés à la période de contrôle. Ils montrent aussi une simulation de l'état hydrique de la couche globale paraissant aussi bonne que pour les autres schémas malgré des coefficients de corrélation légèrement moins élevés. Par contre, la simulation de l'état hydrique de la couche de surface est moins satisfaisante puisque les coefficients de corrélation sont nettement plus faibles (Tableau III-5). Notre objectif principal étant

d'assurer avant tout une bonne aptitude à reproduire les débits, ce sont les deux schémas qui seront néanmoins retenus pour la suite de ce travail.

Tableau III-4 : Résultats numériques de la simulation des débits.

SCHEMA	Calage (1988-1989)		Contrôle (1990-1991)	
	Nash (%)	E.B. (%)	Nash (%)	E.B. (%)
"SHEM4-5"	85,8	-2,0	77,3	29,9
"SHEM13-3"	83,5	6,8	70,4	39,4
"SHEM18-1"	85,0	-21,4	82,1	-26,6
"SHEM22-1"	86,5	-13,0	83,5	-16,1

Tableau III-5 : Résultats numériques de la simulation de l'état hydrique.

SCHEMA	Humidité de surface	Humidité globale
"SHEM4-5"	0,68	0,93
"SHEM13-3"	0,84	0,97
"SHEM18-1"	0,57	0,88
"SHEM22-1"	0,56	0,91

III-4- MISE AU POINT FINALE DU MODELE COUPLE

III-4-1- Schémas de couplage retenus

Les deux schémas *"SHEM18-1"* et *"SHEM22-1"* ont été retenus à l'issue de la première étape de la mise au point du couplage. Ils diffèrent uniquement par la gestion de la production de surface. Le *"SHEM18-1"* suppose que cette production s'infiltre totalement, pendant toute l'année, vers des couches plus profondes. Le *"SHEM22-1"* , par contre, considère que la production de surface se répartie entre les deux cheminements possibles (ruissellement et infiltration) en hiver . L'infiltration totale n'a donc lieu qu'en été.

III-4-1-1- Simulation des débits par les schémas de couplage retenus

La simulation des débits obtenue avec ces deux schémas de couplage est sensiblement de même qualité. Nous résumons dans le tableau suivant (Tableau III-6) les critères numériques obtenus pour les périodes de calage (1988-1989) et de contrôle (1990-1991). L'appréciation des critères concernant les crues et les étiages confirme

la légère supériorité du schéma *"SHEM22-1"* déjà observée précédemment, car les valeurs de ces critères sont plus proches de leur valeur optimale.

Tableau III-6 : Critères numériques des deux schémas de couplage-Orgeval.

Critères	*"SHEM18-1"*		*"SHEM22-1"*	
	Calage	Contrôle	Calage	Contrôle
Nash (%)	85,0	82,1	86,5	83,5
E.Bilan (%)	-21,4	-26,6	-13,0	-15,7
RC (%)	79,6	64,3	84,3	64,3
RDC	50/36	46/33	41/36	38/33
RDE	226/267	132/228	248/267	196/228

Le critère de rapport des crues RC de la période de calage est plus proche de 100% (84.3%) pour le schéma *"SHEM22-1"*. Il signifie que le volume des crues est mieux reconstitué par ce schéma. De même, le rapport des durées des crues (RDC) est plus proche de l'unité pour les deux périodes de calage et de contrôle. Il signifie que l'occurrence des crues est mieux représentée par ce schéma. Cette observation est aussi valable pour les rapports de durée des étiages (RDE).

Les chroniques des débits observés et simulés pour les deux périodes et par les deux schémas ne montrent pas de réelles différences (Annexe II).

III-4-1-2- Simulation de l'état hydrique du sol par les schémas retenus

La simulation de l'état hydrique du sol, donc de l'humidité des deux couches du réservoir sol, est comparable pour les deux schémas de couplage avec une légère supériorité pour le schéma *"SHEM22-1"*.

Nous avons effectué la corrélation linéaire **(Simulation=A+B.Observation)** des humidités simulées avec les humidités mesurées moyennes sur une épaisseur de 20 cm pour la couche de surface et sur une épaisseur de 120 cm pour la couche globale (Tableau III-7).

Tableau III-7 : Corrélation linéaire des humidités simulées-Orgeval.

SCHEMA	Humidité de surface W_s				Humidité globale W_g			
	A	B	R	Estd	A	B	R	Estd
"SHEM18-1"	0,17	0,68	0,57	18,4	-1,47	2,23	0,87	10,7
"SHEM22-1"	0,25	0,66	0,56	18,5	-1,37	2,07	0,91	8,4

a) Simulation de l'humidité de la couche globale : La comparaison graphique des humidités globales mesurées et simulées donne des résultats similaires pour les deux schémas. L'évolution des simulations du *"SHEM18-1"* pour les deux périodes de calage et de contrôle (Annexe II) montre que les variations sont synchrones pour les deux séries avec des amplitudes légèrement plus fortes pour les valeurs simulées. Cependant, les mesures sont toujours supérieures aux valeurs simulées, avec un écart quasi constant. Un décalage entre les valeurs relatives maximales atteintes par les mesures et par la simulation existe donc. Il s'accentue légèrement pendant l'été mais revient à sa valeur à la fin de cette saison. La relation de corrélation établie entre ces deux séries est une relation de passage qui permet de s'affranchir de ces différences.

b) Simulation de l'humidité de la couche de surface : De même, pour les deux schémas testés, la comparaison des humidités de surface mesurées et simulées montre que les chroniques obtenues présentent de grandes similitudes. Cependant, l'amplitude des variations est plus accentuée pour la courbe simulée. Le décalage entre les valeurs relatives maximales n'apparaît plus, mais une surestimation est systématique à la fin de chaque saison d'été.

III-4-1-3- Jeux de paramètres optimisés des schémas de couplage retenus.

Les jeux de paramètres des deux schémas sont présentés dans le tableau III-8.

Tableau III-8 : Jeux de paramètres optimisés des deux schémas de couplage.

SCHEMA	A8	W_{smax}	W_{gmax}	C	B	Ths	Thg	X_α	X_β
"SHEM18-1"	0,000	1,00	0,23	1,23	32,1	0,9980	0,9961	0,913	-
"SHEM22-1"	0,002	0,88	0,27	1,22	32,1	0,8797	0,9963	0,998	1,000

(A8) : Ce paramètre prend une valeur très faible dans les deux schémas de couplage. Cette constatation peut vouloir dire que les échanges entre les deux couches du réservoir sol sont principalement gérés par l'infiltration de la production de surface vers des couches plus profondes. Celle-ci existe en effet dans les deux schémas. Cette hypothèse sera vérifiée ultérieurement par la suppression de ce paramètre.

(W_{smax}) et (W_{gmax}) : Les humidités maximales ne sont pas optimisées à des valeurs qui peuvent être interprétées du point de vue physique. Elles sont identiques pour les deux schémas. Ces deux paramètres seront gardés dans l'optimisation du modèle couplé.

(C) : Le paramètre de durée de l'hydrogramme unitaire est de l'ordre de 1,2 pour les deux schémas. Il signifie que la durée de base de l'hydrogramme unitaire est de l'ordre du pas de temps (un jour) pour ce bassin versant (Orgeval, 104 km^2).

(B) : Le paramètre caractérisant la pseudo-capacité optimale du réservoir gravitaire s'optimise, pour les deux schémas, à une valeur ($\approx$ 30 mm) qui correspond à un bassin versant ayant un temps de réponse moyen.

(Ths et Thg) : On peut remarquer que ces paramètres s'optimisent à une valeur légèrement différente de l'unité. Il semblerait donc que l'influence de la relation de Thomas pour le calcul des productions ait effectivement un certain poids dans la simulation des débits.

(X_α) et (X_β) : Ces paramètres sont très proches de l'unité et il semblerait donc que la gestion parallèle de la pluie et la gestion partielle de la production de surface ne dépendent que de l'état hydrique de la couche globale. Nous allons donc tenter de fixer ces paramètres à l'unité.

III-4-2- Choix du modèle couplé définitif

En premier lieu, nous avons essayé de réduire au minimum le nombre de paramètres de chaque schéma de couplage sur le bassin versant utilisé pour la mise au point (Orgeval, 104 km^2). En second lieu, afin de pouvoir vérifier les performances du modèle couplé définitif avec la dernière version du modèle hydrologique de base GR4J, nous avons introduit la notion *"d'échanges souterrains"* comme cela avait été fait dans ce modèle GR4J.

III-4-2-1- Réduction du nombre de paramètres

Lors de la mise en oeuvre des schémas de couplage, le nombre asez élevé de paramètres risque d'entraîner des phénomènes de redondance ou d'interdépendance, conduisant à une complication inutile du fonctionnement du modèle. En réduisant le nombre de paramètres, l'optimisation qui s'est révélée délicate avec des risques d'obtention d'optimums secondaires serait plus facile. Nous avons donc décidé de définir les paramètres qui pourraient être fixés ou supprimés. Pour cela, nous nous sommes basés sur les variations des critères numériques. La première étape de cette mise au point finale a consisté à réduire au minimum le nombre de paramètres optimisés.

D'après les valeurs de paramètres optimisés obtenues pour les deux schémas *"SHEM18-1"* et *"SHEM22-1"*, le nombre de paramètres pourrait être réduit à cinq.

En premier lieu, comme nous venons de le voir, on peut supposer que la gestion parallèle de la pluie et la gestion partielle de la production de surface ne dépendent que de l'état hydrique de la couche globale. On fixe, alors les deux paramètres $\mathbf{X_\alpha}$ et $\mathbf{X_\beta}$ à une valeur de 1.

La seconde hypothèse concerne les échanges entre les couches du réservoir sol. La vérification des calculs intermédiaires a montré que les échanges entre les deux couches du réservoir sol parraissaient népligeables dans le sens ascendant. On admet donc que ces échanges ne représentent que l'infiltration de la production de surface et l'on supprime, alors, le calcul de pseudo-diffusivité en fixant le paramètre **A8** à une valeur nulle.

Enfin, le paramètre **Ths** de la relation de Thomas appliquée à la production de surface **(Ths)** ou à la couche globale **(Thg)** étant toujours très proche de l'unité, ceci nous a conduit à adopter un paramètre commun **Th** pour la relation de Thomas appliquée aux productions de ces deux couches. Cette simplification nous permet d'éviter, par un souci d'homogénéisation du calcul de production du réservoir sol, de revenir à un calcul par seuil de dépassement.

Nous avons d'abord vérifié que fixer ou supprimer les paramètres sur le bassin versant de mise au point, l'Orgeval, ne dégradait pas les résultats numériques et graphiques des schémas retenus.

III-4-2-1-1- BVRE de l'Orgeval

a) Simulation des débits : La réduction du nombre de paramètres des deux schémas, n'intervient que très faiblement sur les critères numériques de la simulation des débits (Tableau III-9). Le gain en nombre de paramètres justifie amplement la légère diminution du critère de Nash sur la période de contrôle. De plus, les graphiques des débits, pour les deux schémas, ne montrent aucune variation par rapport à ceux du schéma dont tous les paramètres sont optimisés.

b) La simulation de l'état hydrique du sol : La simulation des humidités n'est pas affectée par la réduction des paramètres (Tableau III-10). Les coefficients de

corrélation ne varient pas que ce soit pour les humidités de la couche de surface ou de la couche globale.

Tableau III-9 : Réduction des paramètres sur l'Orgeval

	"SHEM18-1"				"SHEM22-1"			
	Calage		Contrôle		Calage		Contrôle	
(%)	Nash	E.B.	Nash	E.B.	Nash	E.B.	Nash	E.B.
Optimisation	85.0	-21,4	82,1	-26,6	86,5	-13,0	83,5	-15,7
$X_\beta = 1$	-	-	-	-	86,5	-13,0	83,5	-15,7
$X_\alpha = 1$	84,8	-22,0	80,8	-21,4	86,5	-13,0	83,5	-15,7
A8 = 0	85,0	-21,6	81,8	-25,3	87,1	-11,1	84,0	-12,7
Ths = Thg = Th	84,5	-24,1	80,9	-25,9	86,5	-11,9	81,9	-12,4

Tableau III-10 : Simulation des humidités sur l'Orgeval.

	"SHEM18-1"		"SHEM22-1"	
	$R(W_s)$	$R(W_g)$	$R(W_s)$	$R(W_g)$
Optimisation	0,57	0,87	0,56	0,91
$X_\beta = 1$	-	-	0,56	0,91
$X_\alpha = 1$	0,59	0,87	0,56	0,91
A8 = 0	0,55	0,87	0,53	0,91
Ths = Thg = Th	0,54	0,87	0,60	0,91

III-4-2-1-2- BVRE du Naizin

a) Simulation des débits : Les schémas de couplage ont été appliqués au bassin du Naizin avec la période de 1990-1992 pour le calage, et 1988-1990 pour le contrôle. Les critères numériques obtenus sont très satisfaisants pour les deux schémas de couplage (Tableau III-11).

Tableau III-11 : Critères numériques des deux schémas de couplage-Naizin.

	"SHEM18-1"		"SHEM22-1"	
Période	Nash (%)	E.Bilan (%)	Nash (%)	E.Bilan (%)
Calage	78,7	-53,5	79,3	-56,1
Contrôle	77,3	-26,6	74,6	-35,0

La transposition des jeux de paramètres est plus stable car les critères numériques restent du même ordre de grandeur pour les deux périodes.

La réduction du nombre de paramètres des deux schémas *"SHEM18-1"* et *"SHEM22-1"* sur le Naizin n'affecte pas les résultats de la simulation des débits (Tableau III-12). Seule une légère diminution du critère de Nash de la période de contrôle lors de l'homogénéisation de la production du réservoir sol est observée.

Tableau III-12 : Réduction des paramètres sur le Naizin.

Hypothèses	*"SHEM18-1"*				*"SHEM22-1"*			
	Calage (1991-1992)		Contrôle (1989-1990)		Calage (1991-1992)		Contrôle (1989-1990)	
	Nash	E.B.	Nash	E.B.	Nash	E.B.	Nash	E.B.
Optimisation	78,7	-53,5	77,3	-26,6	79,3	-56,1	74,6	-35,0
$X_\beta = 1$	-	-	-	-	79,3	-56,1	74,6	-35,0
$X_\alpha = 1$	78,7	-53,3	77,3	-26,3	79,3	-56,1	74,6	-35,0
A8 = 0	78,7	-53,3	77,4	-26,3	79,3	-56,1	74,6	-35,0
Ths=Thg=Th	77,7	-56,8	76,3	-28,8	77,6	-58,9	73,9	-37,0

b) Simulation de l'état hydrique du sol : La simulation de l'état hydrique du sol est appréciée par la corrélation linéaire des humidités de surface simulées avec les humidités mesurées sur 10 cm et des humidités globales simulées avec les humidités mesurées moyennes sur 90 cm (profondeur maximale de mesure) (Tableau III-13).

Tableau III-13 : Corrélation linéaire des humidités simulées-Naizin.

SCHEMA	Humidité de surface W_s	Humidité globale W_g
"SHEM18-1"	0,44	0,95
"SHEM22-1"	0,36	0,94

Comme pour l'Orgeval, la réduction du nombre de paramètres sur le Naizin s'avère utile d'un point de vue de simplificatione puisque les résultats de la simulation ne montrent aucune modification sensible pouvant remettre en question les aptitudes des schémas de couplage.

III-4-2-1-3- Bassins Versants Bretons

La réduction du nombre de paramètres sur les bassins versants bretons s'est traduite par les résultats suivants (Tableau III-14 et III-15). Pour la période de calage, la moyenne de Nash passe de 87,5% à 85,7% pour le schéma *"SHEM18-1"* et de

87,2% à 85,6% pour le schéma *"SHEM22-1"*. Cette diminution est faible et les résultats des deux schémas restent du même ordre de grandeur. Pour la période de contrôle, la diminution est plus élevée, 2% pour le schéma *"SHEM18-1"* et 4,5% pour le schéma *"SHEM22-1"*, mais elle ne remet pas en question l'aptitude des deux schémas à simuler les débits. Le schéma *"SHEM18-1"* semble être plus stable, mais la différence entre les deux schémas étant assez faible, nous continuerons de les étudier tous les deux avant de n'en retenir qu'un seul.

Tableau III-14 : Réduction des paramètres en Bretagne-"SHEM18-1".

Hypothèses	Calage (1988-1989)				Contrôle (1990-1991)			
	Nash (%)		E.B. (%)		Nash (%		E.B.(%)	
	M	E	M	E	M	E	M	E
Optimisation	87.5	9.8	-23.0	28.0	62.8	29.9	-30.9	33.0
$X_\alpha = 1$	86.3	9.7	-21.2	27.4	61.6	33.7	-27.2	30.8
A8 = 0	86.4	9.7	-21.6	27.2	61.2	33.8	-27.9	31.1
Ths=Thg=Th	85.7	10.8	-23.9	29.9	60.8	34.7	-28.3	32.7

Tableau III-15 : Réduction des paramètres en Bretagne-"SHEM22-1".

Hypothèses	Calage (1988-1989)				Contrôle (1990-1991)			
	Nash (%)		E.B. (%)		Nash (%)		E.B.(%)	
	M	E	M	E	M	E	M	E
Optimisation	87.2	11.6	-24.5	32.6	60.4	37.0	-26.5	33.1
$X_\beta = 1$	87.0	11.6	-24.0	32.2	60.0	36.5	-27.7	32.7
$X_\alpha = 1$	86.6	11.9	-24.1	32.5	59.7	36.8	-26.9	32.8
A8 = 0	86.5	12.0	-24.1	32.1	59.3	36.3	-26.9	32.8
Ths=Thg=Th	85.6	13.3	-26.8	34.6	55.9	39.2	-27.9	34.8

M : Moyenne et E : Ecart type

En conclusion, la réduction du nombre de paramètres allant dans le sens d'une simplification s'est révélée positive. Le nombre de paramètres des deux schémas *"SHEM18-1"* et *"SHEM22-1"* est réduit à cinq sans dégradation sensible de la simulation des débits et de l'état hydrique du sol. Toutefois, cette démarche n'a pas permis de départager les deux schémas de couplage car aucune supériorité notable de l'un sur l'autre n'a pu être observée.

III-4-2-2- Introduction d'un terme "échanges souterrains"

Notre modèle hydrologique de base est le modèle GR3J dont nous avons présenté le fonctionnement dans le Chapitre II. Nous en avons repris la fonction de transfert sans y apporter de modifications. Ce modèle est en cours d'évolution et parallèlement à nos travaux, des améliorations ont été apportées à sa fonction de transfert (Nascimento, 1991 et Makhlouf, 1991).

Un terme "d'échanges souterrains" a été ajouté au schéma de fonctionnement du modèle GR3J. L'introduction de ces échanges est faite par une formule empirique (Equation 3.8) calée sur le bassin versant par le biais d'un paramètre **D** à optimiser (Makhlouf et Michel, 1992).

$$\mathbf{ECH} = \frac{\mathbf{D}}{6}\left(1 + 5\frac{\mathbf{R}}{\mathbf{B}}\right) \qquad 3.8$$

Où **ECH** : échanges souterrains
R : Niveau du réservoir gravitaire
B : Pseudo-capacité du réservoir gravitaire (paramètre optimisé précédemment)

Le paramètre **D** permet de modéliser les échanges souterrains susceptibles de se produire notamment dans le cas de bassins soumis à des effets de drainance ou encore présentant un écoulement intermittent. Si le paramètre **D** est positif, il s'agit d'un apport externe au réservoir gravitaire qui s'ajoute à son niveau de remplissage. Si ce paramètre est négatif, il s'agit d'une perte du système qui s'applique à la fois au réservoir gravitaire et à l'écoulement pseudo-direct après son routage par l'hydrogramme unitaire (Makhlouf et Michel, 1992). Ces échanges, donc ce paramètre D, n'ont aucune signification physique. Il a été introduit dans le modèle suite à l'amélioration qu'il apportait à la modélisation des débits d'étiage des bassins versants intermittents

Nous avons ajouté le paramètre **D** qui gère ces échanges au jeu de paramètres à optimiser dans nos deux schémas de couplage.

III-4-2-2-1- BVRE de l'Orgeval

L'introduction du paramètre **D** d'échanges souterrains apporte une nette amélioration sur les critères numériques de la simulation des débits par les deux schémas retenus (Tableau III-16). Le paramètre **D** optimisé est positif (0,05 mm/jour) ce qui signifie que les échanges souterrains se font donc vers le réservoir gravitaire.

Il soutient la simulation des débits par apport qui explique la diminution de l'erreur de bilan

Tableau III-16 : Introduction du paramètre D sur l'Orgeval.

SCHEMAS	Hypothèses	Calage (1988-1989)		Contrôle (1990-1991)	
		Nash (%)	E.Bilan (%)	Nash (%)	E.Bilan (%)
"SHEM18-1"	Sans D	84,5	-24,1	80,9	-25,9
	Avec D	88,4	3,9	82,1	27,6
"SHEM22-1"	Sans D	86,5	-11,9	81,9	-12,4
	Avec D	88,1	3,1	82,6	22,1

Le critère de Nash du calage augmente de 4% pour le schéma *"SHEM18-1"* et 2% pour le schéma *"SHEM22-1"*. Cette augmentation est accompagnée d'une large diminution de l'erreur de bilan qui n'est plus que de 3%. L'introduction des échanges souterrains a de même entraîné une amélioration de l'ordre de 1% du critère de Nash de contrôle des deux schémas. L'erreur de bilan reste, par contre, assez importante.

Les conséquences sur la simulation des humidités sont très faibles (Tableau III-17). Les coefficients de corrélation obtenus restent du même ordre de grandeur malgré une légère diminution.

Tableau III-17 : Simulation des humidités sur l'Orgeval.

Hypothèses	*"SHEM18-1"*		*"SHEM22-1"*	
	$R(W_s)$	$R(W_g)$	$R(W_s)$	$R(W_g)$
Sans D	0,54	0,87	0,60	0,91
Avec D	0,53	0,85	0,58	0,91

III-4-2-1-2- BVRE du Naizin

L'intérêt de l'introduction des *"échanges souterrains"* est appréciable pour le bassin versant de Naizin (Tableau III-18). Le paramètre **D** optimisé est positif (0.08 mm/jour), il soutient donc le réservoir gravitaire par un apport externe.

Pour la période de calage, l'amélioration est très importante pour les critères de Nash des deux schémas qui présentent un gain de 22% et pour les erreurs de bilan qui

passent d'une valeur proche de -60% à une valeur de -0.5% pour le schéma *"SHEM18-1"* et à une valeur de 7% pour le schéma *"SHEM22-1*.

Les critères de Nash de la période de contrôle des deux schémas n'ont pas ou peu varié, ils restent constants avec une légère amélioration de 4% pour le schéma *"SHEM22-1"*.

Tableau III-18 : Introduction du paramètre D sur le Naizin.

SCHEMAS	Hypothèses	Calage (1991-1992)		Contrôle (1989-1990)	
		Nash (%)	E.Bilan (%)	Nash (%)	E.Bilan (%)
"SHEM18-1"	Sans D	77,7	-56,8	76,3	-28,8
	Avec D	89,3	-0,5	76,3	-28,8
"SHEM22-1"	Sans D	77,6	-58,9	73,9	-37,0
	Avec D	89,8	-6,9	77,5	13,7

La simulation de l'état hydrique des deux couches du réservoir sol n'est pas modifiée pas l'introduction du paramètre **D** (Tableau II-19).

Tableau III-19 : Simulation des humidités sur le Naizin

Hypothèses	*"SHEM18-1"*		*"SHEM22-1"*	
	$R(W_s)$	$R(W_g)$	$R(W_s)$	$R(W_g)$
Sans D	0,44	0,95	0,36	0,94
Avec D	0,42	0,95	0,37	0,94

Le terme *"d'échanges souterrains"* a ainsi un effet d'amélioration non négligeable pour le bassin versant de Naizin car il améliore la simulation des débits en diminuant la surestimation des étiages sans pour autant altérer la simulation de l'état hydrique du sol.

III-4-2-1-3- Bassins Versants Bretons

L'introduction des *"échanges souterrains"* pour les bassins versants bretons apporte une amélioration des critères numériques de la simulation des débits (Tableau III-20). L'utilité du paramètre **D** pour les bassins intermittents est donc confirmée.

L'apport de ce paramètre est encore plus net pour le contrôle du schéma *"SHEM18-1"* dont le critère de Nash gagne 6%.

Le paramètre **D** s'ajoute aux jeux de paramètres optimisés par les deux schémas. Son introduction s'est révélée positive puisque l'amélioration des critères numériques de la période de calage est de l'ordre de 5% pour les deux schémas et justifie amplement que le nombre de paramètres passe de cinq à six.

Tableau III-20 : Introduction du paramètre D pour les bassins bretons.

SCHEMA	CAS	Calage (1988-1989)				Contrôle (1990-1991)			
		Nash (%)		E.B. (%)		Nash (%)		E.B.(%)	
		M	E	M	E	M	E	M	E
"SHEM18-1"	Sans D	85,7	10,8	-23,1	30,1	60,8	34,7	-28,3	32,7
	Avec D	90,3	4,8	-1,1	7,9	66,4	23,4	-3,4	25,5
"SHEM22-1"	Sans D	85,6	13,3	-26,8	34,6	55,9	39,2	-27,9	34,8
	Avec D	91,1	4,5	0,1	8,7	59,1	34,5	1,1	24,6

III-5- CONCLUSION

La mise au point du couplage a permis de retenir deux schémas de couplage dont les aptitudes à reproduire les débits et à simuler l'état hydrique des deux couches de sol sont satisfaisants. Nous avons procédé à la simplification du fonctionnement de ces deux schémas en réduisant le nombre de paramètres qui sont mis en oeuvre pour représenter le comportement hydrologique du bassin versant. Cette démarche s'est révélée positive pour les deux schémas de couplage puisque le nombre de paramètres est passé de huit (ou neuf) sans que la qualité de la simulation des débits et de l'état hydrique du sol soient remis en question. La démarche a été appliquée sur les bassins versant de l'Orgeval et de Naizin. Elle n'a pas permis de choisir l'un ou l'autre des deux schémas de couplage restants.

L'introduction des *"échanges souterrains"* ne peut pas se justifier par les résultats des deux schémas de couplage sur le bassin de l'Orgeval. En effet, l'amélioration observée sur les critères numériques de la simulation de débits ne compense pas le fait que l'on ajoute un paramètre de plus au jeu de paramètres nécessaires au fonctionnement de ces deux schémas. Par contre, l'introduction des "échanges souterrains" pour les bassins versants bretons, y compris le BVRE du Naizin, a prouvé que ce paramètre a une influence positive sur la simulation des débits.

Le choix du modèle couplé définitif est justifié par les résultats des deux étapes précédentes dont on peut tirer les conclusions suivantes :

* Pour les deux schémas retenus, les critères numériques de la simulation des débits et de la simulation de l'état hydrique sur l'Orgeval sont très proches et ne permettent pas de justifier le choix de l'un plutôt que l'autre.

* Ces deux schémas ont bien supporté la réduction du nombre de paramètres et restent comparables sans supériorité concrète pour l'un ou l'autre.

* Les critères de Nash du calage des deux schémas sur le Naizin sont du même ordre de grandeur. Par contre, le schéma *"SHEM18-1"* est plus stable lors de la transposition du jeu de paramètres sur la période de contrôle de ce bassin.

* La validation des deux schémas sur les bassins versants bretons est meilleure du point de vue des critères numériques de la simulation des débits pour le schéma *"SHEM18-1"* puisque la moyenne du critère de Nash de la période de contrôle de ce schéma est supérieure à celle du schéma *"SHEM22-1"*.

* L'introduction du terme "échanges souterrains" dans les deux schémas accentue la supériorité du schéma *"SHEM18-1"* sur les bassins versants bretons, dont le BVRE du Naizin.

En conclusion, le schéma *"SHEM18-1"* est plus stable et semble être plus approprié à la simulation des débits des bassins versants bretons. Le modèle couplé devant essentiellement être appliqué à cette région dans le cadre du projet ERS-1, notre choix s'est porté sur ce schéma pour la suite de nos travaux. Ce schéma est nommé *"GRHUM"* par référence au modèle **GR**(3 ou 4) dans lequel est prise en compte l'**HUM**dité du sol. Il appartient au Groupe III (Gestion parallèle de la pluie pour la couche globale). La gestion de la production de surface est globale et annuelle. Toute la production de surface s'infiltre dans les couches plus profondes.

CHAPITRE IV

MODELE COUPLE "GRHUM"

CHAPITRE IV

MODELE COUPLE "GRHUM"

IV-1- INTRODUCTION

La mise au point du couplage a abouti à deux schémas de couplage dont les caractéristiques sont différentes mais dont les performances sont comparables du point de vue de la simulation des débits et de l'état hydrique du sol. La mise au point finale de ces deux schémas, réduction du nombre de paramètres et introduction des "échanges souterrains", a été positive sur le bassin versant de l'Orgeval. Cette démarche a donc été reprise pour les bassins versants bretons du Projet ERS-1, dont le BVRE de Naizin. Elle a permis de choisir le schéma de couplage le plus performant. Ce chapitre présente les caractéristiques et les résultats de ce modèle couplé. Il est structuré en deux parties.

Le *"MODELE COUPLE"* est appliqué au BVRE de l'Orgeval, au BVRE du Naizin et aux bassins versants bretons. Nous résumons les résultats de ce modèle sur ces bassins en les comparant aux résultats du modèle hydrologique GR4J.

La *"VALIDATION DU MODELE COUPLE"* retenu est basée sur une amélioration de ses variables d'entrée en prenant en compte les données réelles d'occupation du sol dans le calcul de l'évapotranspiration réelle. Cette étape n'a pu être appliquée que sur les bassins versants où nous disposions de cartes de cultures, donc sur les bassins de l'Orgeval et du Naizin. Nous avons conclu notre validation par une recherche sur la signification physique des deux couches du réservoir sol en terme d'épaisseur de sol. Cette étude est limitée car elle n'a pu être effectuée correctement que sur le bassin de l'Orgeval où les mesures d'humidité du sol sont disponibles à différentes profondeurs. Pour le bassin versant du Naizin, nous ne disposons que d'une année incomplète de mesures et l'étude effectuée est assez limitée. Elle devrait être complétée par la suite.

IV-2- MODELE COUPLE RETENU

L'architecture du modèle couplé *"GRHUM"* est présentée sur la figure IV-1 :

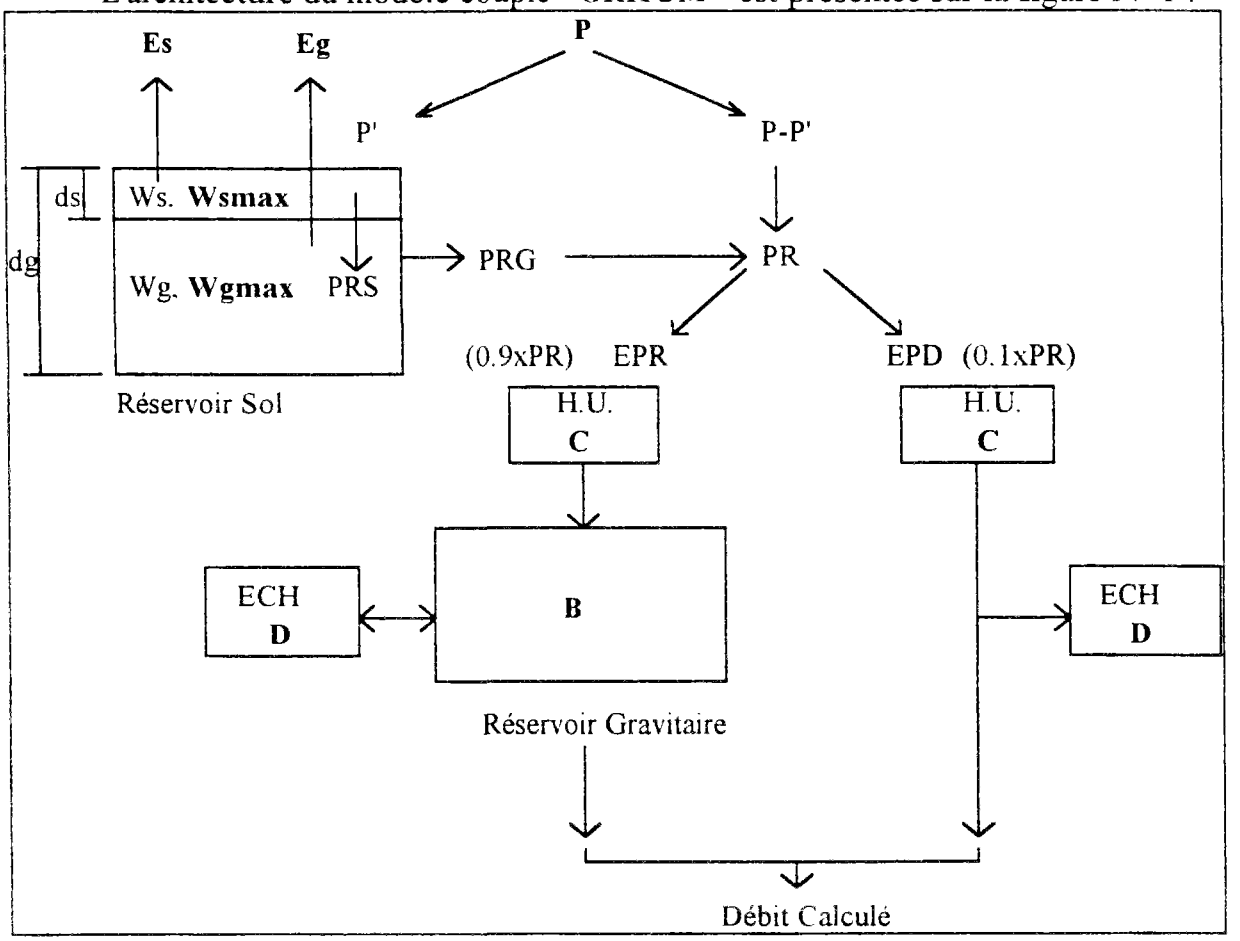


Figure IV-1 : Architecture du modèle couplé "GRHUM".

Avec P : Pluie brute majorée de 5%.

P' : Pluie qui alimente le réservoir sol $\mathbf{P'} = \left(\mathbf{W_g}/\mathbf{W_{gmax}}\right)^2 \times \mathbf{P}$

PRS : Production de la couche de surface (Thomas : **Th**).

PRG : Production de la couche globale (Thomas : **Th**).

PR : Quantité transférée **PR=P-P'+PRG**

EPR : Ecoulement profond.

EPD : Ecoulement pseudo-direct.

E_s : Evapotranspiration réelle de la couche de surface.

E_g : Evapotranspiration réelle de la couche globale.

W_s : Humidité de surface limitée à $\mathbf{W_{smax}}$.

W_g : Humidité globale limitée à $\mathbf{W_{gmax}}$.

d_s : Epaisseur de la couche de surface (10 cm).

d_g : Epaisseur de la couche globale (120 cm).

C : Durée de base des hydrogrammes unitaires.

B : Pseudo-capacité maximale du réservoir gravitaire.

D : Paramètre des échanges souterrains.

IV-2-1- Bassin versant de l'Orgeval

IV-2-1-1- Simulation des débits

Le critère de Nash obtenu pour le modèle couplé *"GRHUM"* sur la période de calage est supérieur de 5,5% à celui du modèle GR4J. Les autres critères numériques de la période de calage sont comparables pour les deux modèles (Tableau IV-1). Pour la période de contrôle, le modèle GR4J semble être mieux transposable car les critères numériques sont légèrement supérieurs. Toutefois, sachant que le modèle couplé a l'avantage de simuler deux sorties de plus, humidité de surface et humidité globale du réservoir sol, la légère diminution des critères numériques de la simulation des débits par le modèle couplé ne remet pas en question l'intérêt de ce modèle et l'utilité de la modification de la fonction de production.

Tableau IV-1 : Simulation des débits par le modèle couplé sur l'Orgeval.

Critères	*"GRHUM"*		*"GR4J"*	
	Calage (1988-1989)	Contrôle (1990-1991)	Calage (1988-1989)	Contrôle (1990-1991)
Nash (%)	88.5	82,6	83,0	84.6
E.Bilan (%)	4,5	27,9	2,2	-0,9
RC (%)	83,3	60,7	84,3	75,0
RDC	37/36	29/33	36/36	41/33
RDE	329/267	457/228	322/267	370/228

Les graphiques des débits pour la période de calage (Figure IV-2) et pour la période de contrôle (Figure IV-3) montrent une bonne reproduction des débits.

IV-2-1-2- Simulation de l'état hydrique du sol

L'évolution des humidités des deux couches du sol est bien représentée par le modèle couplé. Les humidités globales simulées présentent un écart presque constant avec les humidités moyennes mesurées pour l'épaisseur de 120 cm (Figure IV-4). Les humidités de surface sont plus variables. Les amplitudes des humidités simulées sont plus accentuées, mais leurs variations sont bien synchronisées avec les valeurs mesurées (Figure IV-5).

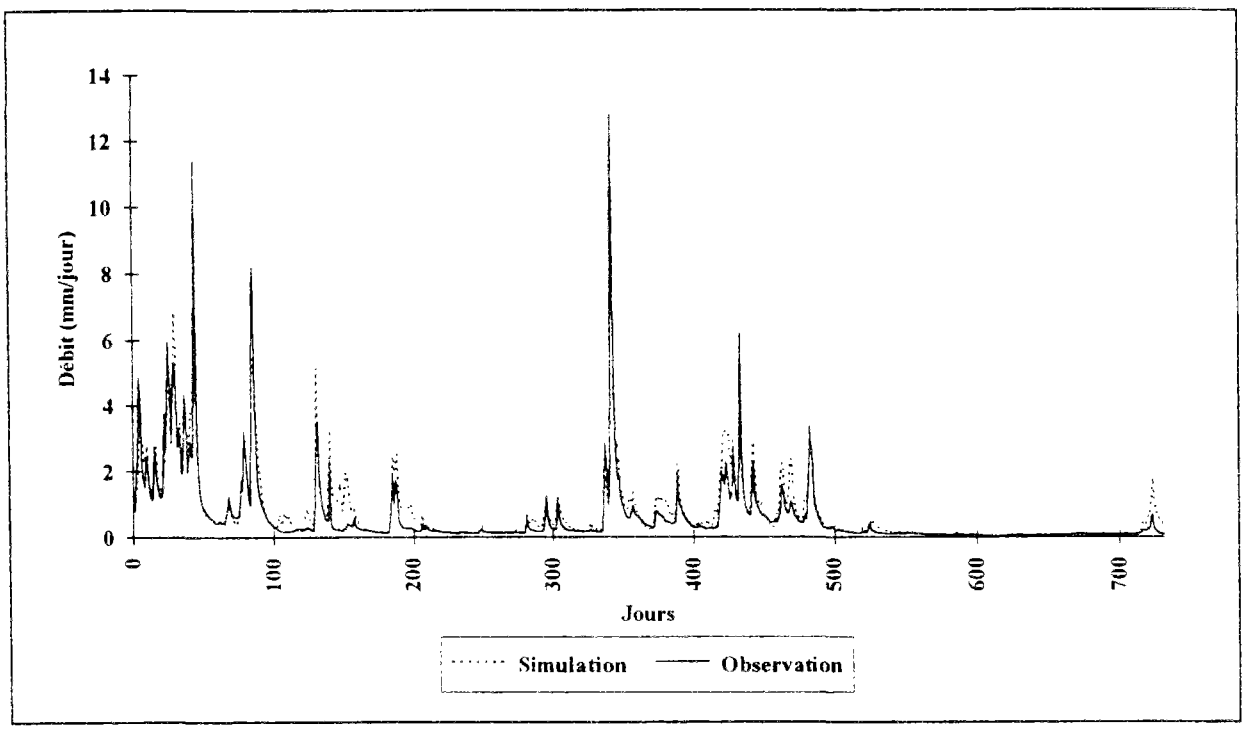


Figure IV-2 : Simulation des débits-Bassin Versant de l'Orgeval. Période de calage-Années 1988-1989.

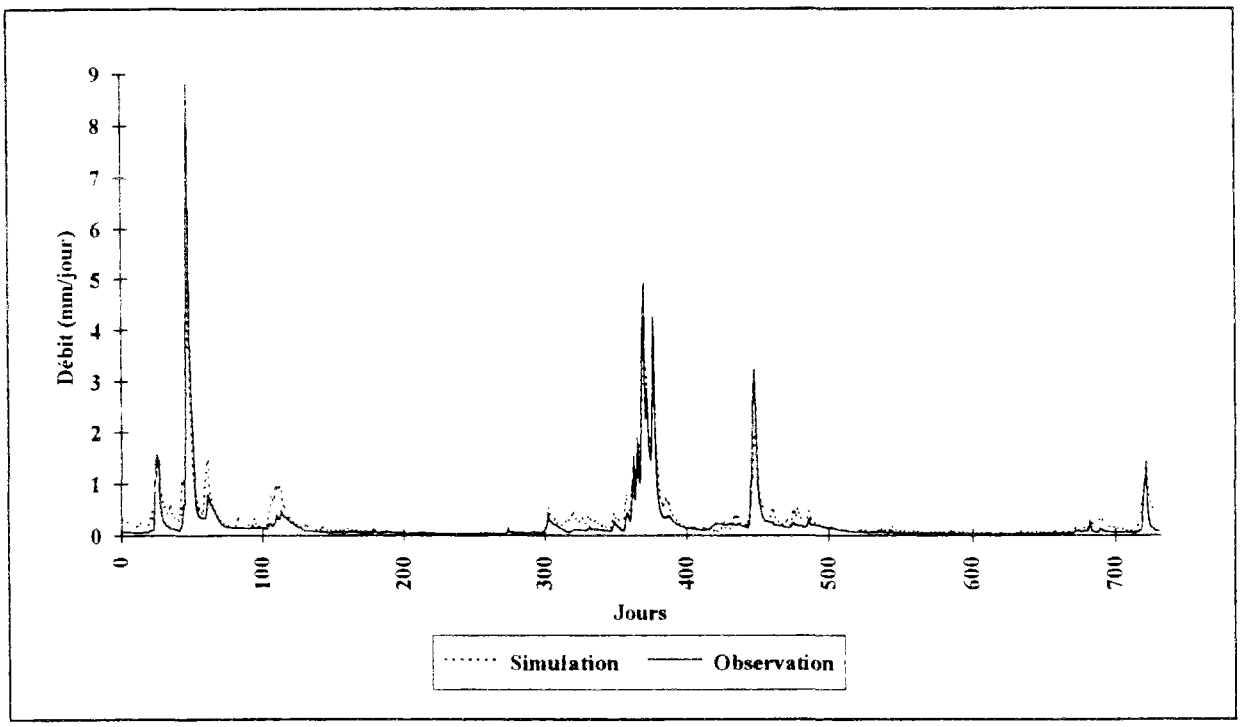


Figure IV-3: Simulation des débits-Bassin Versant de l'Orgeval. Période de contrôle-Années 1990-1991.

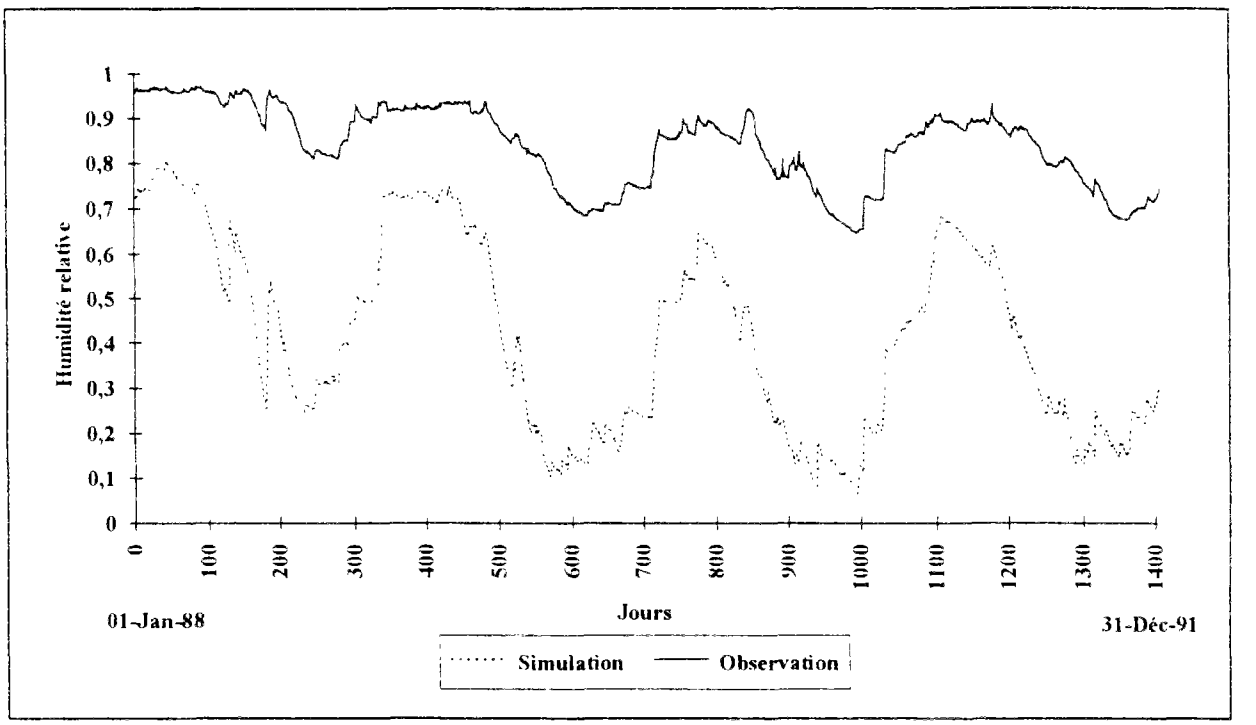


Figure IV-4 : Simulation des humidités globales-Bassin Versant de l'Orgeval. Années 1988-1991

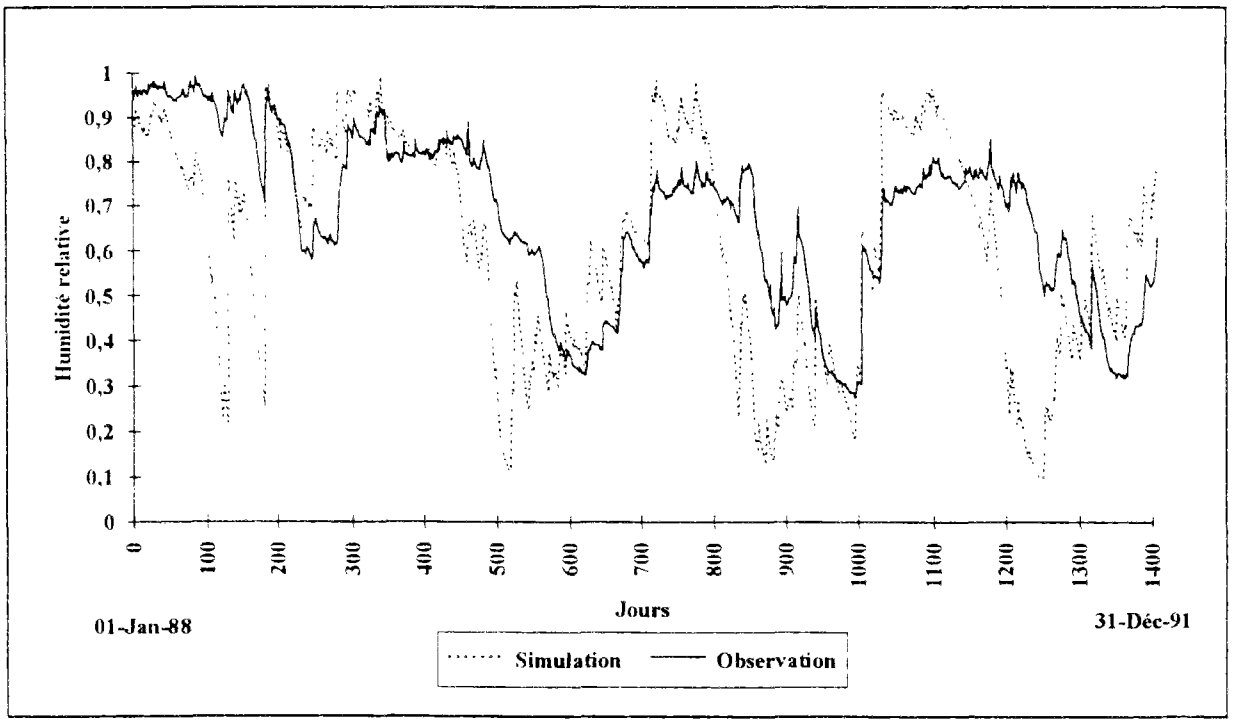


Figure IV-5: Simulation des humidités de surface-Bassin Versant de l'Orgeval. Années 1988-1991

La simulation de l'état hydrique des deux couches du réservoir sol peut être résumée par les deux relations de corrélation suivantes :

$$\mathbf{W_s = 0,711 \times W(20) + 0,174} \qquad \mathbf{(R=0,54)} \qquad 4.1$$

$$\mathbf{W_g = 2,403 \times W(120) - 1,561} \qquad \mathbf{(R=0,85)} \qquad 4.2$$

Où $\mathbf{W_s}$: Humidité de surface simulée
$\mathbf{W_g}$: Humidité globale simulée
W(20) : Humidité mesurée pour 20 cm d'épaisseur de sol
W(120) : Humidité mesurée pour 120 cm d'épaisseur de sol

Le coefficient de corrélation est assez significatif dans le cas des humidités de la couche globale (Figure IV-6), mais il l'est moins pour la corrélation des humidités de surface (Figure IV-7).

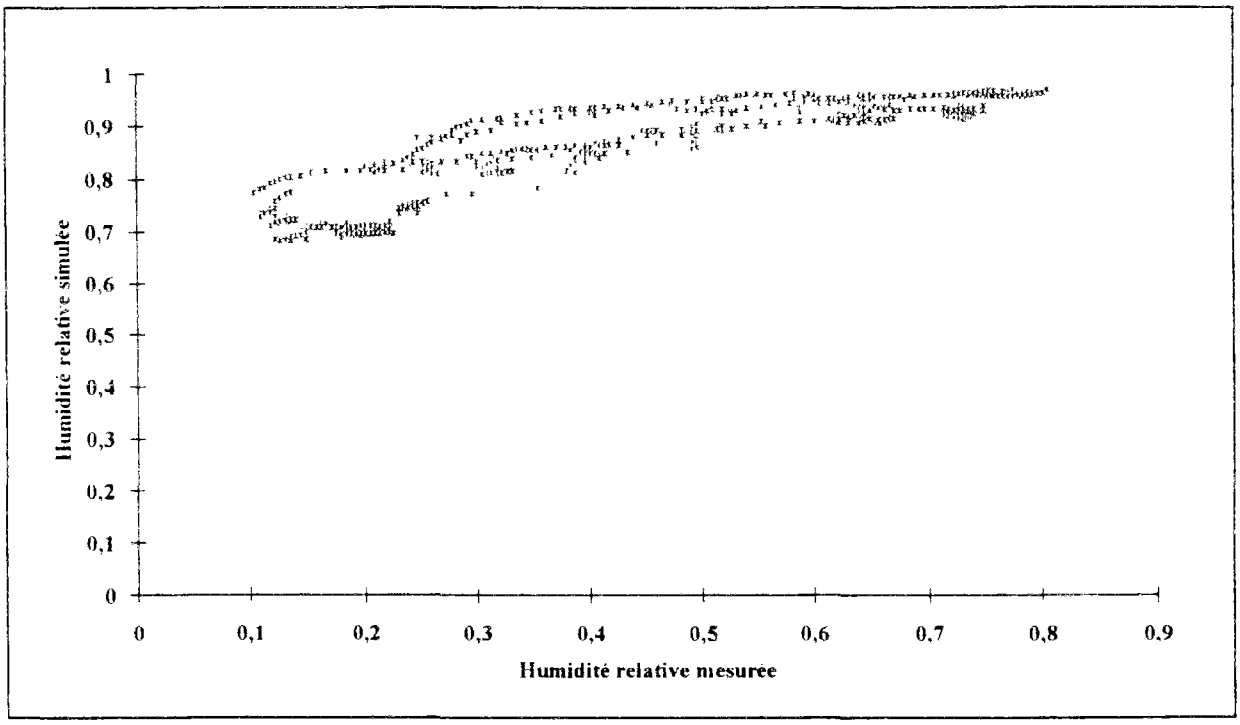


Figure IV-6 : Corrélation des humidités globales-Bassin Versant de l'Orgeval. Années 1988-1991

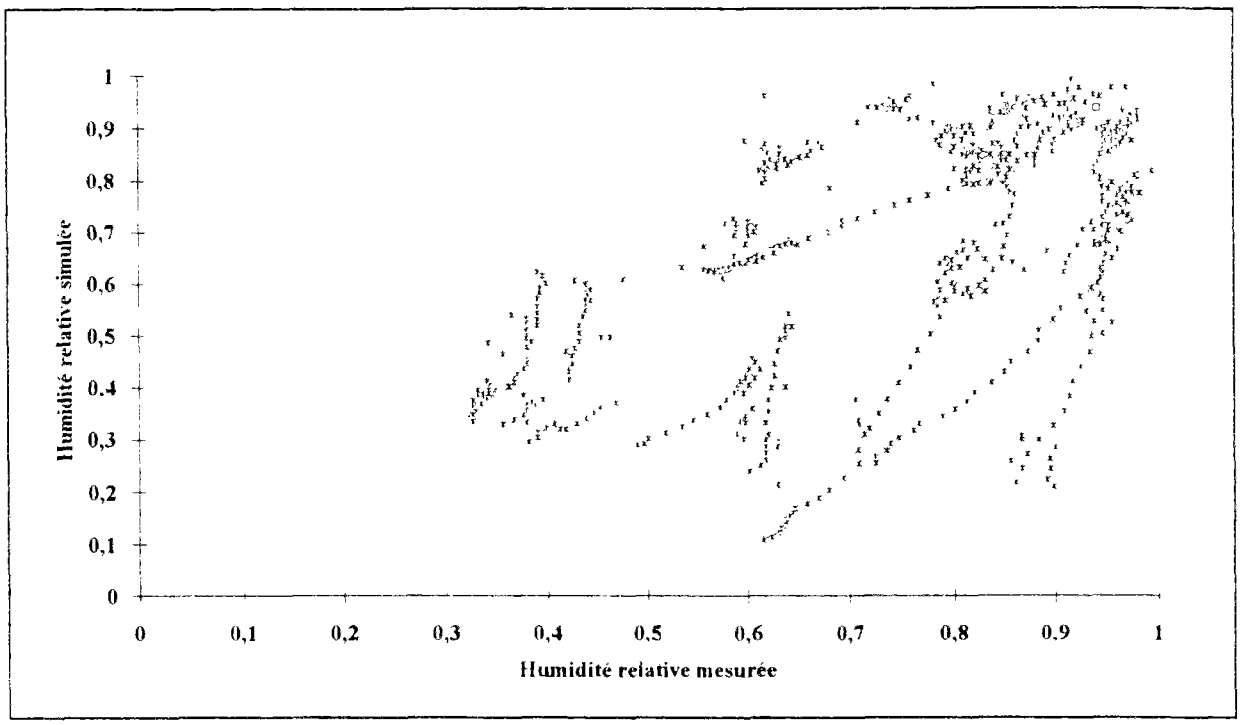


Figure IV-7: Corrélation des humidités de surface-Bassin Versant de l'Orgeval. Années 1988-1991

IV-2-2- Bassin versant de Naizin

IV-2-2-1- Simulation des débits

Les critères numériques obtenus pour le modèle couplé sur la période de calage sont comparables, avec une légère supériorité (pour le critère de Nash, l'erreur de bilan et le rapport des durées d'étiages), sur ceux du modèle GR4J (Tableau IV-2). Le modèle GR4J a par contre l'avantage d'être plus stable lorsqu'il est transposé à la période de contrôle.

Tableau IV-2 : Simulation des débits par le modèle couplé sur le Naizin.

Critères	"GRHUM"		"GR4J"	
	Calage (1991-1992)	Contrôle (1989-1990)	Calage (1991-1992)	Contrôle (1989-1990)
Nash (%)	89,3	76,3	89.0	84.7
E.Bilan (%)	-0,5	-28,8	-5.9	15.7
RC (%)	83.9	52,5	84.0	63.5
RDC	28/32	37/39	36/32	31/32
RDE	165/265	66/374	132/265	254/265

Les graphiques des débits pour la période de calage et pour la période de contrôle montrent une bonne reproduction des débits (Annexe III).

IV-2-2-2- Simulation de l'état hydrique du sol

La simulation de l'état hydrique du sol est moins bonne que celle obtenue pour le BVRE de l'Orgeval. Les humidités globales ont été comparées avec les humidités moyennes mesurées à 90 cm de profondeur. Leur évolution est bien reconstituée avec toujours un écart par rapport aux mesures. La comparaison ne peut toutefois être concluante car la série de mesure présente trop de lacunes. La simulation des humidités de surface est plus difficile à réaliser avec le modèle. Les humidités de surface comparées aux mesures à 10 cm de profondeur (Figure IV-8) montrent une surestimation systématique des simulations à la fin de la saison d'été.

La simulation de l'état hydrique du sol est résumée par deux relations de corrélation suivantes :

$$W_s = 0,737 \times W(10) + 0,109 \qquad (R=0,42) \qquad 4.3$$

$$W_g = 0,771 \times W(90) - 0,298 \qquad (R=0,95) \qquad 4.4$$

Le coefficient de corrélation des humidités globales est très significatif mais celui des humidités de surface reste assez faible (Figure IV-9).

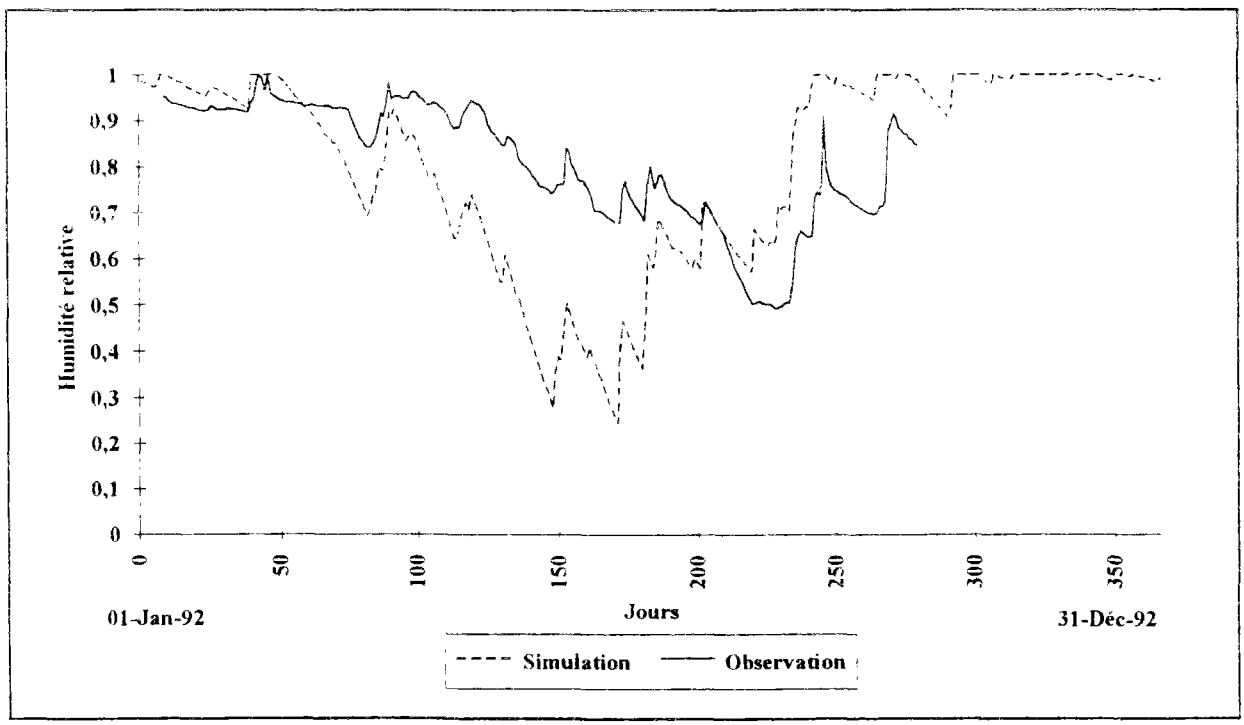


Figure IV-8: Simulation des humidités de surface-Bassin Versant du Naizin Année 1992

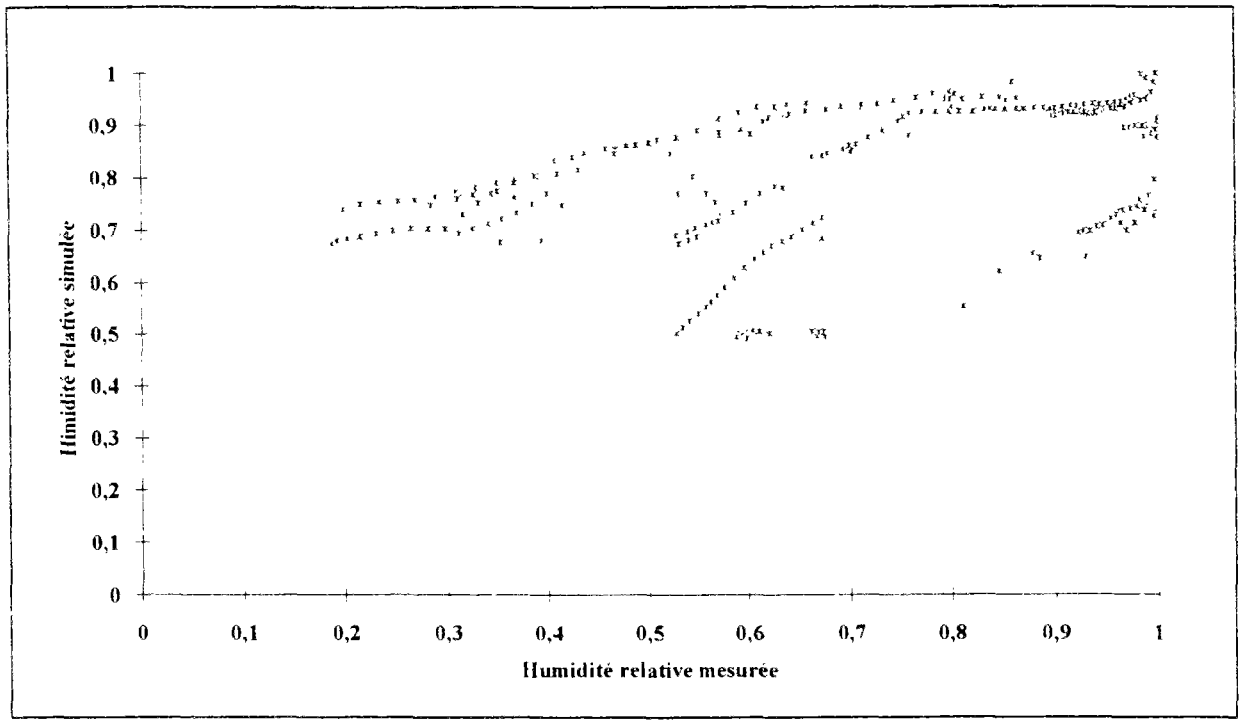


Figure IV-9 : Corrélation des humidités de surface-Bassin Versant du Naizin. Période de calage-Année 1992.

IV-3-3- Bassins versants bretons

Les détails des résultats de la simulation des débits sont présentés dans l'annexe III. La comparaison de ces résultats avec ceux obtenus pour le modèle GR4J confirme les constatations faites sur les BVRE de l'Orgeval et de Naizin. Les deux modèles ont des critères numériques qui se valent pour la période de calage. Par contre, le modèle GR4J est plus stable puisque la moyenne des critères de Nash de la période de contrôle est supérieure de 8% pour ce modèle (Tableau IV-3).

Tableau IV-3 : Simulation des débits du modèle couplé sur les BV Bretons.

Critères	Statistiques	*"GRHUM"*		*"GR4J"*	
		Calage	Contrôle	Calage	Contrôle
Nash (%)	Moyenne	90,3	66,5	91,3	74,5
	Ecart type	4,8	23,4	5,0	19,9
E.Bilan (%)	Moyenne	-1,1	-3,4	2,3	5,4
	Ecart type	7,9	25,5	11,8	22,2

IV-2-4- Discussion

La différence observée entre les deux modèles GR4 et *"GRHUM"* est vraissemblablement due au fait que le modèle couplé est plus sensible aux données

d'entrée disponibles. En effet, la simulation des débits passe par celle de l'état hydrique des deux couches du réservoir sol, qui est très liée à la pluie qui alimente ce réservoir et à l'ETP qu'il subit. Or, dans le cadre de nos recherches, nous n'avons disposer, pour tous les bassins versants, y compris le Naizin, que des ETP décadaires interannuelles, car les ETP datées n'étaient pas disponibles. De plus, le nombre de stations pluviométriques utilisées pour représenter la pluviométrie de cette région était assez limité (40 stations pour 35 bassin versants). Certaines de ces stations présentaient même des lacunes sur les périodes d'application du modèle. Dans ce cas, le contrôle n'a été effectué que sur une seule année, quelque fois, même, sans période de mise en route malgré son importance. La validation du modèle couplé sur les mêmes bassins versants avec un nombre plus élevé de stations pluviométriques et surtout avec des stations plus représentatives de la climatologie (Pluie et ETP) de chaque bassin, devrait permettre d'améliorer les résultats de la simulation des débits.

IV-3- VALIDATION DU MODELE COUPLE

La validation du modèle couplé est basée sur la prise en compte de l'occupation réelle du sol sur les bassins versants traités et sur l'interprétation physique de l'épaisseur des couches du réservoir sol.

IV-3-1- Prise en compte de l'occupation du sol

La mise au point du modèle couplé a été effectuée avec une occupation du sol représentée par un indice de couverture végétale interannuel établi dans la région des Landes (Chapitre II). Cette transposition est basée sur le fait que cet indice a été mis au point pour des polycultures qui se retrouvent dans la région de la Brie où se situe le bassin versant de l'Orgeval. Cette transposition a été remise en question pour tenter d'expliquer les problèmes de la simulation de l'humidité de la couche de surface. Les images infrarouges permettant d'établir cet indice sur le bassin versant de l'Orgeval n'étant pas disponibles, nous avons eu recours aux cartes de cultures dressées chaque année sur ce bassin et aux cycles de croissance de chaque type de végétation. Ces cycles de croissance sont établis en fonction des pratiques culturales des agriculteurs du bassin versant. En se basant sur le Larousse Agricole (Edition, 1991), nous avons pu approximer les valeurs de couverture végétale atteinte par chaque type de végétation pour les différents stades de sa croissance. La connaissance des dates de semis, de levée , de maturité et de moisson qui ont cours sur le bassin versant permet d'évaluer par une simple interpolation l'évolution de la couverture végétale de ce type

de végétation. Nous présentons, figure IV-10, l'exemple de courbe obtenue pour la culture des céréales d'hiver.

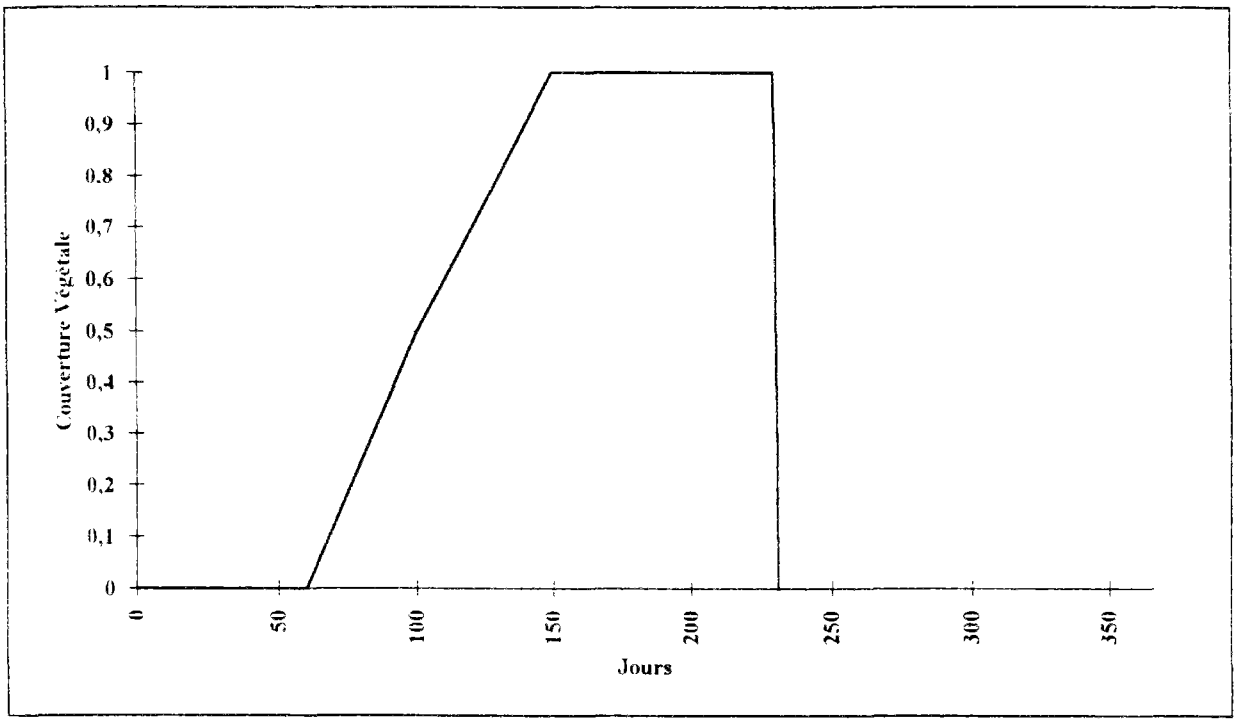


Figure IV-10 : Cycle de croissance des céréales d'hiver.

La combinaison de ces différentes courbes de développement permet d'évaluer un pourcentage de sol nu par rapport à la couverture végétale globale sur le bassin versant. Il peut être considéré comme une première approximation de l'indice de végétation déterminé par observation spatiale. Le rapport établie sur l'occupation réelle du sol varie d'une année à l'autre en fonction des cultures existant sur le bassin et, bien sûr, en fonction des modifications dans le temps des pratiques culturales des agriculteurs (rotation du blé, choix des cultures intermédiaires). La technique adoptée est détaillée dans l'annexe IV. La figure IV-11 montre un exemple d'indice de couverture végétale établi pour l'année 1988.

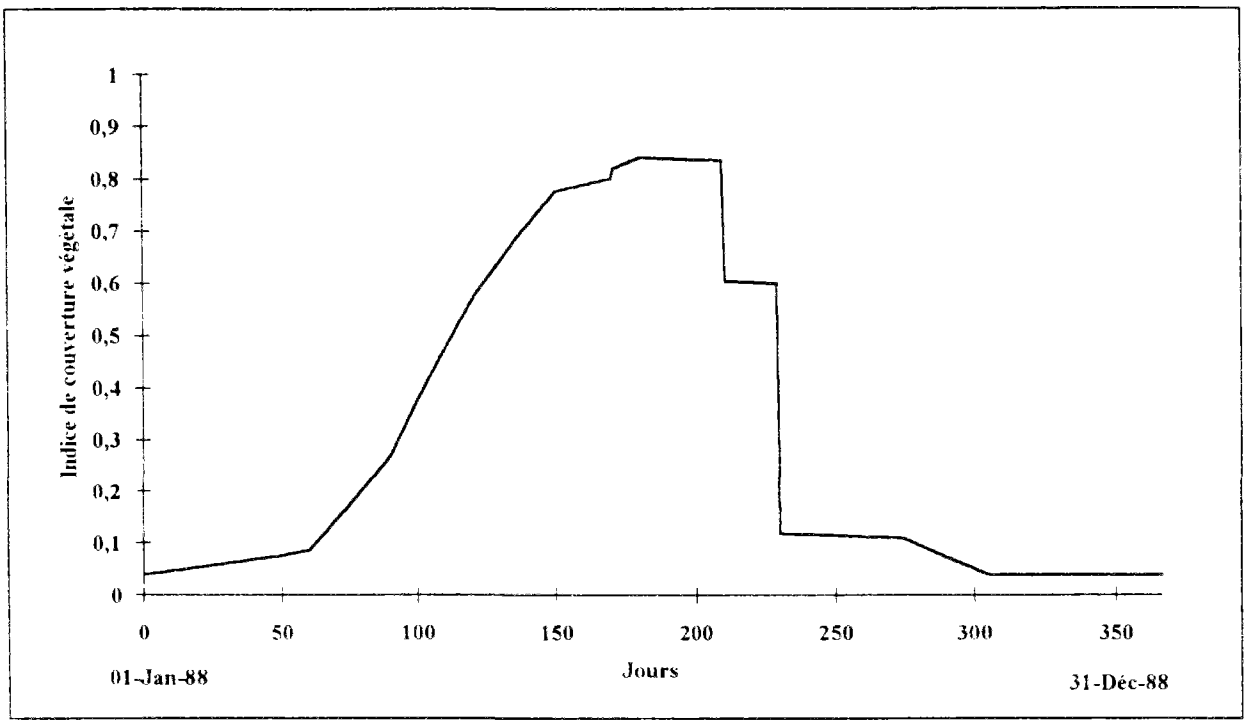


Figure IV-11 : Indice de couverture végétale de l'Orgeval-Année 1988.

IV-3-1-1- Bassin de l'Orgeval

Cet indice a été introduit dans le modèle ***"GRHUM"*** appliqué au bassin de l'Orgeval. Les critères de Nash de calage et de contrôle ne montrent aucune variation notable. Par contre, on constate une large amélioration des corrélations entre les humidités du sol simulées et calculées (Tableau IV-4).

Tableau IV-4 : Simulation des humidités avec l'occupation du sol-Orgeval.

CAS	Humidité de surface W_s		Humidité globale W_g	
	R	Est	R	Est
Sans occupation du sol	0,536	21,0	0,852	12,9
Avec occupation du sol	0,816	15,2	0,914	10,8

Le coefficient de corrélation des humidités de surface passe de 0,54 à la valeur de 0,82 ce qui prouve que la prise en compte de l'occupation du sol réelle du bassin versant joue un rôle important dans l'évolution de l'état hydrique du réservoir sol. L'indice de couverture végétale intervient surtout dans le calcul de l'évapotranspiration réelle qui est soutirée dans la couche de surface. Cette évapotranspiration est normalement très liée aux types de cultures qui occupent le bassin versant, d'où la forte amélioration du coefficient de corrélation sur les humidités du sol.

La simulation de l'humidité de la couche globale varie légèrement du fait que cette couche inclut la couche de surface, mais l'intervalle entre les valeurs maximales simulées et mesurées reste constant. La simulation de l'humidité de la couche de surface montre une meilleure concordance avec les mesures (Figure IV-12). L'écart qui existe entre les deux séries est probablement dû au fait que les mesures sont effectuées sur une parcelle couverte pendant toute l'année de gazon. Celui-ci modère les fluctuations de l'humidité de la couche de surface et atténue donc les variations par rapport à celles de l'ensemble du bassin versant.

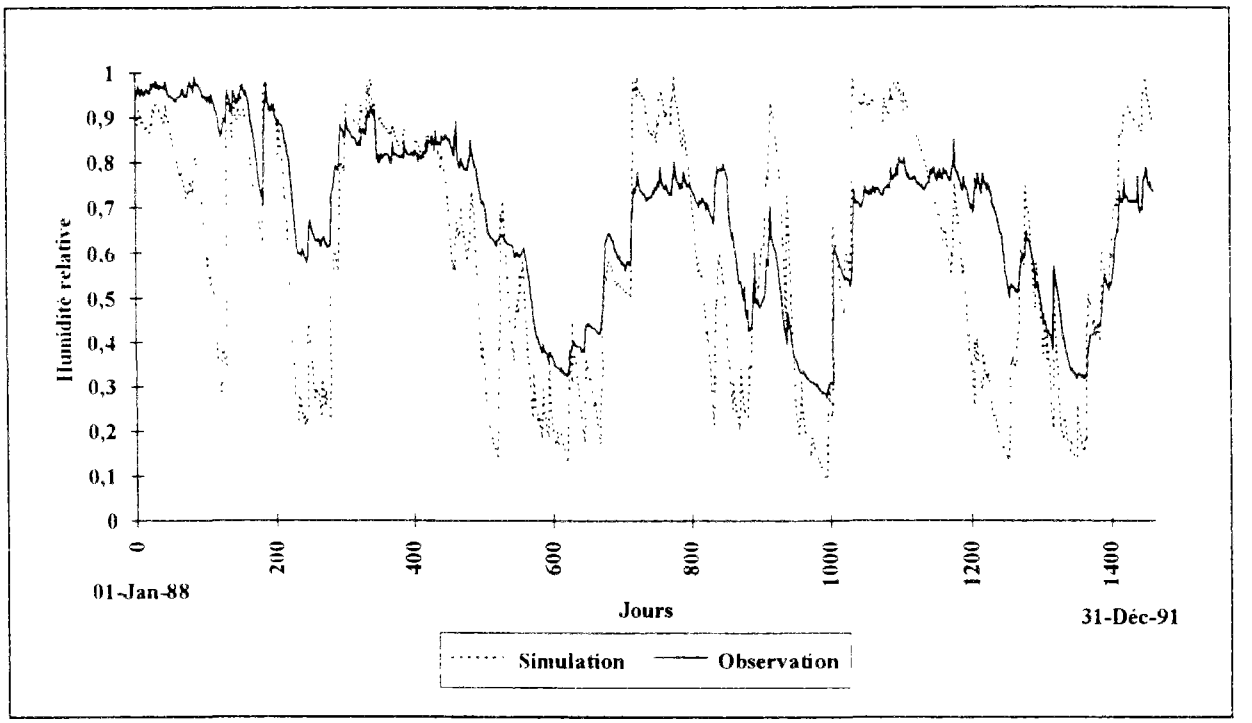


Figure IV-12 : Simulation des humidités de surface avec occupation du sol Périodes de calage et de contrôle-Années 1988-1991-Bassin de l'Orgeval.

IV-3-1-2- Bassin de Naizin

La prise en compte de l'occupation du sol réelle du bassin versant de Naizin s'est révélée plus délicate. En effet, les cartes de cultures de ce bassin n'ont peut être pas été effectuées avec autant de précision que sur le bassin de l'Orgeval. De plus, les pratiques culturales de la région sont moins connues et de nombreuses cultures intermédiaires n'ont pas été répertoriées. Il en résulte que l'indice de couverture végétale n'a pu être tracé avec exactitude. Une première approche a été amorcée par Latuillerie (1993). Il faut aussi garder à l'esprit que les évapotranspirations potentielles disponibles pour ce bassin sont interannuelles et limitent donc l'amélioration que peut apporter la prise en compte de l'occupation réelle du sol dans la modélisation de l'évapotranspiration réelle journalière. L'apport de la prise en compte de l'occupation

du sol réelle du bassin n'a pu être appréciée du point de vue numérique car les coefficients de corrélation restent constants. Par contre, la comparaison des chroniques d'humidité simulée et mesurée au sol pour la couche de surface semble montrer une meilleure simulation de l'état hydrique de cette couche (Figure IV-13). L'occupation du sol n'intervient que très faiblement sur la simulation de l'état hydrique de la couche globale.

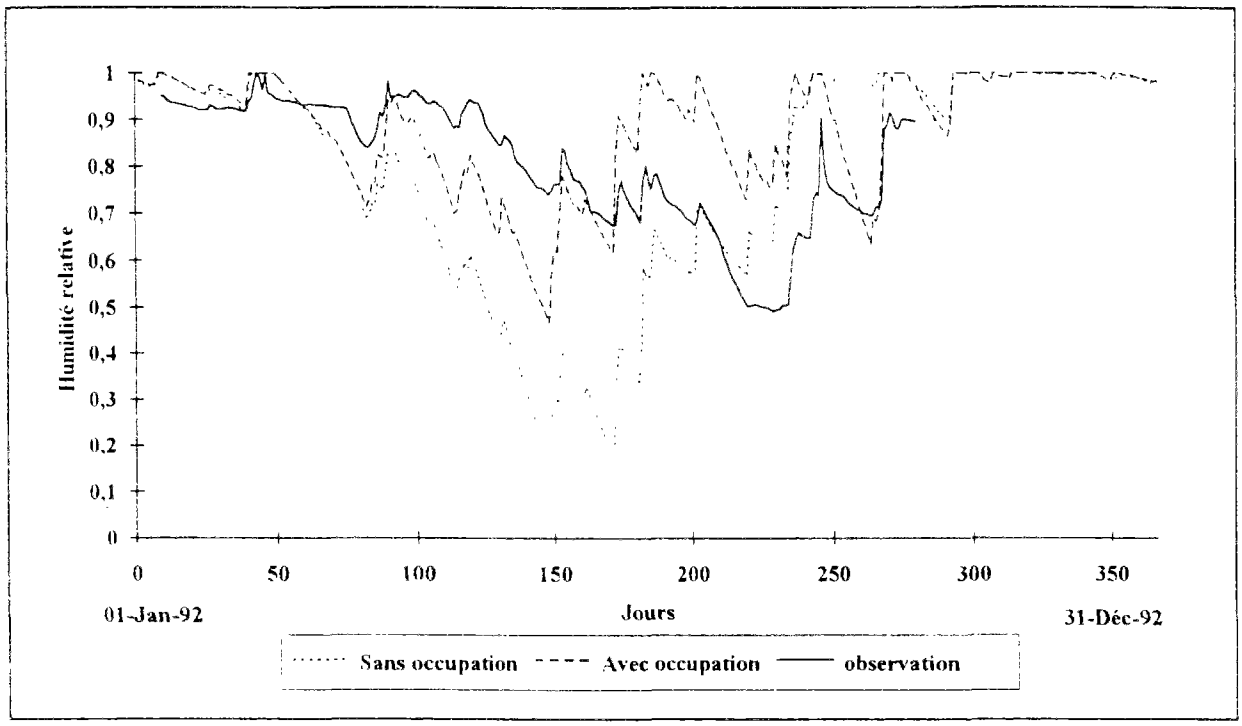


Figure IV-13 : Simulation des humidités de surface avec occupation du sol. Période de calage-Année 1992-Bassin de Naizin.

Les données radar étant disponibles sous forme de coefficient de rétrodiffusion pour l'année 1992, nous les avons comparées avec les humidités de surface simulées par le modèle pour cette année. Une translation du signal radar, qui revient à un étalonnage, permet de faire coïncider les deux courbes (Figure IV-14). On voit que la comparaison est relativement satisfaisante surtout sur les mois de faible couverture végétale (hiver, début de printemps et puis automne). Cette période est la moins influencée par les lacunes remarquée dans les relevés de cultures du bassin. De plus, la corrélation du signal radar avec les humidités du sol lorsque celui-ci est sous couvert de végétation dense, semble encore poser des problèmes (Cognard, thèse en cours). La comparaison des deux figures IV-13 et IV-14 montre que l'introduction de l'occupation du sol améliore la concordance entre les humidités de surface simulées et les mesures radar. La corrélation entre ces deux séries est de 0,83. Elle est influencée par la perturbation du signal radar due à l'état de la végétation. Celle-ci n'a pas encore été quantifiée par les recherches en cours (Cognard, thèse en cours). De même, d'après

cette comparaison, il semblerait que les mesures radar suivent mieux les humidités de surface simulées que les valeurs ponctuelles mesurées (R=0,51).

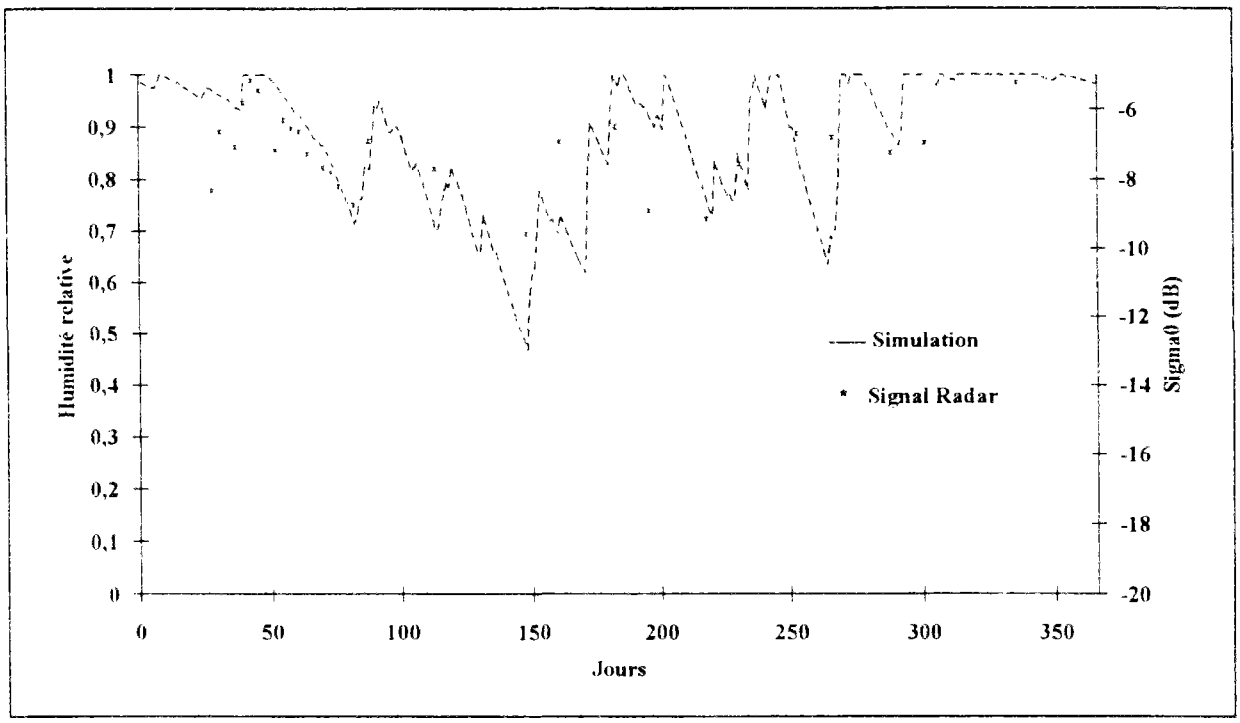


Figure IV-14 : Humidités de surface simulées et du signal radar. Période de calage-Année 1992-Bassin de Naizin.

Cette première approche de la prise en compte de l'occupation du sol montre donc que l'influence du type de végétation sur l'évolution de l'état hydrique de la couche de surface n'est pas négligeable. Il serait donc préférable pour le démontrer de disposer des images dans le visible et proche infrarouge de la région permettant de calculer correctement les indices de végétation sur les bassins versants concernés par l'étude.

Les résultats numériques de la simulation des débits, pour les deux bassins de l'Orgeval et de Naizin, n'ont pas été modifiés par la prise en compte de l'occupation du sol.

IV-3-2- Essai d'interprétation physique de l'épaisseur des couches du réservoir sol

L'épaisseur adoptée pour les couches du réservoir sol étaient de 10 cm pour la couche de surface et 120 cm pour la couche globale. Dans un premier temps, cette solution a été choisie pour faire fonctionner le modèle *"GRHUM"*. Les travaux de Loumagne (1983) et de Landwerlin (1990) ont montré que la profondeur la plus représentative de l'état hydrique du sol correspond, pour l'Orgeval, à 55 cm. Nous

avons donc tenté de déterminer quellest étaient les couches de sol dont l'état hydrique était simulé par le modèle couplé, en comparant les humidités simulées par le modèle pour chacune des deux couches et les humidités moyennes mesurées à différentes profondeurs.

Nous avons effectué des corrélations de trois types :

Linéaire : $\mathbf{Y = A + B.X}$
Multiplicative : $\mathbf{Y = A.X^B}$
Exponentielle : $\mathbf{Y = \exp(A + B.X)}$
Où Y est la simulation et X est la mesure.

Ces corrélations ont été effectuées à partir des données dont nous disposions sur le bassin de l'Orgeval. La même démarche a été appliquée sur le bassin versant de Naizin. Les résultats obtenus pour le bassin du Naizin sont préliminaires et devront être complétés ultérieurement car les mesures d'humidités ponctuelles (méthode capacitive) présentaient trop de lacunes sur la période de démarrage (Fauveau, 1992).

IV-3-2-1- Bassin versant de l'Orgeval

Les corrélations ont été effectuées avec les humidités mesurées moyennes pour différentes profondeurs allant de 15 cm (profondeur minimale) à 145 cm. Ces mesures ont été cumulées pour des couches de différentes épaisseurs allant de 20 cm à 150 cm. La profondeur de 150 cm est considérée comme suffisante pour représenter la couche globale.

IV-3-2-1-1- Etat hydrique de la couche globale

Pour les humidités globales, la corrélation multiplicative donne les meilleurs coefficients de corrélation (Figure IV-15). Le coefficient de corrélation maximal est obtenu avec des humidités mesurées moyennes pour 50 cm. La relation de corrélation obtenue est la suivante :

$$\mathbf{W_g = 0,967 \times W(50)^{3,716}} \qquad 4.5$$

Le coefficient de corrélation est de 0,956 avec une erreur standard de 23,56%. Les rapports de Student des deux constantes de cette relation (Equation 4.4) sont

supérieurs à 2,5 et montrent donc que ces deux constantes sont significativement différentes de zéro.

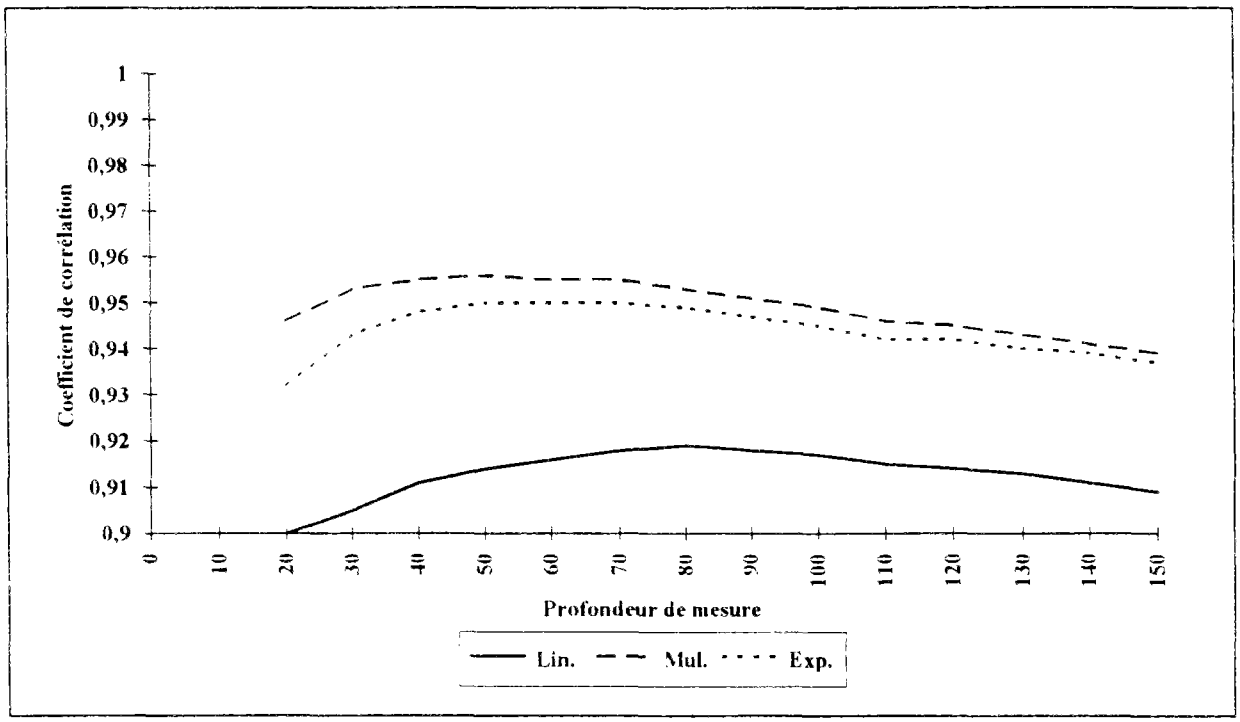


Figure IV-15 : Corrélation des humidités globales avec les humidités mesurées moyennes à différentes profondeurs.

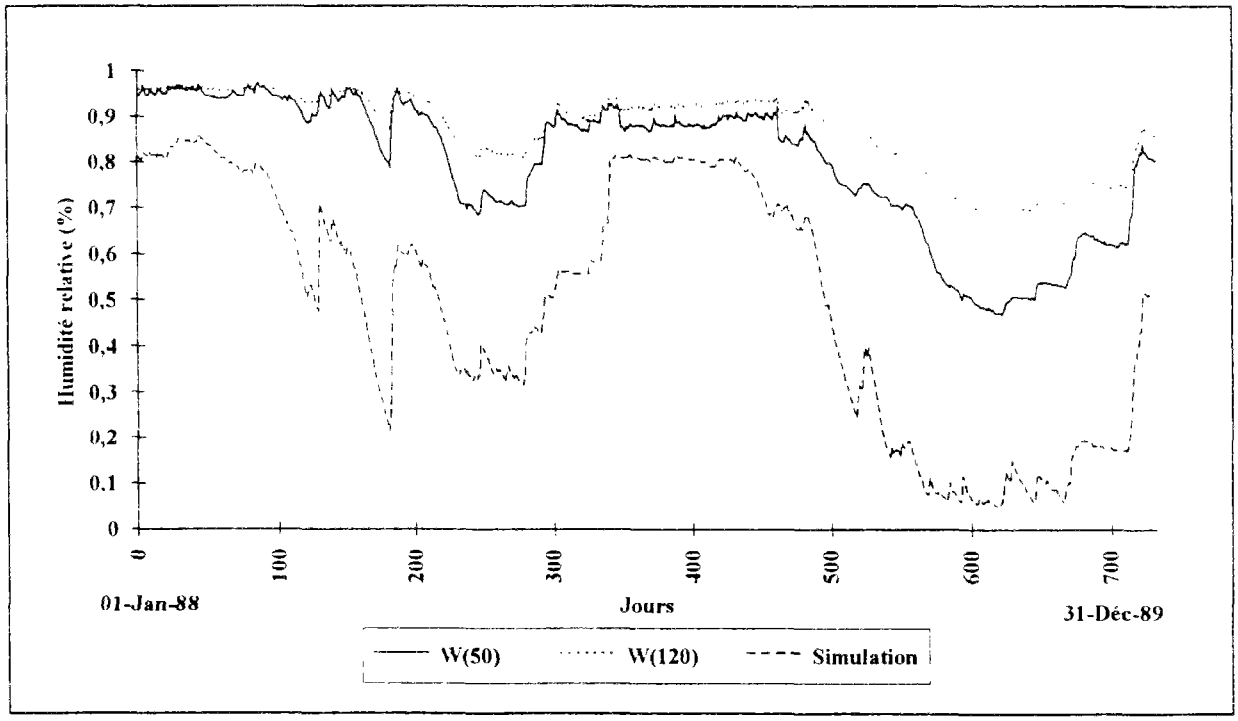


Figure IV-16 : Humidités globales simulées et mesurées à 50 cm et 120 cm.

La comparaison des humidités globales simulées par le modèle avec les humidités mesurées pour les deux couches de 50 et 120 cm d'épaisseur montre que

la concordance entre les deux séries est plus nette pour la couche de 50 cm d'épaisseur (Figure IV-16).

L'épaisseur de la couche globale du réservoir sol prise en compte dans le modèle correspond donc, sur l'Orgeval, à une couche de sol de 50 cm. Ce résultat rejoint les études antérieures de Loumagne (1988) et Landwerlin (1990). Il signifie que la couche qui contribue le plus à la formation des débits est la première couche de sol de 50 cm. Ce résultat est propre au bassin versant de l'Orgeval et ne peut être transposé à d'autres bassins.

IV-3-2-1-2- Etat hydrique de la couche de surface

La corrélation des humidités de surface avec les mesures est décroissante en fonction de la profondeur (Figure IV-17). Le coefficient de corrélation le plus élevé est obtenu pour la corrélation exponentielle. Toutefois, la différence entre les trois types de corrélation est très faible. La corrélation retenue est la suivante :

$$W_s = \exp(2,347 \times W(20) - 2,34) \qquad 4.6$$

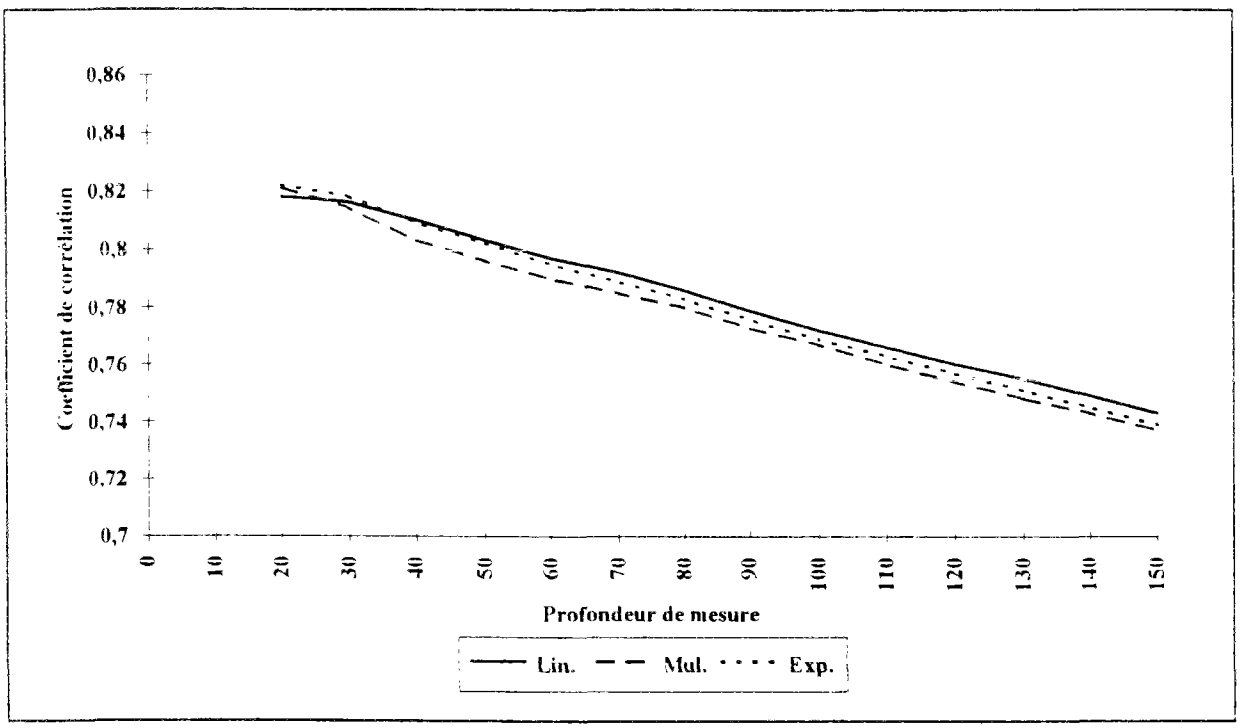


Figure IV-17 : Corrélation des humidités de surface avec les humidités mesurées moyennes à différentes profondeurs- Bassin de l'Orgeval.

Le coefficient de corrélation est de 0,822 avec une erreur standard de 30,48%. Les rapports de Student des constantes de cette relation sont largement supérieurs à 2,5 et les constantes sont donc significativement différentes de zéro.

Ce résultat signifie que la couche de surface considérée par le modèle correspond bien à la première couche superficielle du sol. Toutefois, d'après la décroissance des corrélations en fonction des profondeurs, il semblerait que des mesures effectuées dans les premiers centimètres du sol donneraient de meilleurs résultats. Celles-ci restent difficiles à réaliser étant donné les limitations de la méthode de mesure (sonde neutronique de profondeur).

IV-3-2-2- Bassin versant de Naizin

Les corrélations ont été effectuées avec les humidités mesurées moyennes sur des épaisseurs de 10, 20, 30, 40, 60 et 90 cm. Les mesures ne sont pas disponibles pour la couche de 50, 70 et 80 cm d'épaisseur. Il faut aussi savoir que le comportement hydrodynamique du sol est différent pour les mesures effectuées au delà de 60 cm d'épaisseur. Cette différence a été notée par l'étude des profils hydriques effectués au point de mesure où sont implantées les sondes capacitives (Fauveau, 1992).

IV-3-2-2-1- Etat hydrique de la couche globale

La courbe des coefficients de corrélation est croissante en fonction de l'épaisseur de la couche de sol prise en compte. Cette tendance s'inverse une première fois au niveau de l'épaisseur 40 cm puis redevient croissante à partir de l'épaisseur 60 cm. Ceci peut être relié au changement de comportement hydrodynamique déjà observé sur les profils hydriques et peut être expliqué par la structure géologique du sous-sol qui montre une juxtaposition du socle briovérien altéré fissuré et de la zone superficielle altérée meuble. D'ailleurs, des difficultés de forage ont été rencontrées aux environs de la profondeur de 60 cm lors des prélèvements de sols effectués pour le tracé des profils hydriques. La corrélation multiplicative montre de meilleurs coefficients de corrélation (Figure IV-18). Le coefficient de corrélation maximal est obtenu avec des humidités mesurées moyennes sur 40 cm. La relation de corrélation obtenue est la suivante :

$$\mathbf{W_g = 0,68 \times W(40)^{2,132}} \qquad 4.7$$

Le coefficient de corrélation est de 0,966 avec une erreur standard de 9,15%. Les rapports de Student des deux constantes de cette relation (Equation 4.10) sont supérieurs à 2,5 et montrent donc que celles-ci sont significativement différentes de zéro.

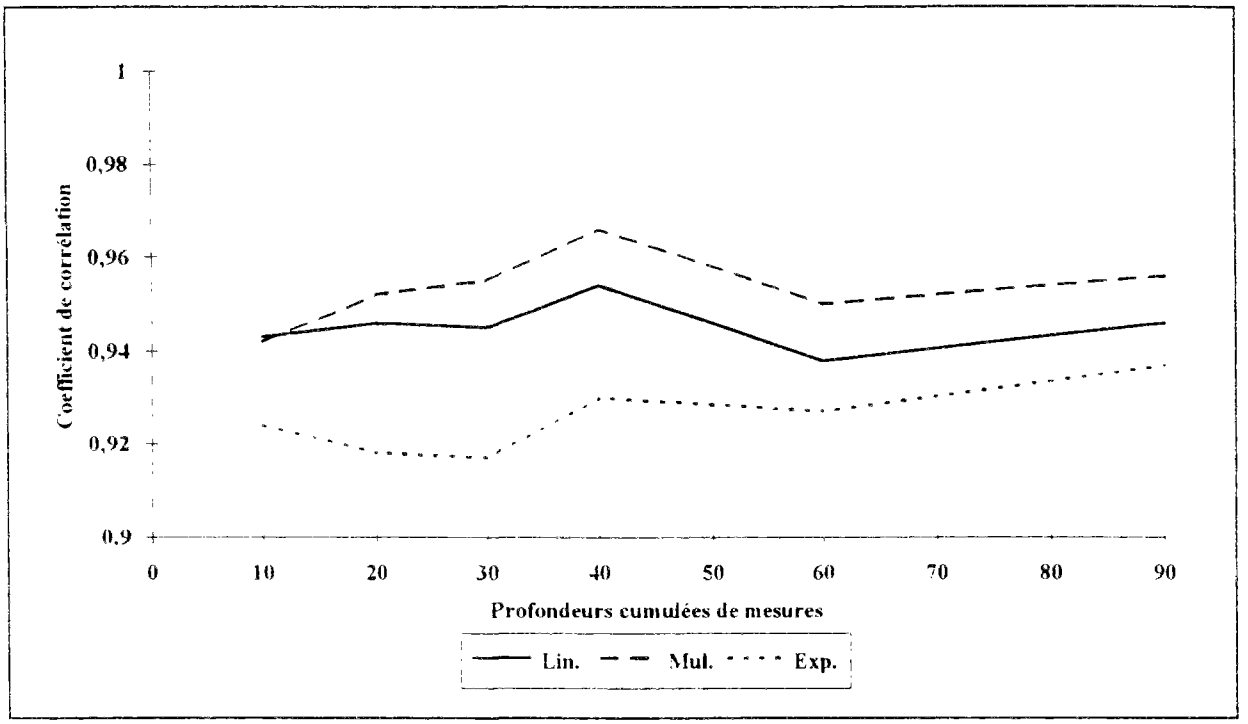


Figure IV-18 : Corrélation des humidités globales avec les humidités mesurées moyennes à différentes profondeurs - Bassin de Naizin.

La comparaison des humidités globales simulées par le modèle avec les humidités mesurées moyennes pour la couche de 40 cm d'épaisseur montre une bonne concordance entre les deux séries (Figure IV-19), mais un écart systématique entre les deux séries subsiste encore.

L'épaisseur de la couche globale du réservoir sol prise en compte dans le modèle correspond donc, sur le Naizin, à une couche de sol de 40 cm. Toutefois, les lacunes de mesure pour la couche de 50 cm d'épaisseur demande une vérification, avant de conclure sur la couche de sol qui contribue le plus à la formation des débits sur le Naizin.

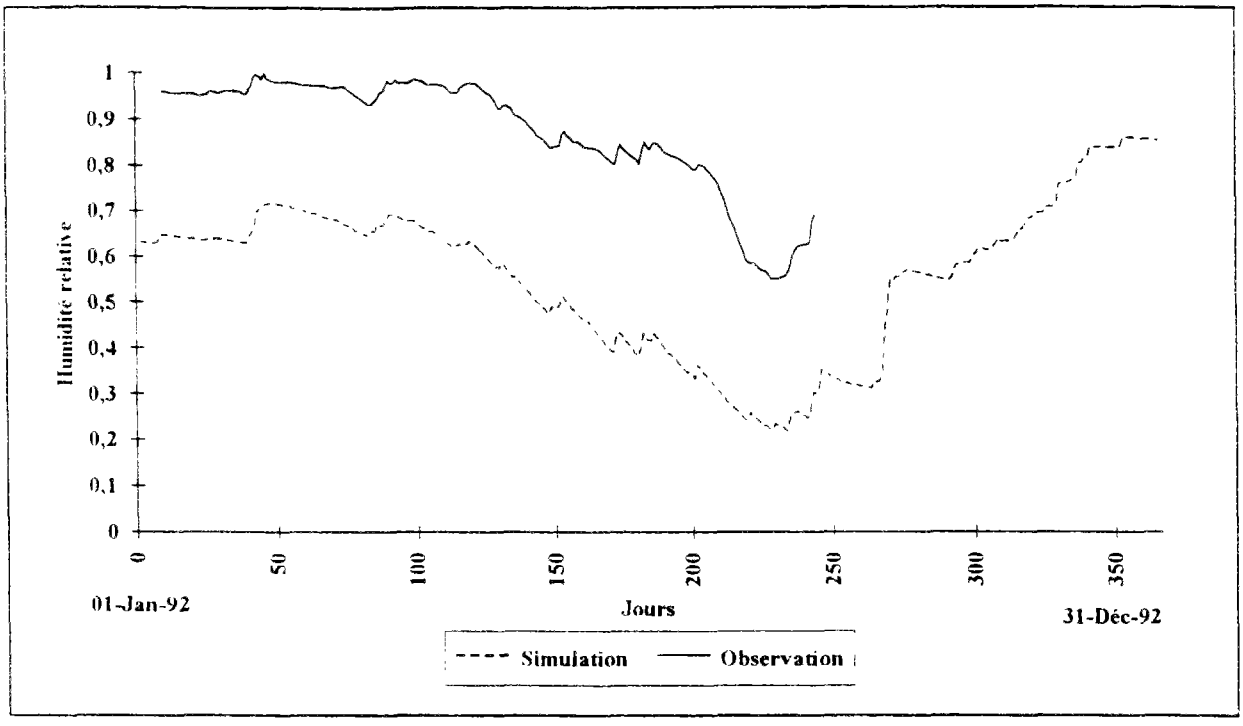


Figure IV-19 : Humidités globales simulées et mesurées à 40 cm.

IV-3-2-2-2- Etat hydrique de la couche de surface

La courbe des coefficients de corrélation des humidités de surface avec les mesures est décroissante jusqu'à l'épaisseur de 30 cm, elle devient ensuite croissante et le coefficient de corrélation atteint paradoxalement une valeur supérieure à celle obtenue pour la couche de 10 cm d'épaisseur(Figure IV-20).

L'inversion de la tendance des coefficients de corrélation peut être liée, comme pour la corrélation des humidités globales, à une rupture dans de profil pédologique et donc hydrique qui apparaît au niveau de cette profondeur sur le bassin versant. Toutefois, cette même tendance des coefficients a été observée pour les corrélations des mesures radar avec les mesures effectuées pour différentes épaisseurs de couches de sol avec les sondes capacitives. Une explication peut être recherchée dans un manque de fiabilité des dispositifs de mesure au sol. D'ailleurs, Fauveau (1993) avait déjà relevé des problèmes au niveau des sondes de surface.

Le coefficient de corrélation le plus élevé est obtenu pour la corrélation linéaire avec les humidités mesurées pour une profondeur de 90 cm. L'utilisation d'une telle épaisseur de sol pour interpréter les humidités de surface ne serait pas réaliste et l'on retiendra la corrélation linéaire obtenue entre les humidités de surface et les humidités mesurées pour une couche de 10 cm en gardant à l'esprit que ces mesures risquent d'être entachées d'erreurs assez importantes.

$$W_s = 0,737 \times W(10) + 0,109 \qquad 4.8$$

Le coefficient de corrélation est de 0,417 avec une erreur standard de 21.45%. Les rapports de Student des constantes de cette relation sont supérieurs à 2,5; les constantes sont donc significativement différentes de zéro.

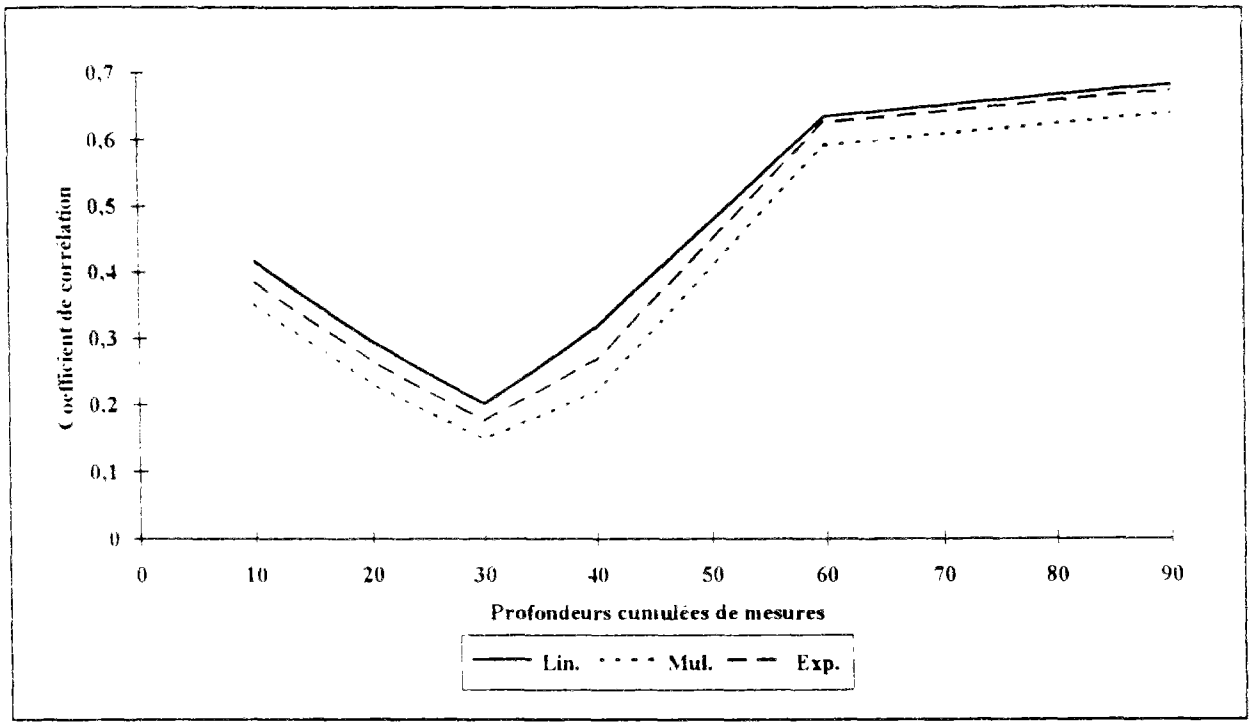


Figure IV-20 : Corrélation des humidités de surface avec les humidités mesurées moyennes à différentes profondeurs-Bassin de Naizin.

IV-4- CONCLUSION

La validation du modèle couplé donne des résultats satisfaisants, les débits simulés étant comparables à ceux obtenus par le modèle GR4J, on peut considérer que la validation du modèle couplé *"GRHUM"* donne des résultats satisfaisants.. Nous avons remarqué que le modèle est sensible à la qualité de l'information sur les précipitations. La médiocre simulation des débits obtenue sur certains des bassins versants bretons est imputable au manque de stations pluviométriques sur ces bassins. Cette constatation est due au fait que la prévision des débits est largement tributaire de la qualité des données. L'évolution de l'état hydrique du réservoir sol étant très liée aux précipitations, la dégradation de la prévision des débits lorsque celles-ci sont manquantes ne doit pas surprendre.

La prise en compte de l'occupation réelle du sol sur le bassin versant traité par le modèle a permis une meilleure simulation de l'évolution de l'état hydrique de la couche de surface. Pour obtenir l'indice de couverture végétale donnant accès au type d'occupation du sol du bassin, il serait souhaitable de disposer d'images satellitaires dans le visible et l'infrarouge thermique sur la région. Ceci n'étant pas le cas sur le bassin de l'Orgeval, nous avons eu recours aux relevés de cartes d'occupation du sol effectuées sur le terrain. Cette approche a été possible sur l'Orgeval où les relevés sont réguliers. Pour le bassin de Naizin, cette approche a été appliquée avec toutefois des lacunes assez importantes sur les données d'occupation du sol qui ne permettent pas de conclure sur les résultats obtenus.

Des essais d'interprétation physique des couches du réservoir sol en terme d'épaisseur de sol ont été effectués sur les bassins versants de l'Orgeval et de Naizin. D'après les résultats obtenus par cette étude, la couche globale correspondrait, sur le terrain, à une couche de 50 cm d'épaisseur pour l'Orgeval et à une couche de 40 cm d'épaisseur pour le Naizin. Toutefois, pour ce bassin, cette constatation doit être vérifiée avec des mesures effectuées à une profondeur de 50 cm car la tendance des coefficients de corrélation est influencée par le changement de comportement hydrodynamique qui existe au niveau de la profondeur de 60 cm et par le fait que la fiabilité des mesures effectuées en surface n'est pas assurée. Dans l'état actuel des recherches, la conclusion de ces essais d'interprétation reste propre à chaque cas et ne peut être étendue à d'autres bassins versants.

CHAPITRE V

ASSIMILATION DE L'ETAT HYDRIQUE DU SOL

CHAPITRE V

ASSIMILATION DE L'ETAT HYDRIQUE DU SOL

V-1- INTRODUCTION

L'objectif principal du projet ERS-1 est la prévision en temps réel des débits des petits bassins versants ruraux. La solution préconisée est la correction du système par l'intégration de l'information contenue dans les données d'état hydrique du sol mesurées par radar à l'ensemble des variables communément exploitées en modélisation hydrologique. La première étape a consisté à mettre au point un modèle hydrologique conceptuel simple qui permet de simuler et donc de suivre l'évolution journalière de l'état hydrique du sol. La seconde étape, que nous présentons dans ce chapitre, a pour but de mettre en évidence la capacité du modèle couplé ainsi obtenu à intégrer l'état hydrique du sol dans le système modélisé. La donnée d'humidité, lorsqu'elle est disponible, est utilisée par le modèle pour corriger l'état du système tel qu'il a été simulé. La simulation continue ensuite, en tenant compte de cette correction ou "forçage" du système.

Le modèle couplé peut fonctionner selon deux modes distincts :

*) en ***simulation***, lorsqu'il simule l'évolution de l'humidité des deux couches du réservoir sol sous l'effet des précipitations et de l'évapotranspiration réelle, c'est ce mode de fonctionnement qui a été utilisé jusqu'à présent.

*) en ***assimilation***, lorsque l'humidité des deux couches du réservoir sol est assimilée par le modèle pour simuler les débits. Ce mode de fonctionnement sera utilisé dans la phase opérationnelle du projet.

Le modèle pourrait, de même, être testé avec un troisième mode qui couplerait le mode ***"assimilation"*** au calage des paramètres. Le modèle couplé aurait donc trois variables d'entrée. Il ne s'adapterait pas tout-à-fait aux données satellitaires qui ne sont pas disponibles au pas de temps journalier requis pour la prévision des débits.

Les techniques d'assimilation que nous présentons ont été testées sur le bassin de l'Orgeval pour les périodes de calage et de contrôle retenues pour la mise au point du modèle. Nous avons eu pour contrainte principale de rester dans l'optique de

la modélisation conceptuelle, c'est-à-dire, que nous devions utiliser une méthode simple ne faisant pas intervenir trop de paramètres physiques

L'utilisation des humidités mesurées *in situ* sur le bassin comme variables d'entrée du modèle a engendré des débits simulés très surestimés. Ce fait est dû à l'écart qui existe entre les humidités globales simulées et mesurées. Les teneurs en eau mesurées étant largement supérieures aux valeurs simulées, le réservoir sol produit une quantité plus importante d'eau d'où une surestimation excessive du débit à l'exutoire. Pour éviter cette réaction du modèle, une relation de passage a dû être établie entre humidités mesurées et assimilées par le modèle. Plusieurs relations de différents types ont été testées avant de retenir celle qui nous a paru la plus performante. L'application de ces relations aux humidités mesurées permet de calculer les humidités estimées qui vont être assimilées par le modèle.

L'appréciation de la capacité du modèle à fonctionner en assimilation se fait en trois étapes :

Etape 1 : Assimiler les humidités estimées pour la couche de surface
Simuler les humidités de la couche globale.

Etape 2 : Simuler les humidités de la couche de surface
Assimiler les humidités estimées pour la couche globale.

Etape 3 : Assimiler les humidités estimées pour les deux couches du réservoir.

Les deux premières étapes représentent une assimilation partielle qui mettra en évidence l'influence respective de chaque couche de sol dans l'intégration de l'état hydrique dans le modèle. La troisième étape est une assimilation totale des données estimées par le biais d'une relation de passage. Ces trois étapes nous permettront de mettre en évidence quelle est la couche du réservoir sol dont l'intégration de l'état hydrique a le plus de poids pour la prévision des débits.

V-2- ASSIMILATION PAR RELATION DE CORRELATION.

La première étape consiste à établir des relations de passage entre les humidités simulées et mesurées en effectuant des corrélations. Les relations utilisées sont celles obtenues lors des essais d'interprétation physique des épaisseurs des couches du réservoir sol.

La relation de passage obtenue pour les humidités de surface a un coefficient de corrélation de 0,82, elle a la forme suivante :

$$W_s(est) = \exp(2.347 \times W(20) - 2.34) \qquad 5.1$$

Où $W_s(est)$: Humidité de surface estimée par la relation de passage
$W(20)$: Humidité relative mesurée dans la couche 0-20 cm

La comparaison des humidités mesurées, simulées par le modèle et estimées par la relation de passage montre que si cette relation de passage ne permet pas de reproduire exactement les humidités simulées, elle réussit à réduire l'écart entre les humidités simulées et mesurées. L'amplitude des fluctuations des simulations n'est pas bien reproduite mais l'évolution générale dans le temps de la série se retrouve bien dans les estimations (Figure V-1).

L'assimilation dans le modèle des humidités de surface estimées par la relation de passage (Equation 5.1) montre que ces humidités ont un rôle restreint dans la modélisation des débits. En effet, aucune modification sensible des critères numériques n'est observée malgré la différence existant entre les séries d'humidités simulées et estimées (Tableau V-1).

Tableau V-1 : Assimilation des humidités de surface.

Hypothèses	Calage (1988-1989)		Contrôle(1990-1991)	
	Nash (%)	E.Bilan (%)	Nash (%)	E.Bilan (%)
Simulation	88,8	4,7	81,2	34,3
Assimilation de W_s	88,5	4,0	82,5	32,1

Concernant l'assimilation des humidités de surface, les conclusions suivantes peuvent être tirées des résultats obtenus :

*) La relation de corrélation retenue (Equation 5.1) lisse les fluctuations des humidités de surface.

*) Il semblerait que les humidités de surface estimées jouent une rôle non significatif dans la modélisation des débits.

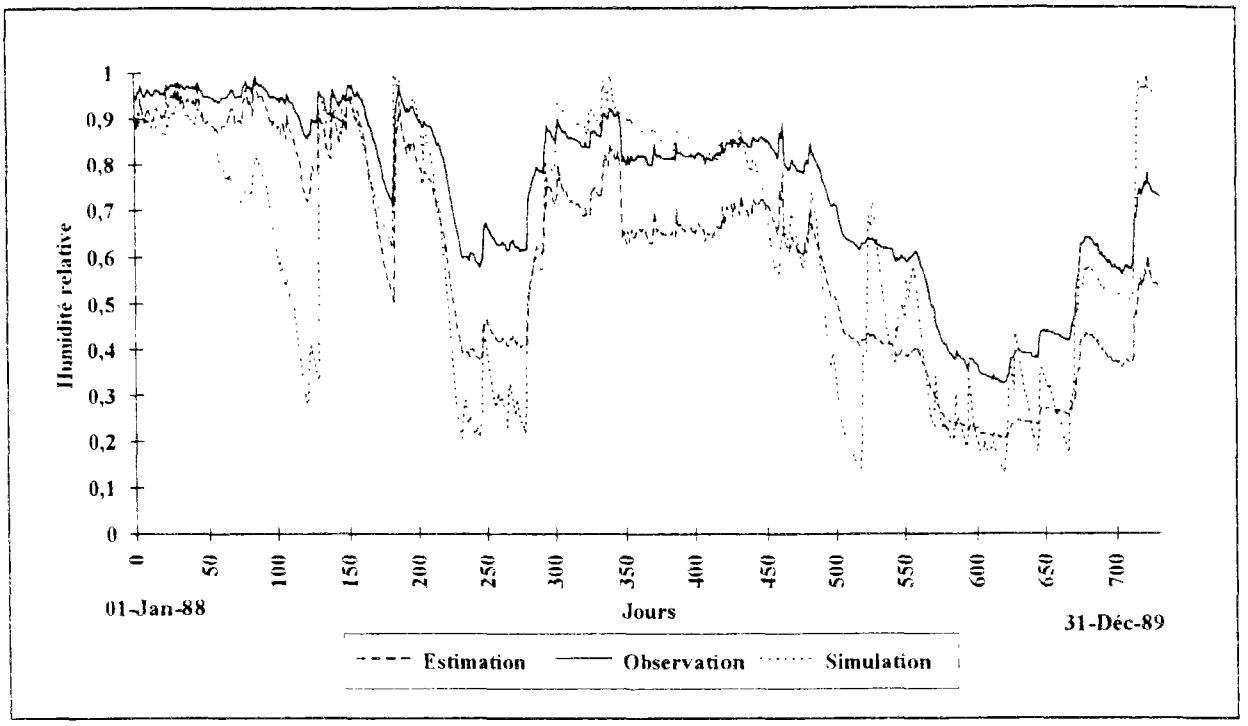


Figure V-1 : Assimilation des humidités de surface par relation de corrélation.

Pour l'assimilation des humidités globales, nous avons comparé deux relations de passage en fonction de la profondeur de mesure considérée.

$$\mathbf{W_g(est) = 1,095 \times W(120)^{7,205}} \qquad \mathbf{(R=0,945)} \qquad 5.2$$

$$\mathbf{W_g(est) = 0,967 \times W(50)^{3,716}} \qquad \mathbf{(R=0,956)} \qquad 5.3$$

Où $\mathbf{W_g(est)}$: Humidité de surface estimée par la relation de passage

$\mathbf{W(120)}$: Humidité mesurée pour la couche 0-120 cm

$\mathbf{W(50)}$: Humidité mesurée pour la couche 0-50 cm

Une diminution des critères numériques de la modélisation des débits est observée lorsque l'on assimile dans le modèle les humidités globales estimées par l'une ou l'autre de ces deux relations de passage (Tableau V-2). Cependant, l'utilisation des mesures d'humidité moyennes pour la couche de 0-50 cm semble meilleure. En effet, par rapport à l'assimilation des humidités mesurées pour la couche de 0-120 cm, un gain de 3% est obtenu pour le critère de Nash de la période de calage, et de 16% pour le critère de Nash de la période de contrôle. Les erreurs de bilan des deux périodes restent du même ordre de grandeur.

La diminution des critères numériques sur la période de contrôle est, par contre, très importante. Sachant que la relation de passage entre les humidités mesurées et

estimées a été établie sur la période de calage, cela confirme que cette relation a une influence importante sur le fonctionnement du modèle.

Tableau V-2 : Assimilation des humidités globales.

Hypothèses	Calage (1988-1989)		Contrôle(1990-1991)	
	Nash (%)	E.Bilan (%)	Nash (%)	E.Bilan (%)
Simulation	88,8	4,7	81,2	34,3
Assimilation de W_g (Mesure à 120 cm)	60,4	1,5	16,1	78,9
Assimilation de W_g (Mesure à 50 cm)	63,2	4,1	32,2	70,7

La série d'humidités obtenue par la relation de passage qui utilise les mesures moyennes pour la couche de 0-50 cm est très proche de la série des humidités simulées. L'écart qui existait entre les humidités globales simulées et mesurées est fortement réduit. Toutefois, il reste important pendant la période de saturation (Figure V-2), ce qui peut expliquer la diminution des critères numériques de la période de calage.

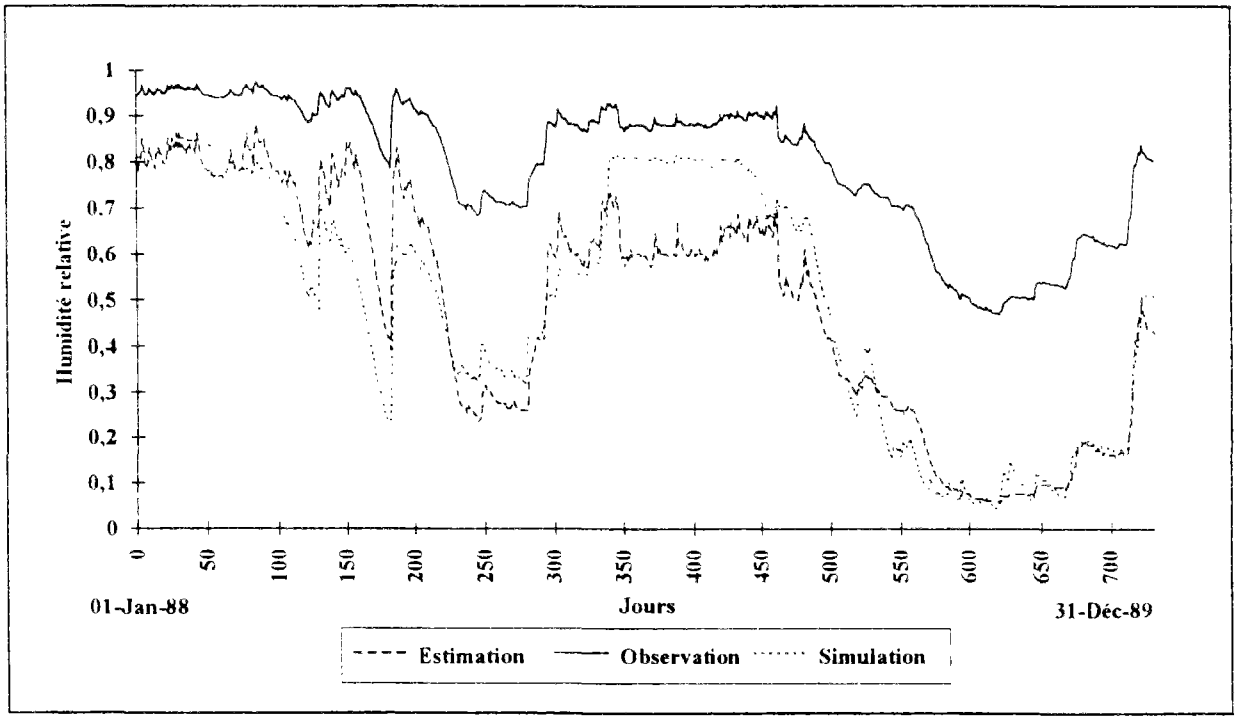


Figure V-2 : Assimilation des humidités globales par relation de corrélation.

Les débits modélisés sont surestimés lorsque les humidités estimées par la relation de passage le sont aussi, par exemple, entre les jours 125 et 250 de l'année 1988 (Figure V-3).

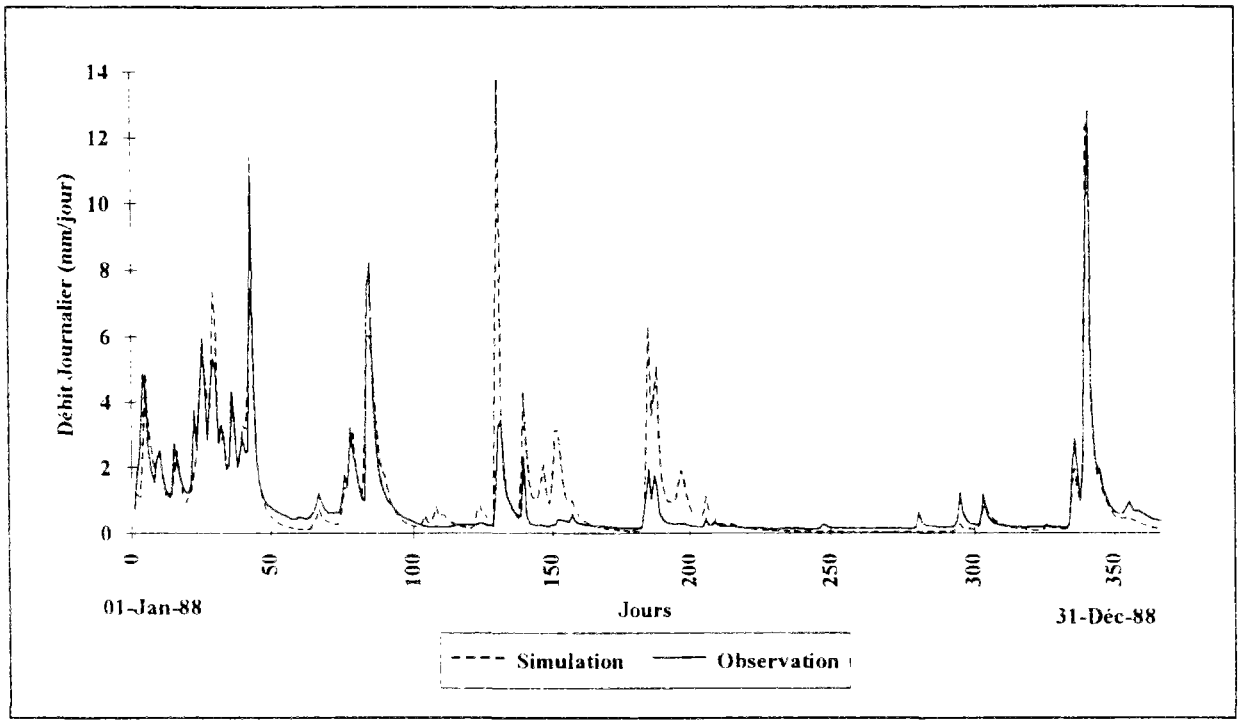


Figure V-3 : Modélisation des débits avec assimilation des humidités globales.

La troisième étape de l'appréciation de la capacité du modèle couplé à assimiler les humidités du réservoir sol consiste à combiner l'intégration des humidités de surface estimées (Equation 5.1) et les humidités globales estimées (Equation 5.3).

La combinaison de l'assimilation des humidités de surface et des humidités globales apporte une légère amélioration du critère de Nash pendant la période de contrôle (2.3%) par rapport à l'assimilation partielle des humidités globales (Tableau V-3). Toutefois, les critères numériques ne rejoignent pas les critères obtenus lors du fonctionnement du modèle en simulation.

Tableau V-3 : Assimilation des humidités de surface et globales.

	Calage (1988-1989)		Contrôle(1990-1991)	
Hypothèses	**Nash(%)**	**E.Bilan(%)**	**Nash(%)**	**E.Bilan(%)**
Simulation	88,8	4,7	81,2	34,3
Assimilation	63,5	4,1	34,5	69,5

En conclusion, nous pouvons dire que l'assimilation des humidités globales est caractérisée par les remarques suivantes :

*) La relation de corrélation adoptée (Equation 5.3) permet une reproduction satisfaisante de la série des humidités globales simulées,

*) Les périodes de saturation des humidités globales ne sont pas reconstituées par la relation de corrélation adoptée, ce qui engendre une dégradation de la modélisation des débits,

*) La surestimation des humidités estimées par rapport aux valeurs simulées entraîne une surestimation de la modélisation des débits,

*) L'influence de l'assimilation des humidités globales sur la modélisation des débits est très forte.

V-3- ASSIMILATION PAR RECONSTITUTION DES MOYENNES ET ECARTS-TYPES

Pour trouver une solution aux problèmes rencontrés lors de l'assimilation par une relation de corrélation, nous avons testé une assimilation en utilisant une relation de passage basée sur la reconstitution des moyennes et écarts-types des séries. L'hypothèse de départ étant de pouvoir reproduire une série estimée ayant une moyenne et un écart-type identiques à ceux de la série simulée, c'est-à-dire de pouvoir reproduire les fluctuations tout en gardant l'allure générale de la série. Nous avons donc utilisé la relation de passage suivante appliquée respectivement à chaque période (calage et contrôle) :

$$\frac{W - W_{moy}(sim)}{S(sim)} = \frac{W(mes) - W_{moy}(mes)}{S(mes)} \qquad 5.4$$

Où **W** : Humidité estimée (de surface ou globale)

W_{moy}(sim) : Moyenne de l'humidité estimée donc simulée

S(sim) : Ecart-type de l'humidité estimée donc simulée

W(mes) : Humidité mesurée utilisée (0-20 cm ou 0-50 cm)

W_{moy}(mes) : Moyenne de l'humidité mesurée (0-20 cm ou 0-50 cm)

S(mes) : Ecart-type de l'humidité mesurée (0-20 cm ou 0-50 cm)

Les valeurs des moyennes et écarts-types des deux séries sont réunies dans le tableau V-4.

Tableau V-4 : Moyennes et écarts types relatifs simulés et mesurés.

SERIE	Humidité globale		Humidité de surface	
	Moyenne	Ecart type	Moyenne	Ecart type
Simulation (87-89)	0.109	0.050	0.529	0.203
Simulation (89-91)	0.077	0.052	0.438	0.218
Mesure (87-89)	0.836	0.133	0.794	0.170
Mesure (89-91)	0.709	0.135	0.620	0.163

Etape 1 : Lors de l'assimilation des humidités de surface obtenues par cette relation de passage, les critères numériques des deux périodes de calage et de contrôle n'ont subi aucune modification, ce qui confirme que l'état hydrique de cette couche du réservoir sol n'a qu'une influence très limitée sur la modélisation des débits.

Etape 2 : Par contre, l'assimilation des humidités globales estimées donne de meilleurs résultats pour la période de contrôle (Tableau V-5), le gain étant de 50% par rapport à l'assimilation des humidités globales estimées par la relation de corrélation. Toutefois, une diminution de 5%, par rapport à l'assimilation par relation de corrélation, est observée pour le critère de Nash de la période de calage.

Tableau V-5 : Assimilation des humidités globales.

Hypothèses	Calage (1988-1989)		Contrôle(1990-1991)	
	Nash (%)	E.Bilan (%)	Nash (%)	E.Bilan (%)
Simulation	88.8	4.7	81.2	34.3
Assimilation de W_g	55.5	2.0	80.6	19.9

Etape 3 : L'application de la relation de passage précédemment décrite pour l'estimation de l'humidité des deux couches du réservoir donne une assimilation dont les caractéristiques sont identiques à celles de l'assimilation partielle des humidités globales estimées.

L'avantage majeur de cette relation réside dans le fait que les valeurs des moyennes et écarts-types utilisés pour estimer les humidités qui vont être assimilées sont propres à chaque période, c'est-à-dire que les moyennes et écart-types des humidités mesurées utilisées sont différentes pour les deux périodes. Toutefois, si les critères numériques ont enregistré une amélioration notable pour la période de contrôle, ceux de la période de calage se sont légèrement dégradés.

Il semblerait que le problème réside dans la mauvaise reconstitution des valeurs maximales et minimales des modélisations des humidités (Figure V-4).

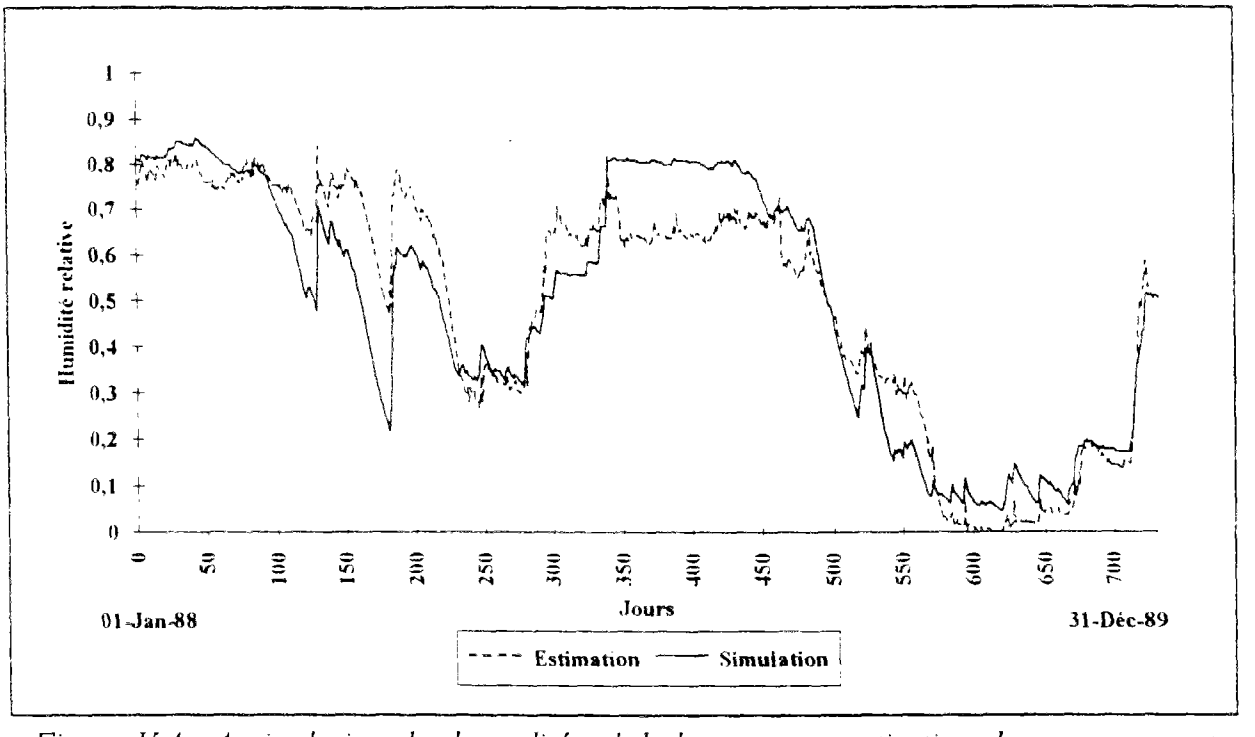


Figure V 4 : Assimilation des humidités globales par reconstitution des moyennes et écarts-types.

Les constatations faites sur les résultats de l'assimilation effectuée à partir d'une relation de passage basée sur la reconstitution des moyennes et des écarts-types, montrent que, malgré une amélioration des critères de la période de contrôle, la reconstitution des maximums et des minimums reste un problème majeur.

V-4- ASSIMILATION PAR RECONSTITUTION DES MAXIMUMS ET MINIMUMS

L'assimilation des humidités globales étant très sensible à la valeur maximale de cette série de données, la relation de passage a été basée sur la reconstitution des maximums et minimums (Equation 5.5). Les humidités de surface n'ayant qu'un effet limité sur l'assimilation, cette relation n'a été utilisée que pour l'estimation des humidités globales.

$$\frac{W - W_{min}}{W_{max} - W_{min}} = \frac{W(mes) - W_{min}(mes)}{W_{max}(mes) - W_{min}(mes)} \qquad 5.5$$

Où **W** : Humidité relative estimée
W_{min} : Humidité relative minimale estimée
W_{max} : Humidité relative maximale estimée
W(mes) : Humidité relative mesurée sur 0-50 cm
W_{min}(mes) : Humidité relative minimale mesurée sur 0-50 cm
W_{max}(mes) : Humidité relative maximale mesurée sur 0-50 cm

Les valeurs maximales et minimales des humidités mesurées pour la couche de 0-50 cm et des humidités globales simulées par le modèle sont réunies dans le tableau V-6.

Tableau V-6 : Minimums Maximums des humidités modélisées et mesurées.

	Simulation		Mesure	
Périodes	**Maximum**	**Minimum**	**Maximum**	**Minimum**
87-89	0,999	0,046	0,975	0,469
89-91	0,999	0,046	0,924	0,469

L'utilisation de l'humidité globale estimée par cette relation de passage a entraîné une dégradation des critères numériques de la modélisation des débits. Le graphique des chroniques de débits observés et modélisés montre que cela est essentiellement dû à une surestimation assez importante pendant la période d'été, entre les jours 125 et 250, et à la fin de l'année 1988 (Figure V-5).

La période de surestimation des débits correspond à la période pendant laquelle les humidités globales estimées sont supérieures aux valeurs simulées (Figure V-6).

La relation de passage établie sur l'hypothèse de la reconstitution des maximums et minimums d'humidité du sol ne permet pas de reproduire correctement l'évolution temporelle de la série. Cet inconvénient a entraîné une dégradation de la modélisation des débits qui a masqué l'effet d'une meilleure reconstitution des valeurs extrêmes.

Les résultats obtenus avec les différentes méthodes d'assimilation testées ne sont pas encore satisfaisants. Dans un but de simplification de la démarche, nous avons retenu l'assimilation utilisant une relation de corrélation et, afin d'y apporter d'éventuelles améliorations, nous avons testé des corrélations saisonnières entre les humidités simulées et mesurées. Le découpage des saisons est identique à celui utilisé lors de la mise au point du modèle couplé, à savoir, du 1er Mai au 1er Octobre pour la saison de l'été et le reste de l'année pour la saison de l'hiver.

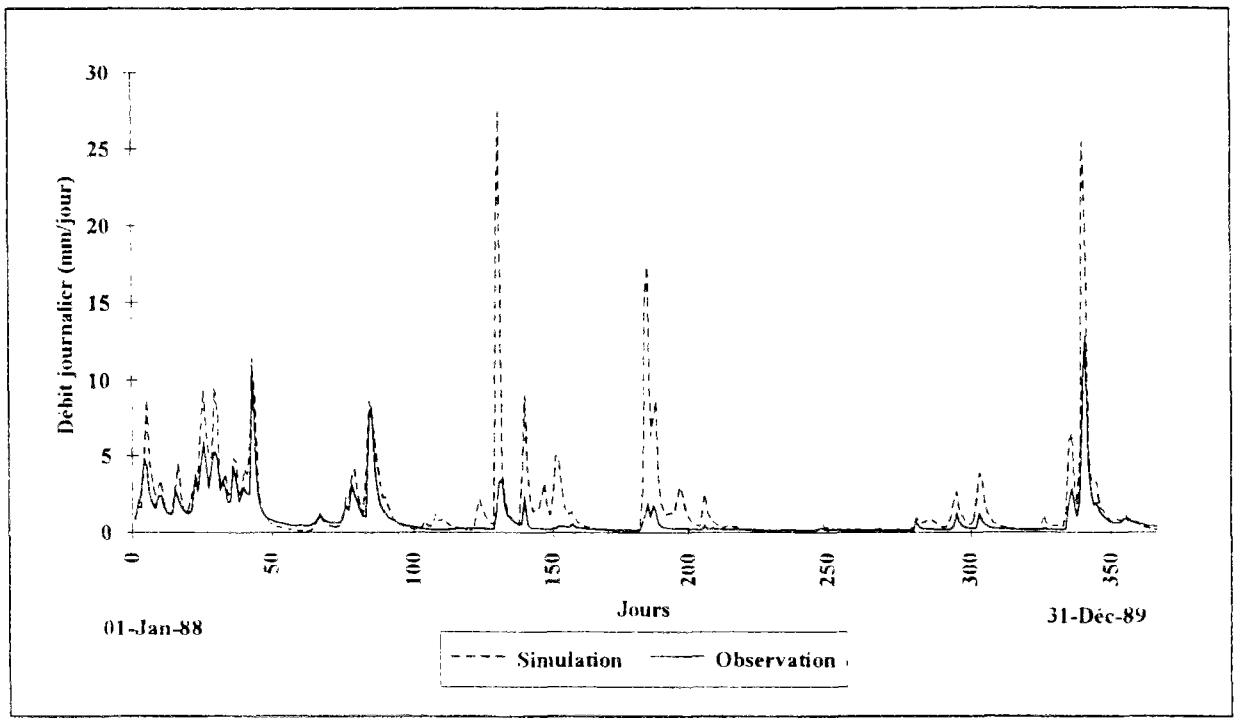


Figure V-5 : Modélisation des débits avec assimilation des humidités globales.

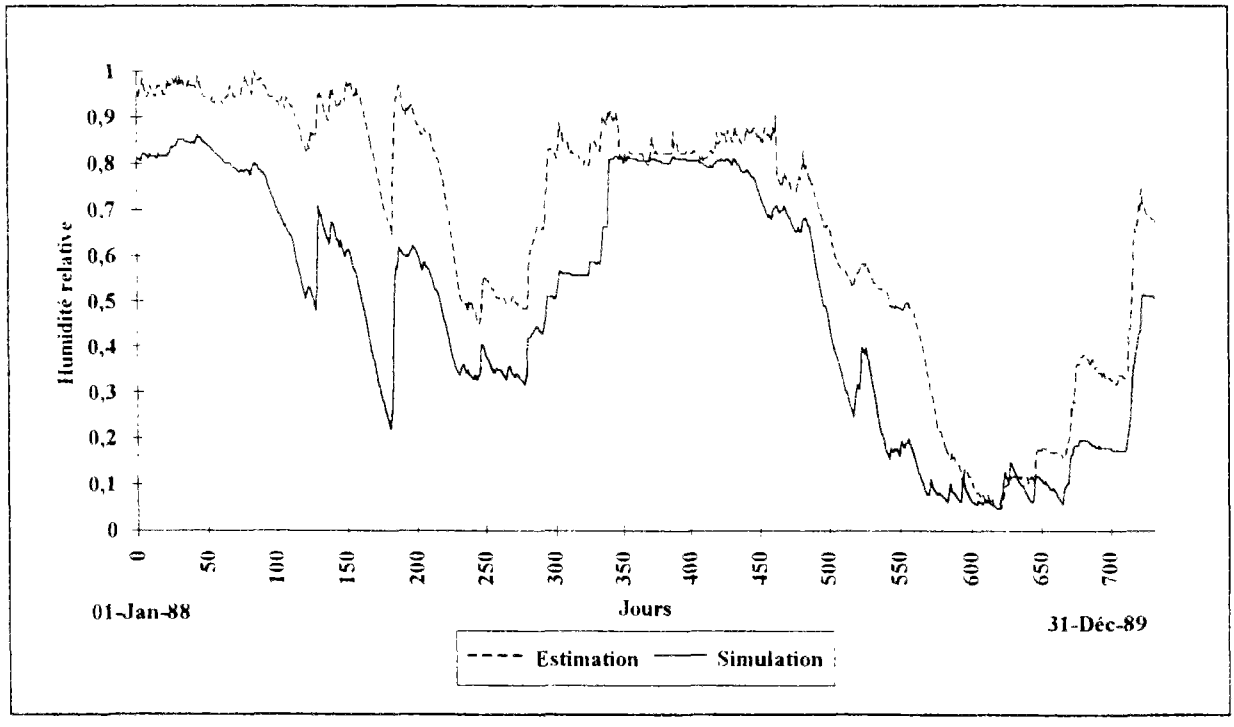


Figure V-6 : Assimilation des humidités globales par reconstitution des maximums et minimums

V-5- ASSIMILATION PAR RELATION DE CORRELATION SAISONNIERE

Les corrélations saisonnières ont été effectués entre les humidités de surface simulées et les humidités moyennes mesurées pour la couche de 0-20 cm d'épaisseur et entre les humidités globales simulées et les humidités moyennes mesurées pour la couche de 0-50 cm d'épaisseur. Nous avons testé plusieurs types de corrélation (linéaire, multiplicative et exponentielle). Les meilleurs coefficients de corrélation sont obtenus pour les corrélations linéaires. Nous avons donc deux relations de passage pour chaque série d'humidité .

Humidité de surface :

Eté $$W_s(est) = 1,893 \times W(20) - 0,891 \quad (5.6)$$

Hiver $$W_s(est) = 0,541 \times W(20) + 0,324 \quad (5.7)$$

Humidité globale :

Eté $$W_g(est) = 1,123 \times W(50) - 0,479 \quad (5.8)$$

Hiver $$W_g(est) = 1,731 \times W(50) - 0,842 \quad (5.9)$$

On peut constater que les pentes de la droite de régression pour les humidités globales sont supérieures à 1 pour les deux saisons car les humidités simulées sont toujours inférieures aux humidités mesurées pendant toute l'année. Ceci n'est pas le cas pour les pentes de la corrélation des humidités de surface car les humidités de surface simulées sont supérieures aux humidités mesurées en hiver (pente < 1) et inférieures à ces humidités en été (pente >1).

Les caractéristiques de ces relations de corrélation sont présentées dans le tableau suivant (Tableau V-7).

Tableau V-7 : Caractéristiques des corrélations saisonnières sur l'Orgeval.

	Humidité globale		Humidité de surface	
SAISON	**R**	**Estd**	**R**	**Est**
Eté	0,981	4,88	0,976	8,03
Hiver	0,977	7,85	0,956	11,93
Annuelle	0,914	10,8	0,818	15,15

On peut déjà constater que les coefficients de corrélation obtenus sont très proches de l'unité et sont supérieurs à ceux des corrélations annuelles utilisées précédemment.

Etape 1 : L'assimilation des humidités de surface est toujours sans effet sur la modélisation des débits. Les critères numériques ne montrent aucune modification entre simulation et assimilation.

Etape 2 : L'assimilation des humidités globales donne cette fois, des résultats intéressants. En effet, malgré une légère diminution (Tableau V-8), les critères de Nash restent assez proches de leurs valeurs optimales. Le modèle reste satisfaisant et garde une bonne aptitude à la modélisation des débits. On remarque une diminution de l'ordre de 9% du critère de Nash de la période de contrôle, toutefois, celle-ci ne remet pas en question la qualité de la modélisation des débits obtenus sur cette période.

Tableau V-8 : Assimilation des humidités globale.

Hypothèses	Calage (1988-1989)		Contrôle(1990-1991)	
	Nash (%)	E.Bilan (%)	Nash (%)	E.Bilan (%)
Simulation	88,8	4,7	81,2	34,3
Assimilation de W_g	83,6	3,5	72,5	33,7

Etape 3 : L'assimilation simultanée des humidités de surface et globales estimées apporte une très légère augmentation des critères de Nash sur les deux périodes.

La comparaison des humidités globales simulées et estimées montre qu'il existe une bonne concordance entre les deux séries pour la période de calage (Figure V-7). Les amplitudes de l'évolution des humidités globales simulées sont bien reproduites. Le décalage entre les valeurs maximales atteintes dans les deux séries est réduit. Le fait que les humidités estimées soient inférieures aux humidités simulées n'entraîne pas de sous-estimation des débits simulés, mais est vraisemblablement la cause de la diminution du critère de Nash pendant la période de calage.

Le critère de Nash étant plus sensible à la qualité de la restitution des crues, la sous-estimation de la crue du début de l'année 1990 est une des causes de la diminution de sa valeur sur la période de contrôle. Les débits du reste de l'année sont par contre bien reconstitués. La qualité de la modélisation des débits est comparable à celle obtenue en simulation.

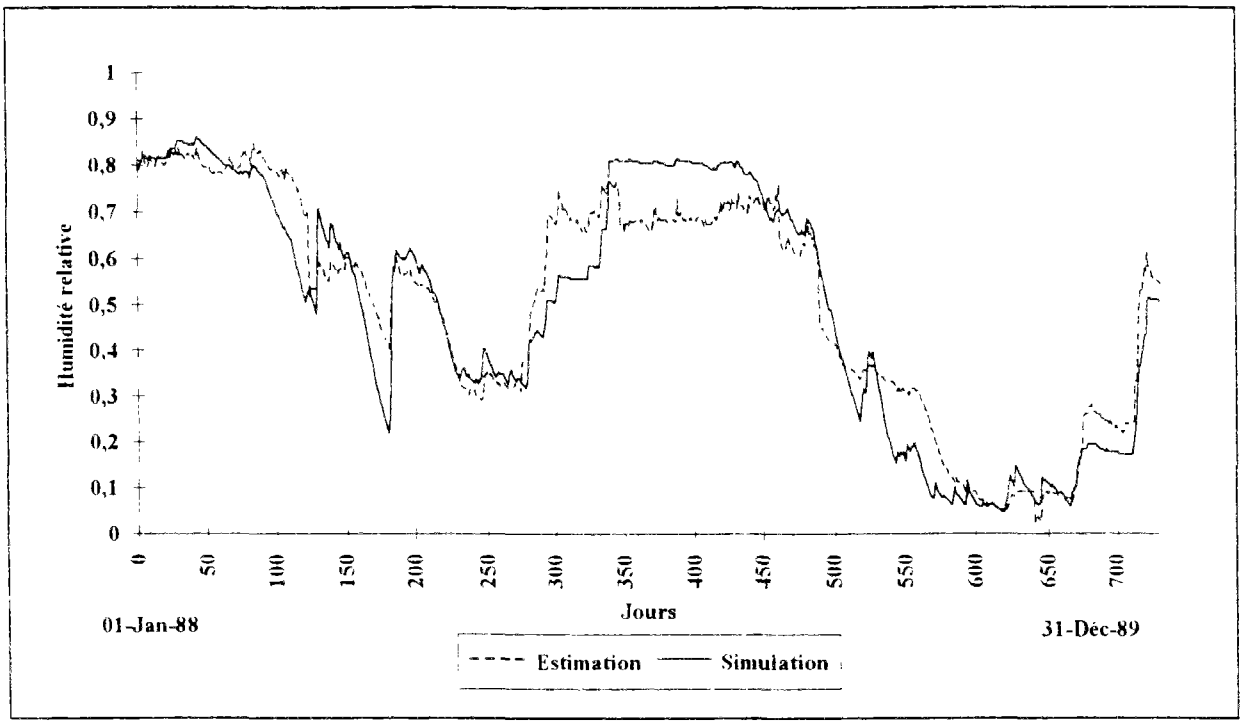


Figure V-7 : Assimilation des humidités globales par relation de corrélation saisonnière-Période de calage-Années 1988-1989.

La sous-estimation de la crue du début de l'année 1990 correspond au fait que les humidités globales estimées sont inférieures aux humidités modélisées par le modèle en ***"simulation"*** pendant cette période (Figure V-8).

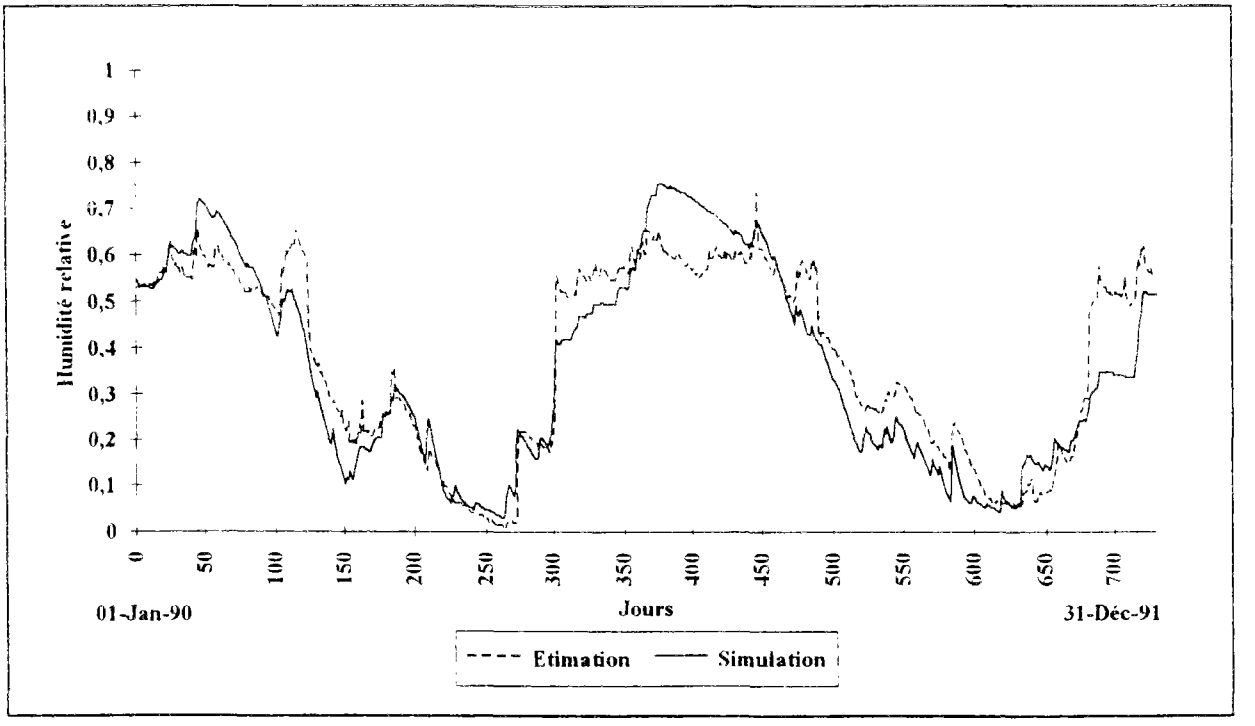


Figure V-8 : Assimilation des humidités de surface par relation de corrélation saisonnière.

L'utilisation de corrélations saisonnières pour établir les relations de passage entre les humidités mesurées et assimilées (estimées) a apporté une nette amélioration par rapport aux résultats précédents. Les relations de passage ainsi obtenues semblent permettre une bonne restitution des débits par le modèle. Cette amélioration provient de la meilleure restitution des humidités simulées par les relations saisonnières. Celles-ci s'adaptent mieux au comportement saisonnier de chaque couche du réservoir sol.

Le fonctionnement du modèle en assimilation est donc possible et donne des résultats satisfaisants du point de vue de la modélisation des débits.

V-6- VALIDATION DE L'ASSIMILATION RETENUE.

La validation de la méthode d'assimilation proposée a été effectuée en deux étapes. Elle a d'abord été appliquée sur le bassin même de l'Orgeval, mais sur des années antérieures aux périodes de calage et de contrôle. Elle a ensuite été transposée au bassin versant de Naizin.

V-6-1- Validation de l'assimilation sur des années antérieures (Orgeval)

L'assimilation utilisant la relation de corrélation saisonnière est satisfaisante pour une première approche du problème. Nous avons donc tenté de la valider sur les années antérieures aux périodes de calage et de contrôle. En effet, nous disposons, sur le bassin de l'Orgeval, de données d'humidité du sol mesurées à différentes profondeurs avec un pas de temps irrégulier, et ce, pour la période allant de 1975 à 1983.

Les précipitations, les évapotranspirations potentielles décadaires datées et les cartes de cultures permettant de tracer les indices de couverture végétale, sont disponibles pour ces années. Il nous a donc été possible d'appliquer le modèle à cette période.

Le modèle a d'abord fonctionné en ***"simulation"*** sur la période de 1976 à 1983 avec une mise en route sur l'année 1975. Les critères numériques de la modélisation des débits sont les suivants. Le critère de Nash est de 71,7% avec une erreur de bilan moyenne sur huit années de 28,6%.

La figure V-9 montre un exemple de la modélisation des débits obtenue sur l'année 1978. On peut constater une bonne restitution des débits.

La simulation des humidités de surface par le modèle suit bien la tendance des humidités mesurées. En ce qui concerne, par exemple, la simulation des humidités de surface de l'année 1978, on peut observer une accentuation des amplitudes de variations mais les points de mesure se situent bien sur la courbe générale de l'évolution des simulations. Cette constatation est générale pour l'ensemble des années sur lesquelles le modèle a été appliqué (Figure V-10).

Pour la simulation des humidités globales, on retrouve l'écart entre les valeurs maximales atteintes par les simulations et les mesures, et ce, pour toutes les années traitées. La figure V-11 montre l'exemple de l'année 1978. Les évolutions des deux séries sont similaires. Cette remarque est générale pour l'ensemble des années traitées.

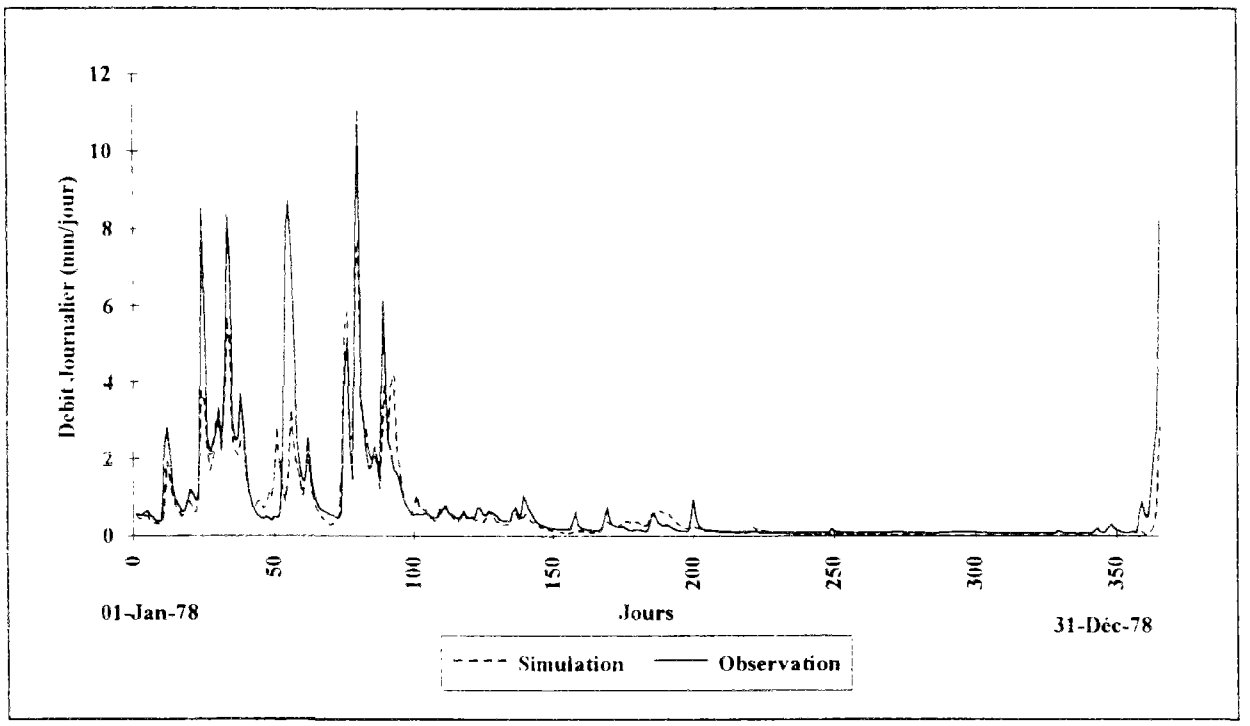


Figure V-9 : Modélisation des débits sur l'année 1978.

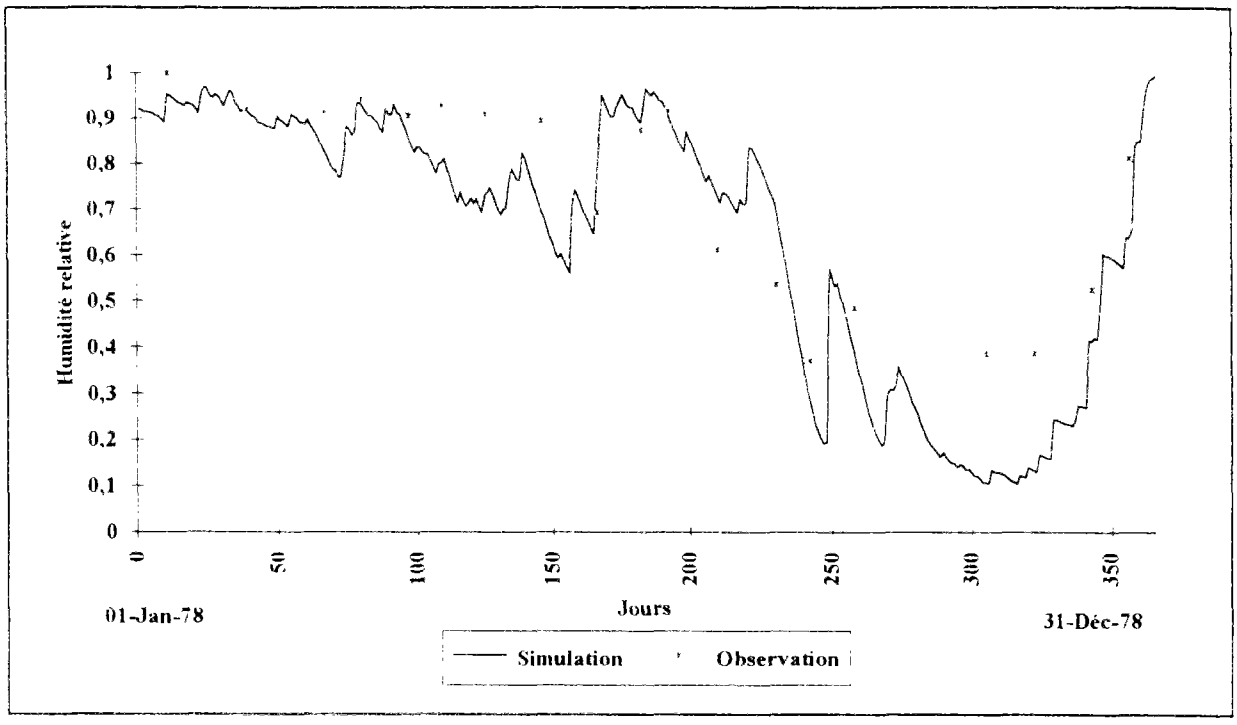


Figure V-10 : Simulation des humidités de surface sur l'année 1978.

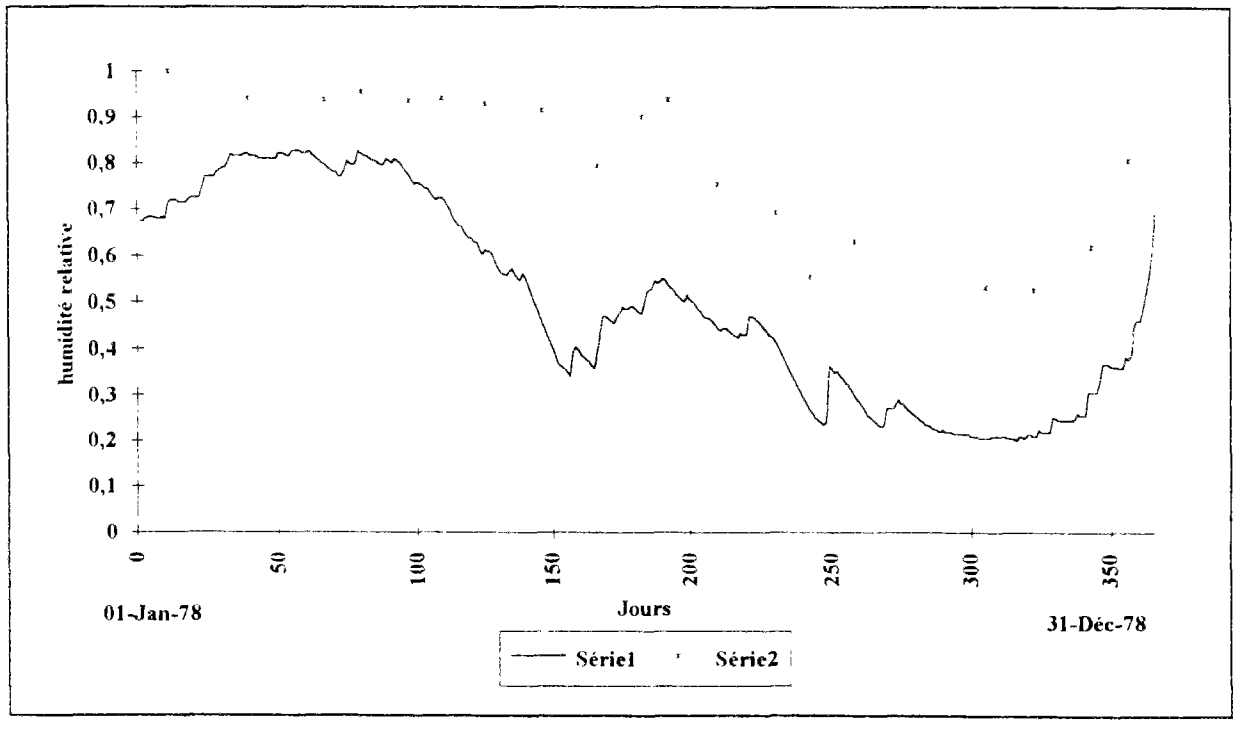


Figure V-11 : Simulation des humidités globales sur l'année 1978.

La relation de passage établie pour l'assimilation par corrélation saisonnière a été appliquée aux mesures. Le modèle fonctionne en mode ***"assimilation"*** lorsque le point de mesure est disponible et en mode ***"simulation"*** lorsqu'il y a lacune.

La comparaison des humidités de surface simulées et estimées montrent que la tendance des simulations est relativement bien reproduite pour la période de l'hiver (Figure V-12). En été, cette tendance se dégrade mais, compte tenu de la faible influence de l'assimilation des humidités de surface sur la modélisation des débits, les différences observés ne risquent pas d'influer les critères numériques de la modélisation des débits.

L'application des relations de corrélation saisonnières sur les humidités globales mesurées pour la couche de 50 cm permet de bien reconstituer la série d'humidités globales simulées (Figure V-13). Les points de mesure transformés en humidité estimée suivent sensiblement le tracé des humidités globales simulées.

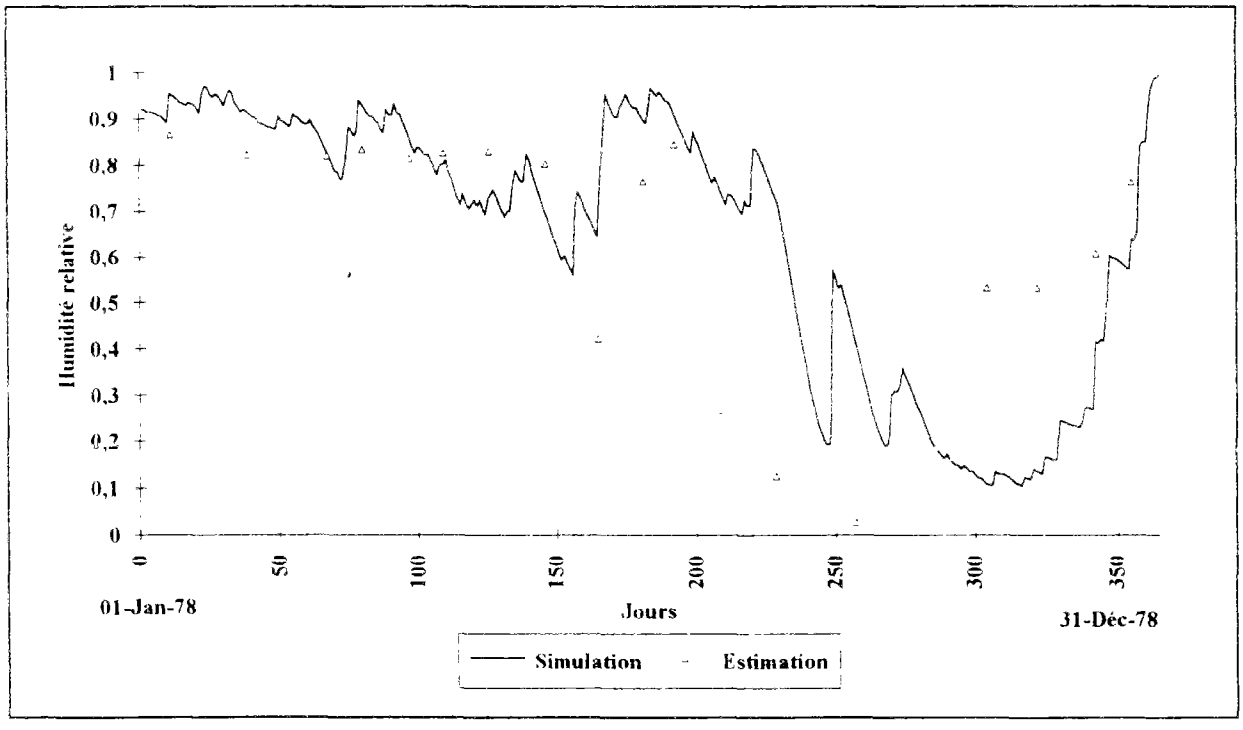


Figure V-12 : Assimilation des humidités de surface sur l'année 1978.

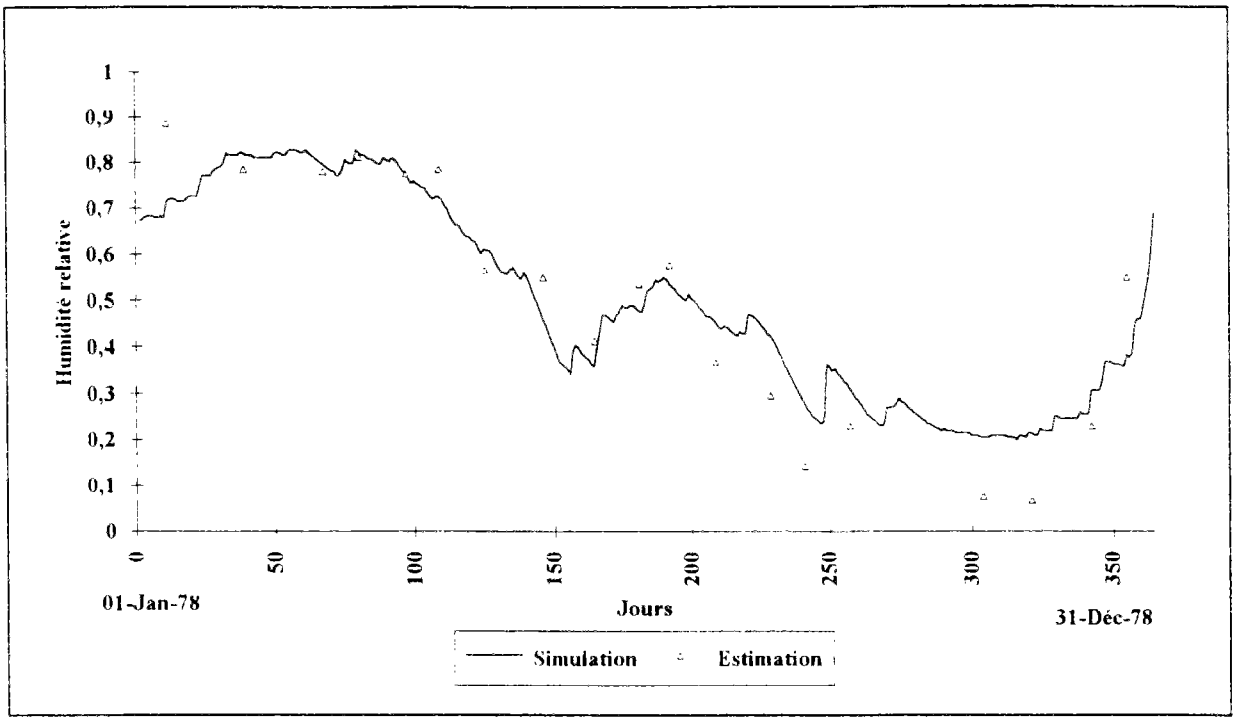


Figure V-13 : Assimilation des humidités globales sur l'année 1978.

Cette bonne reconstitution des humidités globales explique les critères numériques satisfaisants de la modélisation des débits. Une amélioration de ces critères est apparu lors du fonctionnement du modèle en assimilation (Tableau V-9). Elle est assez faible pour le critère de Nash (1,7%). Toutefois, l'amélioration de l'erreur de bilan, qui s'annule, et du rapport des crues **(RC)**, qui s'approche des 100% (98,2%), est très positive car elle montre la qualité de la restitution des débits. Ces résultats prouvent la capacité du modèle à intégrer les données de l'état hydrique du sol même avec un pas de temps d'assimilation irrégulier.

Tableau V-9 : Assimilation des humidités globale sur 1976-1983.

MODE	Nash (%)	E.Bilan (%)	RC (%)	RDC (/134)	RDE (/1181)
Simulation	71,7	28,6	73,6	94	1596
Assimilation	73,4	0,0	98,2	166	1296

La comparaison des erreurs de bilan annuelles de cette période montre bien l'amélioration que l'assimilation des humidités globales a apporté au modèle (Figure V-14). Elle est aussi importante pour les années sèches telle que l'année 1976 que pour les autres années.

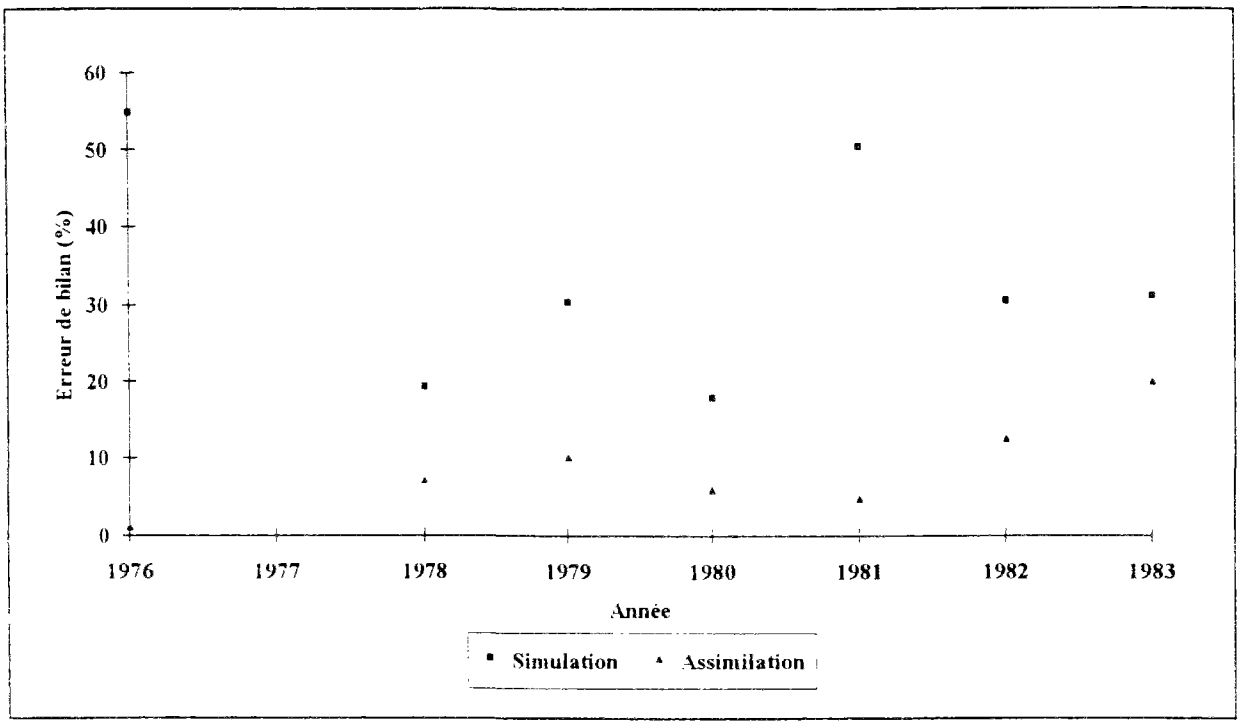


Figure V-14 : Amélioration des erreurs de bilan annuelles

V-6-2- Validation de l'assimilation sur le BVRE de Naizin

Cette démarche a également été appliquée au bassin versant de Naizin. Les corrélations saisonnières n'ont pas apporté d'amélioration aux corrélations annuelles obtenues lors des essais d'interprétation physique des épaisseurs du réservoir sol (Tableau V-10). Les problèmes rencontrés concernant la fiabilité des mesures de surface semblent se répercuter sur ces résultats.

Tableau V-10 : Caractéristiques des corrélations saisonnières sur Naizin.

	Humidité globale		Humidité de surface	
SAISON	**R**	**Estd**	**R**	**Est**
Eté	0,94	3,93	0,17	24,64
Hiver	0,59	2,32	0,30	11,89
Annuelle	0,97	4,78	0,42	21,45

Nous avons donc utilisé les corrélations annuelles comme relation de passage entre les humidités mesurées et les humidités estimées. Nous avons testé les trois étapes d'assimilation pour la période de 1990-1992. Les données mesurées n'étant disponibles que pour l'année 1992, le modèle fonctionne donc en ***"simulation"*** pendant l'année 1991 et pendant les périodes de lacunes et en ***"assimilation"*** lorsque les mesures sont disponibles.

L'assimilation s'est révélée positive sur le Naizin car elle n'engendre qu'une très légère diminution de critères numériques de la modélisation des débits par rapport à la simulation (Tableau V-11). Toutefois, cette démarche devra être complétée lorsque les chroniques de mesure seront plus longues et comporteront moins de périodes de lacunes.

Tableau V-11 : Assimilation sur le bassin versant de Naizin.

MODE	Nash (%)	E.Bilan (%)	RC (%)	RDC (/32)	RDE (/265)
Simulation	89,3	-0,5	83,9	28	165
Assimilation de W_s	89,3	-0,5	83,9	28	167
Assimilation de W_g	89,2	0,0	83,9	28	164
Assimilation totale	89,2	0,0	83,9	28	164

V-7- CONCLUSION

La capacité du modèle à assimiler des données d'état hydrique du sol comme variable d'entrée a été mise en évidence sur le bassin versant de l'Orgeval. Cependant les données mesurées *in situ* ne peuvent être utilisées telles quelles et une relation de passage permettant de les rendre les plus compatibles possible aux humidités simulées par le modèle a été recherchée. L'utilisation de corrélations linéaires saisonnières s'est révélée être la meilleure solution. En effet, les critères numériques de la modélisation des débits restent du même ordre de grandeur que les critères obtenus en *"simulation"*. Cette constatation a été faite sur les périodes de calage et de contrôle retenues pour la mise au point du modèle. Elle s'est confirmée sur une période antérieure de 9 années (1975-1983) où les critères ont même enregistré une légère amélioration, malgré le fait que les mesures d'humidité disponibles pour cette période ont un pas de temps assez irrégulier de l'ordre de la semaine.

La vérification de l'applicabilité de cette méthode à d'autres bassins versants a été effectuée pour le bassin versant de Naizin avec les mesures disponibles pour l'année 1992. L'assimilation n'a pas modifié la restitution des débits qui reste de bonne qualité. Toutefois, pour ce bassin versant, la vérification devra être complétée lorsque les mesures seront disponibles pour une période plus longue et avec une fiabilité plus assurée. La vérification de la méthode d'assimilation proposée devra être effectuée au cours du projet ERS-1 sur un nombre de bassins versants plus élevé. Ceci nécessite de

disposer de données d'humidité aux profondeurs requises pour établir les relations de passage entre les humidités mesurées et estimées.

L'utilisation des corrélations saisonnières ajoute quatre paramètres au modèle. ces paramètres sont toutefois extérieurs au modèle et évitent donc de compliquer son fonctionnement par leur optimisation. Il s'agit plutôt d'un étalonnage entre les mesures ponctuelles effectuées en un point du bassin et les valeurs globales représentatives de l'état de l'ensemble de ce bassin. Ceci est confirmé par le fait que les courbes d'évolution des humidités de surface simulées par le modèle sur Naizin coïncident bien avec le signal radar moyen de ce bassin.

La technique d'assimilation présentée en est encore au stade d'une première approche. En effet, les données sont introduites directement par une simple lecture effectuée par le modèle. D'autres techniques plus élaborées pourraient être utilisées pour s'affranchir de la relation de passage. Il n'en reste pas moins que cette méthode est assez simple et permet une modélisation des débits de qualité satisfaisante.

CONCLUSION GENERALE

Pour atteindre notre objectif principal de prise en compte de l'état hydrique du sol dans la modélisation des débits, nous avions proposé la mise au point d'un modèle hydrologique conceptuel simple. Pour cela, nous disposions de deux outils de base. Le ***modèle hydrologique conceptuel GR3J*** (Edijatno, 1991) dont l'aptitude à reproduire les débits a été validée sur plus de cent bassins versants français, et un ***modèle physique à deux couches*** inspiré du schéma de Deardorff (Bernard et al., 1986) qui permet de modéliser l'évolution globale temporelle de l'état hydrique du sol.

La démarche suivie a été de coupler ces deux modèles de manière à aboutir à un modèle bénéficiant le plus possible des avantages et des qualités des modèles de base et répondant le mieux possible aux objectifs visés. Le fait que ces deux modèles relevaient de deux approches différentes, conceptuelle et physique, laissait prévoir des difficultés pour réaliser ce couplage. Dans un premier temps, nous avons recensé les très nombreuses procédures possibles en évitant, toutefois, celles qui nous paraissaient trop complexes et qui pouvaient donc nuire au caractère opérationnel du modèle définitif recherché (cf. Chapitre II).

Les différents schémas de couplage obtenus ont été répartis en trois groupes en fonction de la gestion de la pluie en amont de la fonction de production. En reprenant la gestion séquentielle du modèle à deux couches, la pluie peut être utilisée entièrement pour alimenter le réservoir sol (Groupe I). Par contre si l'on s'inspire de la gestion parallèle du modèle hydrologique de base GR3J, on peut distinguer deux cas selon que la pluie alimente la couche de surface (Groupe II) ou la couche globale (Groupe III).

A cette répartition en fonction de la gestion de la pluie s'ajoute celle qui peut être faite en fonction de la gestion de la production de la couche de surface. Celle-ci peut, en effet, être totale, partielle ou saisonnière dans l'un ou l'autre de ces deux cas. Ce qui nous a conduit à différencier huit possibilités de gestion de la production de surface pour chaque groupe de gestion de la pluie.

Dans le modèle à deux couches, le calcul des productions des couches du réservoir sol se fait par seuil de dépassement. Ce calcul, qui se caractérise par

une réaction en tout ou rien, ne s'adapte pas à la modélisation continue des débits. Nous avons donc eu recours à la relation de Thomas qui permet d'éviter l'apparition brusque de la production. Avant de retenir cette relation et afin de montrer l'intérêt de son utilisation, nous avons testé plusieurs variantes faisant intervenir le seuil de dépassement ou la relation de Thomas pour le calcul de la production de l'une ou l'autre des deux couches du réservoir sol. La relation de Thomas appliquée avec un paramètre différent pour la production de chaque couche a finalement été retenue.

La gestion partielle de la production de la couche de surface peut être effectuée en fonction de l'état hydrique de la couche de surface ou de la couche globale ou bien en fonction d'une contribution pondérée de chacune d'entre elles. Nous avons donc testé plusieurs variantes qui ont finalement montré que faire intervenir une contribution pondérée de l'état hydrique de chaque couche de réservoir sol permet une meilleure simulation des débits.

Les variantes du calcul des productions et de la gestion partielle de la production de surface ont été testées pour les schémas de couplage du Groupe I. Celui-ci comporte 24 schémas de couplage différents.

Les conclusions retenues pour le Groupe I ont été ensuite utilisées pour l'analyse des schémas de couplage des groupes II et III. La gestion parallèle de la pluie peut être saisonnière, il existe donc trois variantes possibles (annuelle, hivernale ou estivale) qui ont été appliquées aux schémas de couplage des groupes II et III. Chacun d'eux comporte 24 schémas de couplages différents.

Au total, nous avons analysé les résultats numériques et graphiques de 72 schémas de couplage afin de ne retenir que celui qui nous a permis la meilleure simulation des débits et de l'état hydrique du sol.

Le modèle à deux couches fait intervenir des données physiques du bassin qui sont les humidités à saturation des deux couches du réservoir sol et la pseudo-diffusivité entre ces deux couches. Ceci limite son utilisation en modélisation conceptuelle à finalité opérationnelle. Pour dépasser ce problème, ces variables sont devenues des paramètres ajoutés aux jeux optimisés par le modèle couplé.

La mise au point du couplage a été effectuée sur le bassin versant représentatif et expérimental (BVRE) de l'Orgeval où des mesures d'humidité du sol sont disponibles à différentes profondeurs avec un pas de temps journalier depuis 1986.

Les périodes de calage et de contrôle nécessaires à l'appréciation de la qualité du modèle ont été retenues dans la période de 1986-1991. La période de calage comprend les années 1988-1989, qui sont plus humides, avec l'année 1987 pour la mise en route et la période de contrôle comprend les années 1990-1991, plus sèches, avec l'année 1989 pour la mise en route.

Le premier critère pour apprécier la qualité du schéma de couplage testé repose sur les critères numériques de la simulation des débits. La comparaison de la simulation de l'humidité des deux couches du réservoir sol avec les humidités moyennes mesurées sur 20 cm pour la couche de surface et sur 120 cm pour la couche globale vient ensuite renforcer cette appréciation. Cette mise au point a été effectuée pour chaque groupe de schémas de couplage. Elle a permis de dégager quatre schémas intéressants. Nous avons retenu les deux schémas du groupe III qui permettent de simuler les débits et l'état hydrique du sol de manière plus satisfaisante que les deux autres. Ces schémas font tous deux intervenir une gestion parallèle annuelle de la pluie appliquée à la couche globale mais ils diffèrent par la gestion de la production de surface qui est totale annuelle pour l'un et partielle saisonnière pour l'autre.

Ces deux schémas de couplage sont performants du point de vue de la simulation des débits. Les critères de Nash sont de l'ordre de 85% sur la période de calage avec une légère diminution de l'ordre de 3% lorsqu'ils sont transposés à la période de contrôle. Ces schémas procurent aussi une simulation de l'état hydrique de la couche globale satisfaisante puisque les coefficients de corrélation, entre les humidités simulées et les humidités moyennes mesurées sur 120 cm, sont de l'ordre de 0,9. Par contre, la simulation de l'état hydrique de la couche de surface est de moindre qualité puisque les coefficients de corrélation avec les humidités moyennes mesurées sur 20 cm sont plus faibles (R=0,6). Notre objectif principal étant d'assurer avant tout une bonne aptitude à reproduire les débits, ces deux schémas ont donc été conservés pour la suite de nos recherches (cf. Chapitre III).

Pour la mise au point finale des schémas de couplage retenus, nous avons procédé en deux temps. En premier lieu, pour éviter les risques de redondance, d'interdépendance et surtout les problèmes d'optimisation occasionnés par le nombre assez élevé de paramètres présents initialement dans le fonctionnement de ces deux schémas, nous avons cherché à en réduire le nombre. Nous nous sommes basés sur la variation des résultats numériques obtenus sur le BVRE de l'Orgeval. La réduction du nombre de paramètres s'est révélée positive. Nous sommes passés de huit paramètres à cinq sans remise en question des résultats numériques et graphiques de

la simulation des débits et de l'état hydrique du sol. En second lieu, en nous inspirant des modifications qui ont été apportées par ailleurs au modèle hydrologique de base, nous avons introduit un terme "d'échanges souterrains" dont l'influence favorable avait été montrée notamment pour la modélisation des bassins versants intermittents avec la nouvelle version GR4J du modèle conceptuel. L'introduction des ***"échanges souterrains"*** n'a pas apporté d'amélioration notable pour le bassin versant de l'Orgeval. A ce stade de nos recherches, nous n'avons pas pu définir quel était le schéma le plus performant car la qualité des résultats obtenus restait équivalente pour les deux versions retenues.

La seconde étape de notre étude a donc porté sur la validation des deux schémas de couplage sur le BVRE de Naizin et sur les 35 bassins versants bretons du Projet ERS-1. Nous avons procédé en deux temps (réduction du nombre de paramètres et introduction du terme "d'échanges souterrains"). Nous nous sommes, de même que précédemment, basés sur la variation des résultats numériques obtenus. La réduction du nombre de paramètres a été effectivement bénéfique. Le fait de passer de 8 à 5 paramètres n'a pas altéré les résultats numériques et graphiques de la simulation des débits et de l'état hydrique du sol. L'introduction de ce nouveau terme ajoute un paramètre aux jeux optimisés mais est justifiée par une meilleure simulation des débits surtout dans le cas des bassins versants bretons, dont le Naizin, qui ont précisément la caractéristique d'être intermittents (cf. Chapitre IV).

La validation du modèle couplé sur le bassin versant témoin de la région de la Bretagne (BVRE de Naizin) et sur les 35 bassins versants du projet ERS-1 est satisfaisante. Les résultats de la simulation des débits sont comparables à ceux obtenus par le modèle GR4J pour la période de calage avec une légère supériorité du modèle couplé. Pour la période de contrôle, le modèle GR4J semble être plus stable mais le modèle couplé reste performant et à l'avantage d'avoir deux sorties de plus que le modèle GR4J en permettant de simuler aussi l'humidité de la couche de surface et de la couche globale du sol. Nous avons remarqué que le modèle couplé est sensible à la qualité de l'information sur les conditions météorologiques. La qualité de la simulation des débits est restreinte par l'utilisation des évapotranspirations potentielles décadaires interannuelles. La mauvaise simulation des débits obtenue sur certains des bassins versants bretons est imputable au manque de stations pluviométriques sur certains de ces bassins. Cette constatation est due au fait que la prévision des débits est largement tributaire de la qualité de la simulation de l'évolution de l'état hydrique du sol. Celui-ci très liée aux données hydro-météorologiques, la dégradation de la

prévision des débits lorsque l'information sur ces données est manquante ou peu précise ne doit pas surprendre.

L'amélioration de la simulation de l'humidité de la couche de surface par le modèle couplé a été obtenue grâce à la prise en compte de l'occupation réelle du sol sur le bassin versant traité par le modèle. Pour obtenir l'indice de végétation qui définit le type de culture existant sur le bassin, il serait souhaitable de disposer d'images satellitaires dans le visible et le proche infrarouge sur la région. Ceci n'ayant pas été le cas sur le bassin de l'Orgeval, nous avons eu recours aux relevés de cartes d'occupation du sol effectuées sur le terrain pour établir un pourcentage de couverture végétale pouvant remplacer l'indice de végétation. Cette approche a été possible sur ce bassin expérimental où les relevés sont réguliers. Le coefficient de corrélation des humidités de surface simulées avec les humidités moyennes mesurées pour une couche de 20 cm d'épaisseur passe de 0,6 à 0,8 sans modification de la simulation des débits. Cette amélioration montre donc l'importance de la prise en compte de l'occupation du sol. Pour le bassin de Naizin, cette approche a été appliquée avec toutefois des lacunes assez importantes sur les données d'occupation du sol. Celles-ci ajoutées aux contraintes dues à l'utilisation des ETP décadaires interannuelles ne permettent pas de conclure sur les résultats obtenus malgré une légère amélioration des résultats graphiques de la simulation de l'état hydrique de la couche de surface.

Une première tentative d'interprétation des résultats pour définir les épaisseurs physiques correspondant aux deux couches du réservoir sol a été effectuée sur les BVRE de l'Orgeval et de Naizin. Elle s'est conclue par l'hypothèse que la couche globale correspondait, sur le terrain, à une couche de 50 cm d'épaisseur pour l'Orgeval et à une couche de 40 cm d'épaisseur pour Naizin. Toutefois, pour Naizin, les mesures disponibles semblent montrer des problèmes de fiabilité qui font que cette constatation doit être vérifiée. Les mesures sont, de plus, influencées par le changement de comportement hydrodynamique qui existe au niveau de la profondeur de 60 cm. Des mesures effectuées à la profondeur de 50 cm permettraient de mieux définir la couche de sol qui contribue vraiment à la formation des débits. La conclusion de ces essais d'interprétation reste propre à chaque bassin versant et devra être vérifiée pour chaque cas.

Le modèle couplé mis au point a fait ses preuves lorsque le modèle fonctionne en ***"simulation"***, donc quand l'état hydrique du sol est une de ses variables intrinsèques. La capacité du modèle à assimiler des données d'état hydrique du sol comme variable d'entrée a été mise en évidence en testant différentes techniques simples pour l'intégration de l'état hydrique du sol comme variable d'entrée du modèle

couplé. Cependant, les données mesurées *in situ* ne peuvent être utilisées telles quelles et une relation de passage saisonnière permettant de les rendre le plus compatible possible avec les humidités que le modèle est capable de "comprendre" est nécessaire pour le fonctionnement du modèle en mode ***"assimilation"***. La qualité de la modélisation des débits obtenue par le mode ***"assimilation"*** a été constatée sur les périodes de calage et de contrôle retenues pour la mise au point du modèle. Elle s'est trouvée confirmée sur une période antérieure de 9 années (1975-1983) pour laquelle les critères numériques ont même enregistré une légère amélioration malgré le pas de temps assez irrégulier (de l'ordre de la semaine) des mesures d'humidité disponibles pour cette période.

La vérification de l'applicabilité de cette méthode à d'autres bassins versants a été effectuée pour le bassin versant du Naizin avec les mesures disponibles pour l'année 1992. L'assimilation n'a pas modifié la restitution des débits qui reste de bonne qualité. Toutefois, pour ce bassin versant, la vérification devra être complétée lorsque les mesures seront disponibles pour une période plus longue. La vérification de la méthode d'assimilation proposée devra être effectuée au cours du projet ERS-1 sur un nombre de bassins versants plus élevé.

Il est évident que la technique d'assimilation adoptée ici en est encore au stade d'une première approche. D'autres techniques plus élaborées pourraient être utilisées dans le but de s'affranchir de la relation de passage. Il n'en reste pas moins que cette méthode est assez simple et assure une qualité satisfaisante à la modélisation des débits.

DISCUSSION ET PERSPECTIVES

Au terme de notre recherche, qui ne pouvait avoir un caractère exhaustif, une discussion peut être engagée sur les améliorations possibles et sur les perspectives offertes à partir des résultats que nous avons obtenus.

Le premier point soulevé concerne la fonction de transfert du modèle de base GR3J reprise telle quelle dans le modèle couplé. Nous avons en effet gardé la valeur des paramètres tels qu'ils avaient été fixés, à savoir, la répartition de la quantité transférée entre l'écoulement pseudo-direct (10%) et l'écoulement profond (90%), l'exposant de l'hydrogramme unitaire (3) et l'exposant de la loi de vidange du réservoir gravitaire (5). Ces paramètres ont été établis pour une centaine de bassins versants

français avec une fonction de production différente de la nôtre. Leur vérification serait donc à effectuer sur le modèle couplé définitif, afin de rechercher une possible amélioration.

En second lieu, la validation du modèle couplé définitif qui s'est révélée satisfaisante sur la région de la Bretagne a pourtant montré que ce modèle restait très sensible à la qualité de l'information météorologiques (Pluie et ETP). L'utilisation de stations pluviométriques plus représentatives des précipitations effectivement reçues par chaque bassin versant combinées à des données d'ETP décadaires datées devrait, permettre d'améliorer les résultats de ce modèle et de mieux démontrer ses qualités. Nous n'avons pu le vérifier au cours de nos recherches mais cette question sera approfondie à l'occasion d'une thèse commencée récemment au Cemagref dans le prolongement du présent travail.

Le troisième point a trait à la prise en compte de l'occupation du sol réelle du bassin versant dont l'influence n'est pas négligeable sur la simulation de l'état hydrique de la couche de surface du sol. L'utilisation d'un indice de végétation obtenu à partir de mesures satellitaires dans le visible et le proche infrarouge facilitera la prise en compte de l'occupation du sol réelle des bassins versants. L'extraction de cet indice à partir des images disponibles sur la région de la Bretagne est en cours dans un des organismes qui collabore au Projet ERS-1, ce qui devrait contribuer à la validation du modèle couplé pour cette région.

La quatrième remarque se rapporte aux problèmes de l'assimilation des données d'humidité du sol dans le modèle couplé ***"GRHUM"***. Ce modèle a été testé selon deux modes de fonctionnement, ***"simulation"*** et ***"assimilation"***. Le fonctionnement du modèle en mode ***"assimilation"*** a été effectué avec des jeux de paramètres déjà optimisés dans le mode ***"simulation"***. Cette démarche a permis de mettre en évidence la capacité du modèle à assimiler les données d'humidité du sol pour corriger périodiquement l'état du système. Elle a, de même, montré que la simulation des débits est surtout influencée par l'assimilation des données de l'état hydrique de la couche globale.

Le mode ***"assimilation"*** doit être maintenant testé en utilisant des données radar disponibles sur Naizin pour les année 1992 et 1993. Pour cela, il faudrait appliquer un modèle atmosphérique qui permettrait, par inversion et à partir de mesures en infrarouge thermique, de passer des humidités superficielles mesurées par

radar aux humidités globales qui ont plus de poids dans la simulation des débits par le modèle couplé.

En conclusion, notre étude a débouché sur la mise au point et la validation d'un modèle hydrologique simple qui permet aussi bien de simuler les débits que l'état hydrique de deux couches du sol. Ce modèle a des qualités comparables à celles du modèle de base GR4J. Il ne fait intervenir que deux paramètres supplémentaires pour deux sorties de plus. Le modèle couplé mis au point sur le BVRE de l'Orgeval et a été validé sur la région de la Bretagne, montrant une bonne transposabilité à des bassins de caractéristiques différentes.

Lorsque les problèmes de l'assimilation de ces données seront résolus, la mise en oeuvre de ce modèle devrait pouvoir tirer parti de la complémentarité entre les mesures satellitaires obtenues par radar et par d'autres techniques différentes (IRT pour le bilan énergétique, visible et proche infrarouge pour l'occupation du sol).

Le modèle couplé ouvre des perspectives nouvelles pour l'utilisation de l'état hydrique du sol, déterminé à l'aide de données satellitaires dans la prévision des débits. Il apporte de même une contribution à une meilleure connaissance des bilans hydriques régionaux pour la gestion des ressources en eaux de surface.

BIBLIOGRAPHIE

Abbott M.B.,Bathurst J.C.,Cunge J.A.,O'Connell P.E.,Rasmussen J.,1986
"An introduction to the European Hydrological System- Système Hydrologique Européen, "SHE", 1: History and Philosophy of a physically-based, distributed modelling system."
Journal of Hydrology, Volume 87, pp 45-59

Andrieu H., Creutin J.D., Delrieu G., Fournet J. et Pointin Y., 1988
"Hydrologie radar : Bilan et Perspectives."
La Houille Blanche, "Prévision de crues", n°5-6, 1988

Alley W., 1985
"Water Balance Models in One-Month-Ahead Streamflow Forecasting"
Water Ressources Research, Volume 21, n°4, pp597-606, April 1985

Barancourt C., Creutin J.D et Rivoirard J., 1992
"A method for delineating and estimating rainfall fields."
Watr Resources Research, Volume 28, n°4, pp 1133-1144, april 1992

Bedidi A., Cervelle B., Madeira J. et Pouget M., 1990
"Relation entre la courbe de rétraction hydrique de sols latéritiques et leurs caractéristiques spectrales (VIS). Propriétés spectrales des sols, du visible à l'infrarouge moyen".
Deuxièmes Journées de Télédétection : "Caractérisation et suivi des milieux terrestres en régions arides et tropicales". ORSTOM, Centre de Bondy, 4, 5 et 6 Décembre 1990, pp 3-13

Benallegue M., 1993
"Etude de faisabilité de la mesure par radar de l'humidité et de la rugosité des sols."
Université Paris-Sud - Centre d'Orsay - Octobre 1993

Ben Mehrez M., 1990
"Etalonnage et validation d'un modèle de flux de surface dans le cas de l'expérience HAPEX-MOBILHY. Application à l'estimation de la résistance d'un couvert."
Thèse - Université de Paris VII-UFR de Physique, Juin 1990

Bernard R., Taconet O. et Vidal-Madjar D., 1986
"Travaux du Groupe télédétection du CRPE sur l'évaluation des flux de surface atmosphérique et du bilan hydrique des sols par télédétection aérospatiale 1979-1985."
Note technique du Centre de Recherches en Physique de l'Environnement Terrestre et Planétaire, Avril 1986

Boukerma B., 1987
"Modélisation des écoulements superficiels et souterrains dans le sud-ouest de la France : Approche du bilan hydrique."
Thèse de Doctorat en Hydrogéologie quantitative - Ecole Nationale Supérieures des Mines de Paris, Avril 1987

Brochet P. et Gerbier N., 1977
"Une méthode opérationnelle pratique de calcul de l'évapotranspiration potentielle.'
La météorologie, Numéro spécial "Evapotranspiration", VIe série, 1977

Bruneau P. et Gascuel-Odoux C., 1990
"A morphological assessment of soil microtopography using a digital elevation model on one square metre spots."
Catena, 17, pp 315-325

Choisnel E. et Jacquart C., 1991
"Les méthodes de suivi du bilan hydrique du sol utilisées à la Météorologie Nationale"
Milieux poreux et Transferts hydriques, Bulletin du GFHN n°28, Juillet 1991

Cisneros R.M.R., 1981
"Analyse et amélioration d'un modèle régional de calcul de l'évapotranspiration sur une culture de blé."
Thèse de Doctorat d'Université en Ecologie. Université de Paris-Sud, Orsay

Cognard A.L., 1994
"Assimilation des données du radar imageurs du satellite ERS-1 et des données infrarouges thermiques de NOAA dans un modèle hydrologique couplé à un modèle de bilan énergétique à l'interface sol/végétation/atmosphère"
Thèse en cours, Cemagref, 1994

Deardorff J.W., 1977
"A parametrization of ground-Surface Moisture Content for Use in Atmospheric Prediction Models."
Journal of Applied Meteorology, Volume 16, 1977, pp 1182-1185,

Delrieu G., Bellon A. et Creutin J.D., 1988
"Estimation de lames d'eau spatiales à l'aide de données de pluviométries et de radar météorologique - Application au pas de temps journalier dans la région de Montréal."
Journal of Hydrology, 98, pp 315-344, 1988

Edijatno, 1991
"Mise au point d'un modèle élémentaire Pluie-Débit au pas de temps journalier"
Thèse de Doctorat de Sciences et Techniques de l'Eau - Université de Louis Pasteur de Strasbourg, Janvier 1991

Fauveau C., 1992
"Modélisation de la relation pluie/débit et humidité du sol - Exemples des bassins versants de Naizin et de l'Orgeval.'
Mémoire de DAA, "Hydraulique et Climatologie agricoles" - ENSA Rennes, Septembre 1992

Fortin J.P., Villeneuve J.P. et Bocquillon Claude, 1990
"HYDROTEL, PHYSITEL and IMATEL : an integrated application of remote sensing and GIS to hydrological modelling, on microcomputer."
International Symposium-Remote Sensing and Water Resources - Enschede, the Netherlands, August 20-24, 1990, pp793-803

Guyot G., 1987
"Télédétection et bilans hydriques- bases physiques et potentialités."
Compte rendu de l'Académie d'Agriculture de France, Volume 1973, n°6, 1987

Groves J.R., Ragan R.M. et Clapp R.B., 1983
"Development and testing of a remote sensing based hydrological model"
Hydrological Applications of Remote Sensing and remote data Transmission - Proceedings of the Hamburg Symposium, August 1983, IAHS Publ. n°145.

Herkelrath W.N., Hamburg S.P. et Murphy F., 1991
"Automatic, Real-Time Monitoring of Soil Moisture in a Remote Field Area With Time Domain Reflectometry."
Water Ressources Research, Volume 27, n°5, pp857-864, May 1991

Hillel, 1972
"Soil and Water : Physical principles and processes."
Academic press, second printing 1972

Idso S.B. et Ehrler W.L., 1976
"Estimating soil moisture in the root zone of the crops : a technique adaptable to remote sensing"
Geophysical Research Letters, Vol 3, n°1, January 1976

Ibiza D., 1984
"Une fonction de production aux petits pas de temps"
Cahiers de l'ORSTOM, série Hydrol., Volume XXI, n°3, 1984-1985, pp 51-97

Isbérie C., 1977
"Problèmes de la mise en pratique des connaissances relatives à l'évapotranspiration."
La météorologie, Numéro spécial "Evapotranspiration", VIe série, 1977

Jackson T.J., 1986
"Soil Water Modelling and Remote Sensing"
IEEE Transactions on Geoscience and remote sensing, Volume GE 24, n°1, January 1986.

Kabouya M., 1990
"Modélisation Pluie-Débit aux pas de temps mensuel et annuel en Algérie septentrionale."
Thèse de Docteur en Sciences - Université de Paris Sud - Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie isotopique - Orsay, Décembre 1990

Katerji N.B., 1977
"Contribution à l'étude de l'évapotranspiration réelle du blé tendre d'hiver, Application à la résistance du couvert en relation avec certains facteurs du milieu."
Thèse de Docteur Ingénieur- Université de paris VII, Juin 1977

Kauark Leite L.A., 1990
"Réflexions sur l'utilité des modèles mathématiques dans la gestion de la pollution diffuse d'origine agricole."
Thèse de Doctorat en Sciences et Techniques de l'Environnement - Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Octobre 1990.

Kite G.W., 1991
"A watershed model using satellite data applied to a mountain basin in Canada."
Journal of Hydrology, Volume 128, 1991, pp157-169.

Lagouarde J.P., 1988
"Suivi des bilans énergétique et hydrique à partir des mesures spatiales dans l'infrarouge thermique."
Ecole d'été du CNES - "Télédétection spatiale : Aspects physiques et modélisation." Toulouse, Août 1988

Landwerlin F., 1990
"Etat hydrique du sol et modélisation Pluie/Débit. Acquisition et traitement des données. Développement d'un nouveau modèle."
Mémoire de fin d'études-Mémoire de DEA "Ressources en eau" - Université de Paris-Sud, Laboratoire d'hydrogéologie et de géochimie isotopique, Orsay.

Latuillerie A., 1993
"Etude à deux échelles d'un modèle simulant débits et humidité du sol Bassins versants du Coët-Dan à Naizin et de l'Evel."
Mémoire de DAA, "Transferts hydriques et énergétiques".
ENSA Rennes, Septembre 1993

Lointier M. et Pieyns S., 1983
"Télédétection et modélisation hydrologique."
Hydrological Applications of remote Sensing end remote Data Transmission - Proceedings of the Hamburg Symposium, August 1983, IAHS Publ. n°145.

Loumagne C., Michel C. et Normand M., 1988
"Utilisation d'indicateurs de l'état hydrique du sol dans un modèle Pluie-Débit."
La Houille Blanche, "Prévision de crues", n°5-6, 1988

Loumagne C, Normand M, Michel C, 1991
"Etat hydrique du sol et prévision des débits".
Journal of Hydrology, Volume 123, pp 1-17, 1991.

Makhlouf Z., 1991
"Signification hydrologique des paramètres d'un modèle conceptuel Pluie-Débit."
Mémoire de DEA - Université de Paris-Sud, Orsay - Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie isotropique, Septembre 1991.

Makhlouf Z. et Michel C., 1992
"Relation entre les paramètres d'un modèle global Pluie-Débit et les caractéristiques physiques d'un bassin versant bretons."
Soumis à Journal of Hydrology, Juin 1992

Mérot P., 1991
"Inventaire de processus de transfert sur un bassin versant. Rôle de l'organisation des sols."
Séminaire du Département de sciences des sols. Dijon, 26-27 Mars 1991

Michel C., 1989
"Hydrologie appliquée aux petits bassin ruraux"
Cemagref, Septembre 1989

Musy A. et Soutier M., 1991
"Physique du sol"
Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Collestion Gérer l'environnement, Edition 1991

Myhre B.E. et Shih S.F., 1990
"Using infrared thermometry to estimate soil water content for sandy soil."
Transactions of the ASAE, Volume 33, n°5, September-October 1990

Nash J.E. et Sutcliffe J.V., 1970
"River flow forecasting through conceptual models - Part I : A discussion of principles."
Journal of Hydrology, Volume 10, pp 282-290, 1970

Nieuwenhuis G.J.A., Smidt E.H. et Thunnissen H.A.M., 1985
"Estimation of regional evapotranspiration of arable crops from thermal infrared images."
International Journal of Remote Sensing, Volume 6, n°8, pp 1319-1334, 1985

Nieuwenhuis G.J.A. et Menenti M., 1986
"Application of thermal infrared remote sensing in water management of humid and arid areas."
Technical Bulletins, n°1,pp35-46, 1986

Normand M., Loumagne C., Galle S., et Jarry F., 1988
"Etat hydrique du sol et Hydrologie : Mesures ponctuelles et télédétection en hyperfréquences."
Cemagref, 25è Anniversaire du bassin de l'orgeval, 18 Octobre 1988

Normand M., 1990
"Perspectives offertes par la télédétection radar dans le domaine de l'état hydrique du sol."
Deuxièmes Journées de Télédétection : "Caractérisation et suivi des milieux terrestres en régions arides et tropicales". ORSTOM, Centre de Bondy, 4, 5 et 6 Décembre 1990, 18 pages.

Obled C. et Rossé B., 1975
"Quelques rappels sur le cycle terrestre de l'eau"
Extrait d'une étude bibliographique sur les modèles mathématiques en hydrologie. 1975

Ottlé C., Vidal-Madjar D. et Girard G., 1989
"Remote Sensing Applications to hydrological modelling."
Journal of Hydrology, 105, 1989, pp169-184

Ottlé C. et Vidal-Madjar D;, 1994
"Assimilation of humidity inversed from infrared remote sensing in hydrological model over the HAPEX-MOBILHY region"
Journal of Hydrology, Submitted 1994

Peyremorte P. et Rosset J.M., 1977
"Variabilité des coefficients culturaux "K" : Conséquences pour la définition d'une méthode d'irrigation basée sur le concept d'ETP."
La météorologie, Numéro spécial "Evapotranspiration", VIe série, 1977

Rango A., Engman E.T., Jackson T.J., Ritchie J.C. et Paetzold R.F., 1983
"Hydrological research in the AgRISTARS program."
Hydrological Applications of Remote Sensing and Remote Data Transmission - Proceeding of The Hamburg Symposium, August 1983 - IAHS Plub. n°145, pp579-589

Rango A., 1985
"Assesment of remote sensing input to hydrologic models"
Water resources bulletin, Volume 21, n°3, June 1985

Rango A. et Usachev V.F., 1990
"Les ressources en eaux continentales et la biosphère."
Nature et Ressources, Volume 26, n°1, pp11-18.

Roche M., 1971
"Les divers types de modèles déterministes."
La houille Blanche, n°2, 1971

Roche P.A., Bernier J., Miquel J. et Michel C., 1988
"Hydrologie Générale : Modélisation Pluie-Débit."
Ecole Nationale des Ponts et Chaussées - Cours de DEA de Techniques et Gestion de l'Eau, Octobre 1988

Roche P.A. et Thiery D., 1985
"Modélisation des grands bassins versants- Application des modèles hydrologiques at analyse des sensibilité-Application aux bassins de la Moselle"
Convention ENV n°82.224 et n° 83.109 - Rapport du BRGM-85 SGN 290EAU-Juillet 1985

Schmugge T.J., Jackson T.J. et McKim H.L., 1980
"Surveys of Methods for Soil Moisture Determination"
Water Resources Researche, Volume 16, n°6, pp961-979, December 1980

Schmugge T., 1987
"Remote sensing applications in hydrology."
Reviews of Geophysics, Volume 25, n°2, pp148-152, march 1987

Schultz G.A., 1988
"Remote sensing in hydrology."
Journal of Hydrology, 100, pp239-265, 1988

Sicamois D., 1985
"La méthode neutronique de mesure de l'humidité dans les sols."
La météorologie 7è série, n°Avril 1985, pp 10-14

Soarès J.V., 1986
"Caractéristiques spatiales et temporelles d'une région agricole observée à l'aide d'un diffusomètre en hyperfréquences et d'un radiomètre dans l'infrarouge thermique aéroportés."
Thèse-Université de Paris VII-UFR de Physique, Octobre 1986

Soarès J.V., Bernard R., Taconet O., Vidal-Madjar D. et Weill A., 1988
"Estimation of bare soil evaporation fron airborne measurements"
Journal of Hydrology, 99, pp281-296, 1988

Sucksdorff Y. et Ottlé C., 1990
"Application of satellite semote sensing to estimate areal evapotranspiration over a watershed."
Journal of Hydrology, Volume 121, pp 321-333, 1990

Taconet O., Bernard R. et Vidal-Madjar D., 1986
"Evapotranspiration over an Agricultural Region Using a Surface Flux/Temperature Model Based on NOAA-AVHRR Data."
Journal of Climate and Applied Meteorology, Volume 25, pp 284-306, 1986

Tao Tao et Kouwen N., 1989
"Remote Sensing and fully distributed modelling for flood forecasting."
Journal of Water Ressources Planning and Management, Volume 115, n°6, pp 809-823, Novembre 1989

Thiery D., 1988
"Modélisation hydrologique semi-globale par simulation couplée des variations de stock d'eau dans la zone non saturée et de l'évolution des niveaux piézométriques"
Symposium International sur l'analyse des systèmes à la gestion des ressources en eau - Rabat (Maroc)-11-13 Octobre 1988

Valiron F., 1984
"Gestion des eaux : Principes-Moyens-Structures"
Presses des Ponts et Chaussées-Edition 1984

Vauclin M., 1983
"L'humidité des sols en hydrologie : intérêt et limites de la télédétection."
Hydrological Applications of Remote Sensing and remote data Transmission
Proceedings of the Hamburg Symposium, August 1983, IAHS Publ. n°145.

Vidal A. et Baqri A., 1988
"Télédétection et contrôle de l'irrigation : Perspectives d'avenir."
Génie Rural n°11, Novembre 1988

Vuillaume Y., 1976
"Utilisation des images de Télédétection multispectrale en hydrogéologie."
Revue techniques d'Ing. de Const., 74, n°213-214-215, pp 46-50

Wendling J., 1992
"Théorie de TOPMODEL"
Extrait de thèse de Doctorat de J. Wendling, Grenoble 1992

LISTE DES FIGURES

Figure I-1 : Schéma de la phase terrestre du cycle de l'eau (Roche, 1971) 18
Figure I-2 : Schématisation du modèle CREC (Roche et Al., 1988). 28
Figure I-3 : Fonction de production du modèle de GIRARD (Girard, 1981)..... 35
Figure I-4 : Schématisation du modèle de Thomas (D'après Kabouya, 1989)..... 35
Figure I-5 : Relation de Thomas entre Yi et Wi (Alley, 1985) 36
Figure I-6 : Schématisation du modèle GARDENIA (D'après Thiery, 1988). 39

Figure II-1 : Architecture du modèle de base GR3J (Edijatno, 1989) ..... .52
Figure II-2 : Hydrogramme unitaire de l'écoulement "profond" ..... .55
Figure II-3 : Hydrogramme unitaire de l'écoulement "pseudo-direct" ..... .55
Figure II-4 : Simulation des débits-Modèle GR3J sans correction des pluies 61
Période de calage-Année 1988.
Figure II-5a : Simulation des débits-Modèle GR3J sans correction des pluies..... 62
Période de calage-Octobre et Novembre 1988.
Figure II-5b : Simulation des débits-Modèle GR3J sans correction des pluies..... 62
Période de calage-Décembre 1989.
Figure II-6 : Simulation des débits-Modèle GR3J sans correction des pluies 63
Période de contrôle-Années 1990-1991.
Figure II-7 : Représentation du réservoir-sol par le modèle à deux couches inspiré du schéma de Deardorff (Ottlé, 1989)..... 63
Figure II-8 : Indice de couverture végétale interannuel de HAPEX-MOBILHY. 67
Figure II-9 : Organigramme de la démarche de couplage. 74

Figure III-1 : Simulation des débits par le schéma de couplage **"SHEM1-4"** 86
Période de calage-Année 1988.
Figure III-2 : Simulation des humidités globales par le schéma **"SHEM1-4"** 88
Périodes de calage et de contrôle-Années 1988-1991
Figure III-3 : Simulation des humidités globales par le schéma **"SHEM2-4"** 89
Périodes de calage et de contrôle-Années 1988-1991.
Figure III-4 : Simulation des humidités de surface du schéma **"SHEM3-4"** 90
Période de calage-Année 1988-1989.
Figure III-5 :Amélioration de la simulation de la reprise des écoulements..... . 92
Période de calage-15 Septmbre au 30 Novembre 1988
Figure III-6 : Simulation des débits par le schéma de couplage **"SHEM4-5"** 92
Période de contrôle-Année 1990.
Figure III-7 : Simulation des humidités globales par le schéma **"SHEM4-5"**..... 93
Périodes de calage et de contrôle-Années 1988-1991.
Figure III-8 : Simulation des humidités de surface du schéma **"SHEM4-5"**..... 94
Périodes de calage et contrôle-Années 1988-1991.

Figure IV-1 : Architecture du modèle couplé "GRHUM"..... 120
Figure IV-2 : Simulation des débits-Bassin Versant de l'Orgeval. 122
Période de calage-Années 1988-1989.
Figure IV-3: Simulation des débits-Bassin Versant de l'Orgeval. 122
Période de contrôle-Années 1990-1991.

Figure IV-4 : Simulation des humidités globales-Bassin Versant de l'Orgeval. 123
Années 1988-1991
Figure IV-5: Simulation des humidités de surface-Bassin Versant de l'Orgeval. 123
Années 1988-1991
Figure IV-6 : Corrélation des humidités globales-Bassin Versant de l'Orgeval. 124
Années 1988-1991
Figure IV-7: Corrélation des humidités de surface-Bassin Versant de l'Orgeval. 125
Années 1988-1991
Figure IV-8: Simulation des humidités de surface-Bassin Versant du Naizin..... 126
Année 992
Figure IV-9 : Corrélation des humidités de surface-Bassin Versant du Naizin..... 127
Période de calage-Année 1992.
Figure IV-10 : Cycle de croissance des céréales d'hiver..... 129
Figure IV-11 : Indice de couverture végétale de l'Orgeval-Année 1988. 130
Figure IV-12 : Simulation des humidités de surface avec occupation du sol 131
Périodes de calage et de contrôle-Années 1988-1991-Bassin de l'Orgeval.
Figure IV-13 : Simulation des humidités de surface avec occupation du sol. 132
Période de calage-Année 1992-Bassin de Naizin.
Figure IV-14 : Humidités de surface simulées et du signal radar..... 133
Période de calage-Année 1992-Bassin de Naizin.
Figure IV-15 : Corrélation des humidités globales avec les humidités mesurées moyennes
à différentes profondeurs. 135
Figure IV-16 : Humidités globales simulées et mesurées à 50 cm et 120 cm. 135
Figure IV-17 : Corrélation des humidités de surface avec les humidités mesurées moyennes
à différentes profondeurs- Bassin de l'Orgeval. 136
Figure IV-18 : Corrélation des humidités globales avec les humidités mesurées moyennes
à différentes profondeurs. 138
Figure IV-19 : Humidités globales simulées et mesurées à 40 cm. 139
Figure IV-20 : Corrélation des humidités de surface avec les humidités mesurées moyennes
à différentes profondeurs-Bassin de Naizin..... 140

Figure V-1 : Assimilation des humidités de surface par relation de corrélation..... 146
Figure V-2 : Assimilation des humidités globales par relation de corrélation..... 147
Figure V-3 : Modélisation des débits avec assimilation des humidités globales. 148
Figure V 4 : Assimilation des humidités globales par reconstitution des moyennes et
écarts-types. 151
Figure V-5 : Modélisation des débits avec assimilation des humidités globales. 153
Figure V-6 : Assimilation des humidités globales par reconstitution des maximums
et minimums..... 153
Figure V-7 : Assimilation des humidités globales par relation de corrélation saisonnière
Période de calage-Années 1988-1989. 156
Figure V-8 : Assimilation des humidités de surface par relation de corrélation saisonnière.. 156
Figure V-9 : Modélisation des débits sur l'année 1978..... 158
Figure V-10 : Simulation des humidités de surface sur l'année 1978. 159
Figure V-11 : Simulation des humidités globales sur l'année 1978. 159
Figure V-12 : Assimilation des humidités de surface sur l'année 1978..... 160
Figure V-13 : Assimilation des humidités globales sur l'année 1978..... 161
Figure V-14 : Amélioration des erreurs de bilan annuelles 162

ANNEXES

TABLE DES MATIERES

ANNEXE I : SITES EXPERIMENTAUX 187
Introduction 187
I-1- Bassin Versant Représentatif Expérimental de L'Orgeval 187
I-1-1- Situation géographique 187
I-1-2- Contexte physiographique 188
I-1-3- Mesures effectuées sur l'Orgeval 191
I-1-4- Equipement du bassin versant 191
I-2- Le Bassin Versant Représentatif et Expérimental de Naizin 192
I-2-1- Situation géographique 192
I-2-2- Contexte physiographique 192
I-2-3- Mesures effectuées sur le Naizin 195
I-2-4- Equipement du bassin versant 196
I-2-5- Contexte agricole 196
I-3- Bassins versants Bretons Du Projet ERS-1 198
I-3-1- Localisation des bassins versants 198
I-3-2- Fonctionnement des bassins versants 199
I-3-3- Caractéristiques géologiques des bassins versants 199
I-3-4- Mesures effectuées sur les bassins versants 199
I-3-5- Caractéristiques hydrologiques des bassins versants 200
I-3-6- Bassins versants retenus pour la validation 203
Tableau I-1 : Localisation des bassins versants 204
Tableau I-2 : Fonctionnement des bassins versants 205
Tableau I-3 Caractéristiques géologiques des bassins versants 207
Tableau I-4 : Mesures effectuées sur les bassins versants 208
Tableau I-5 : Caractéristiques hydrologiques des bassins versants 210
Tableau I-6 : Bassins versants retenus pour la validation 211
REFERENCES 212

Figure I-1 : Situation géographique du bassin versant de l'Orgeval 188
Figure I-2 : Le bassin versant de l'Orgeval 189
Figure I-3 : Situation géographique du bassin versant du Naizin 193
Figure I-4 : Le bassin versant du Naizin 197
Figure I-5 : Emplacement et code hydrologique des bassins versants 203

ANNEXE II : REVUE DES SCHEMAS DE COUPLAGE 214
Introduction 214
II-1- Versions testées pour les schémas de couplage 215
II-2- Groupe I : Gestion séquentielle de la pluie 216
Fiche Signalétique du Groupe I : Gestion séquentielle de la pluie 216
Architecture des schémas de couplage du groupe I 217
Résultats numériques de la simulation des débits de l'Orgeval 219
Jeux de paramètres optimisés pour l'Orgeval 220

Corrélations linéaires de l'état hydrique de l'Orgeval 221
Graphiques des débits de l'Orgeval - Schéma "SHEM4-5" 222
Graphiques des humidités de surface de l'Orgeval - Schéma "SHEM4-5" 224
Graphiques des humidités globales de l'Orgeval - Schéma "SHEM4-5" 226
II-3- Groupe II :Gestion parallèle de la pluie pour la couche de surface 228
Fiche Signalétique du Groupe II : Gestion parallèle de la pluie pour la couche de surface 228
Architecture des schémas de couplage du groupe II 229
Résultats numériques de la simulation des débits de l'Orgeval 231
Jeux de paramètres optimisés pour l'Orgeval 232
Corrélations linéaires de l'état hydrique de l'Orgeval 233
Graphiques des débits de l'Orgeval - Schéma "SHEM13-3" 234
Graphiques des humidités de surface de l'Orgeval - Schéma "SHEM13-3" 236
Graphiques des humidités globales de l'Orgeval - Schéma "SHEM13-3" 238
II- 4- Groupe III :Gestion parallèle de la pluie pour la couche globale 240
Fiche Signalétique du Groupe III : Gestion parallèle de la pluie pour la couche globale 240
Architecture des schémas de couplage du groupe III 241
Résultats numériques de la simulation des débits de l'Orgeval 243
Jeux de paramètres optimisés pour l'Orgeval 244
Corrélations linéaires de l'état hydrique de l'Orgeval 245
Graphiques des débits de l'Orgeval - Schéma "SHEM18-1" 246
Graphiques des humidités de surface de l'Orgeval - Schéma "SHEM18-1" 248
Graphiques des humidités globales de l'Orgeval - Schéma "SHEM18-1" 250
Graphiques des débits de l'Orgeval - Schéma "SHEM22-1" 252
Graphiques des humidités de surface de l'Orgeval - Schéma "SHEM22-1" 254
Graphiques des humidités globales de l'Orgeval - Schéma "SHEM22-1" 256

ANNEXE III : VALIDATION DU MODELE COUPLE RETENU 259
Introduction 259
III-1- Bassins versants bretons de la validation 260
III-2- Stations pluviométriques utilisées pour la bretagne 262
III-3- Réduction du nombre de paramètres 264
III-3-1- Nombre maximal de paramètres 264
III-3-1-1- BVRE de l'Orgeval 264
III-3-1-2- BVRE de Naizin 265
III-3-1-3- Bassins versants bretons 266
III-3-2- Nombre minimal de paramètres 270
III-3-2-1- BVRE de l'Orgeval 270
III-3-2-2- BVRE de Naizin 270
III-3-2-3- Bassins versants bretons 272
III-4- Introduction des echanges souterrains 276
III-4-1- BVRE de l'Orgeval 276
III-4-2- BVRE de Naizin 277
III-4-3- Bassins Versants Bretons 278
Bassins Versants Bretons 294

ANNEXE IV : OCCUPATION DU SOL 309
Introduction 309

IV-1- Occupation du sol sur le BVRE de l'Orgeval 310
IV-2- Cycle de développement des cultures sur l''Orgeval 310
IV-3- Indice de couverture végétale - Bassin de l'Orgeval 312
IV-4- Prise en compte de l'occupation du sol dans "GRHUM" 317
IV-4-1- BVRE de l'Orgeval 317
IV-4-2- BVRE de Naizin 318

ANNEXE I

SITES EXPERIMENTAUX

ANNEXE I

SITES EXPERIMENTAUX

INTRODUCTION

Cette étude, qui fait partie des projets pilotes du Programme de Recherche de ERS-1, a été initialement prévue sur la bassin versant représentatif expérimental du Naizin situé sur la trace montante et descendante du satellite en Bretagne. En effet, son emplacement permet de bénéficier de données radar à une fréquence de deux images par trois jours pendant la phase glace du radar. Toutefois, pour la mise au point du modèle hydrologique pouvant intégrer des données d'humidité, il nous fallait pouvoir disposer de séries d'humidité déjà existantes et assez longues. Ceci n'était pas le cas sur le Naizin, lorsque cette étude a été entamée, les sondes capacitives de mesures d'humidité, au sol n'étaient pas encore fonctionnelles. Elles ont commencé à l'être depuis Janvier 1992.

Nous avons donc opté pour le bassin versant représentatif et expérimental de l'Orgeval dont le suivi de l'état hydrique du sol est effectué depuis une période plus longue de 1985 à 1992.

I-1- BASSIN VERSANT REPRESENTATIF EXPERIMENTAL DE L'ORGEVAL

I-1-1- Situation géographique

L'orgeval est un affluent secondaire de la Marne. Il se jette en rive droite du Grand Morin, à 2 km en amont de Coulommiers. Son bassin est situé entre 3° et 3°15' de longitude Est et entre 48°47' et 48°55' de latitude Nord (Figure I-1). Il représente un superficie d'environ 104 km^2 ayant sensiblement la forme d'un triangle isocèle. Cette forme est due au fait que le rû de l'Orgeval est constitué par la réunion de trois ruisseaux : rû de Rognon, rû de Bourgogne et rû des Avenelles (Figure I-2).

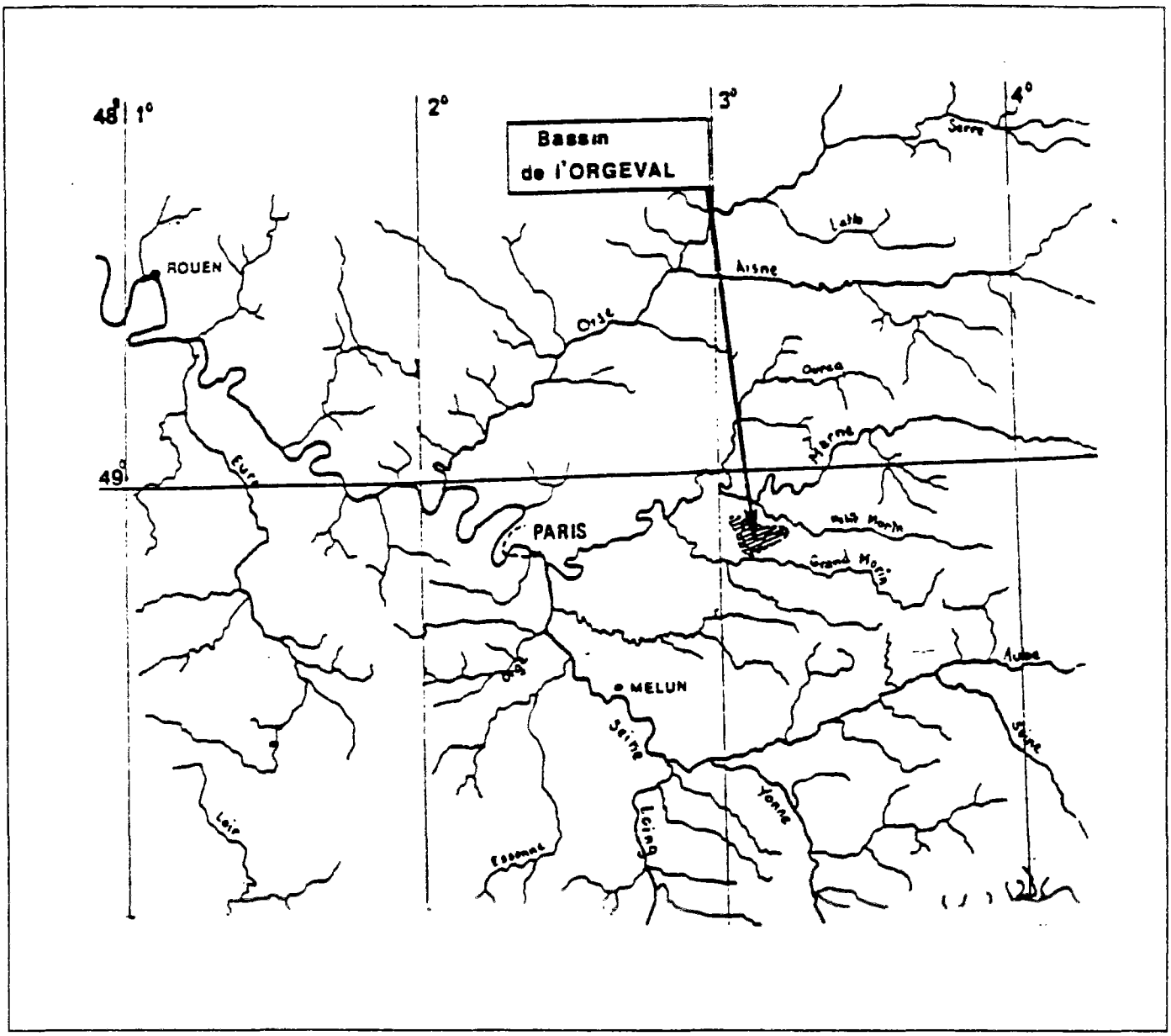


Figure I-1 : Situation géographique du bassin versant de l'Orgeval

I-1-2- Contexte physiographique

L'ensemble du bassin versant est constitué par un plateau dont l'altitude moyenne est de 148 m, le point culminant ne dépassant pas 182 m.

a) Géologie **:** La nature géologique du sous-sol est sédimentaire d'âge tertiaire. La formation de Brie forme l'ossature du plateau et est représentée essentiellement par des calcaires siliceux et marneux, des argiles et des meulières. On peut aussi noter la présence d'une butte témoin de faible superficie (Butte de Doue) constituée par des sables de Fontainebleau, coiffés par une mince couche de calcaire de Beauce.

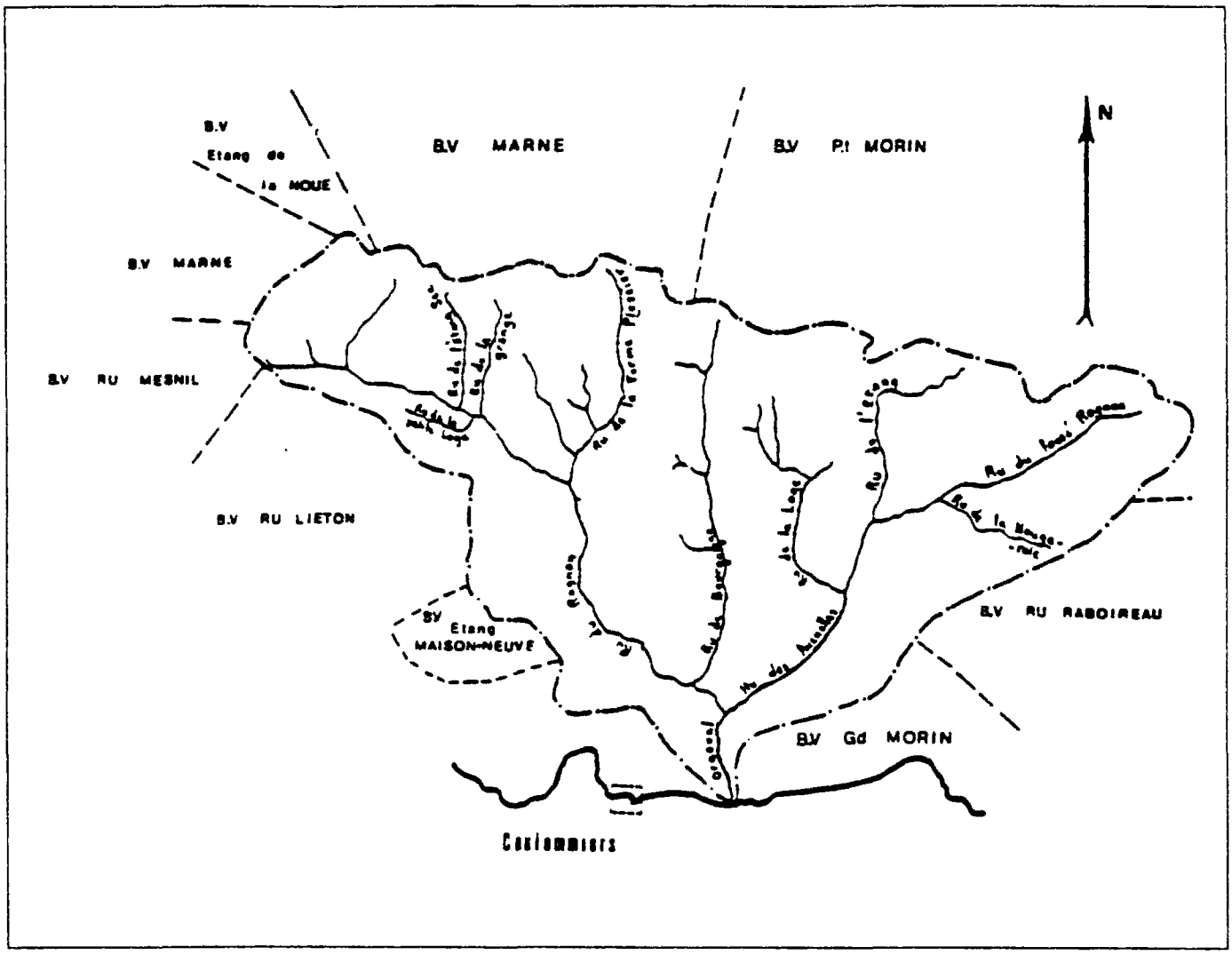


Figure I-2 : Le bassin versant de l'Orgeval

b) Pédologie **:** A l'exclusion des terrains recouvrant la butte de Doue, les sols présentent les caractères suivants :

- texture fine < 0.2 mm, limoneuse ou sableuse se chargeant en argile en profondeur;
- acidité faible ou nulle;
- hydromorphie plus ou moins prononcée due à la présence d'un niveau argileux.

L'ensemble des sols du plateau sont recouverts de limons rougeâtre ou jaunâtre, d'épaisseur 10 m, ayant entraîné la formation d'un pseudo-gley, passant dans les vallées au gley plus ou moins franc. Tous sont caractérisés par une faible perméabilité en surface. Il s'agit donc en présence d'une région où les terrains peu perméables entraînent une accumulation d'eau à faible profondeur pendant les périodes humides.

c) Occupation du sol **:** Le bassin est situé en totalité en territoire rural. L'essentiel de la couverture végétale est représentée par des cultures : céréales (blé, escourgeon, orge,

avoine), maïs, colza, lin, tournesol, féveroles, pois, haricots, luzernes, prairies temporaires et permanentes. L'occupation du sol peut être répartie comme suit :

- Cultures y compris prairies : 81%
- Bois et forêts : 18%
-Zones urbanisées et routes : 1%

Plus de la moitié des terres agricoles sont drainées et plus particulièrement la partie amont du bassin (Mélarchez, 90%). Les cartes d'occupation du sol sont effectuées régulièrement tous les ans sur le bassin de mélarchez. Les pourcentages calculés sur le sous-bassins de mélarchz peuvent être transposés sur la totalité du bassin versant de l'Orgeval. Le tableau suivant réunit les pourcentage des cultures les plus présentes.

Occupation du sol sur le bassin versant de l'Orgeval (%)

Années	HJV	Prairies	Bois	Céré. hiver	Céré. été	Légumes	Colza	Maîs
1975	2,0	13,0	10,0	42,2	4,4	0,5	0,0	26,3
1976	2,0	10,9	10,0	46,3	5,6	5,1	0,3	18,0
1977	2,1	12,9	10,0	47,4	3,3	1,7	0,0	18,5
1978	2,1	12,0	10,0	49,6	2,6	2,2	0,0	19,2
1979	2,1	10,4	10,0	40,5	7,0	4,1	1,7	23,2
1980	2,2	10,2	10,0	46,0	2,9	8,5	0,0	19,8
1981	2,2	10,6	10,0	38,7	8,1	15,4	0,0	13,5
1982	2,2	8,8	10,0	50,3	5,10	14,1	0,2	38,0
1983	2,3	8,5	10,0	41,7	0,7	15,1	4,4	17,3
1984	2,3	7,4	10,0	50,9	3,55	15,4	0,0	9,9
1985	2,7	7,3	10,0	43,9	4,55	19,4	0,0	11,6
1986	2,7	5,2	10,0	53,2	1,28	20,5	0,4	6,5
1987	2,7	4,3	10,0	40,7	1,00	26,5	4,1	9,2
1988	2,9	4,3	10,0	44,6	3,51	24,6	1,2	8,7
1989	3,4	2,6	10,0	46,5	0,4	27,1	5,0	4,7
1990	3,5	1,9	10,0	49,3	0,0	23,7	2,9	7,0
1991	3,9	2,3	10,0	46,0	0,8	28,6	4,2	3,9
992	3,9	1,2	10,0	52,1	0,1	24,3	1,1	6,9

HJV : Habitations, Jardins et Vergers

d) Climatologie : Le bassin de l'Orgeval est soumis à un climat de type océanique tempéré.

Pluie : Les valeurs moyennes mensuelles, calculées sur la période de 1962 à 1981, varient entre 44,8 mm, mois d'avril, et 65,5 mm, mois de novembre. La moyenne annuelle sur cette période est de l'ordre de 670 mm.

Débit : Sur la période de 1962 à 1981, l'écoulement moyen annuel a été estimé à 190 mm avec un écart-type de 90 mm.

Evapotranspiration : L'évaporation Piche, mesurée pour la période de 1962 à 1981, varient, en moyenne mensuelle, entre 17,4 mm pour le mois de janvier et 79 mm pour le mois d'août.

I-1-3- Mesures effectuées sur l'Orgeval.

Pluie : Les mesures de pluie sont effectuées en continu depuis 1962.

Débits : Les mesures de débits sont effectuées en continu depuis 1962.

Etat hydrique du sol : L'humidité du sol est mesurée depuis 1972 avec un pas de temps de mesure différent : 10 jours de 1972 à 1986; journalier depuis 1986. Ces mesures sont effectuées jusqu'à la profondeur de 305 cm, avec un intervalle régulier de 10 cm. Nous présentons dans le tableau suivant, les humidités volumiques (cm^3/cm^3) moyennes cumulées par profondeur minimales (Wmin) et maximales (Wmax) observées jusqu'à la profondeur de 120 cm.

Minimum et Maximum (cm^3/cm^3) des humidités cumulées par profondeur

Profondeur (cm)	**20**	**30**	**40**	**50**	**60**	**70**	**80**	**90**	**100**	**110**	**120**
Wmin	,089	,106	,125	,144	,163	,179	,192	,201	,207	,212	,218
Wmax	,361	,359	,357	,354	,351	,349	,348	,346	,344	,342	,342

Niveau de la nappe : Le niveau de la nappe est mesuré, par prélèvement manuel, toutes les semaines depuis 1977.

Transports solides : Les concentrations en (MES) sont mesurées depuis 1975.

Nitrates : Les concentrations en nitrates sont mesurées depuis 1975.

Phosphores : L'analyse de toutes les formes de phosphores a commencé en 1975.

I-1-4- Equipement du bassin versant

Le bassin versant est équipé de :

- Pluviographes à enregistrement automatique.
- Thermomètre et Thermographes.
- Station limnigraphique avec un bac déversoir.

- Sondes neutroniques (SOLO40) à enregistrement automatique
- Chaînes tensiométriques et capteurs à enregistrement automatique

I-2- LE BASSIN VERSANT REPRESENTATIF ET EXPERIMENTAL DE NAIZIN

Le bassin versant représentatif et expérimental (BVRE) de Naizin a été choisi parmi les bassins versants sélectionnés pour le projet ERS-1 comme bassin versant témoin. Il aurait été préférable qu'il soit situé sur la croisée des traces au sol des orbites montantes et descendantes du satellite afin de pouvoir bénéficier d'une répétitivité plus grande des données radar. Toutefois, comme il s'agit du seul bassin versant sur lequel un suivi hydrologique constant est effectué depuis 1971, nous avons jugé plus intéressant de profiter de cet avantage que d'avoir à équiper entièrement un autre bassin versant mieux situé. Par ailleurs, en raison de son double caractère de bassin expérimental et représentatif, il est bien instrumenté et a fait et fait toujours l'objet d'études portant sur les ressources en eau (quantité et qualité) et sur d'autres domaines, dont les résultats intéressent une vaste région naturelle. Il est géré par le groupement de Rennes du Cemagref.

I-2-1- Situation géographique

Ce bassin versant est situé sur la commune de Naizin au Nord Est du département du Morbihan. Il est intégré dans le grand bassin versant du Blavet (Figure I-3).

Le ruisseau qui draine le bassin est le Coêt Dan, affluent de l'Evel, lui même affluent du Blavet.

La superficie du bassin est de 12 km^2, celle de l'Evel dont les débits sont également mesurés par le SRAE étant de 316 km^2.

I-2-2- Contexte physiographique

Le bassin versant de Naizin, sous-bassin du Blavet, est inclus dans la structure géologique du massif Armoricain.

Ces coordonnées dans le système Lambert II sont (215,8 ; 2343,79).

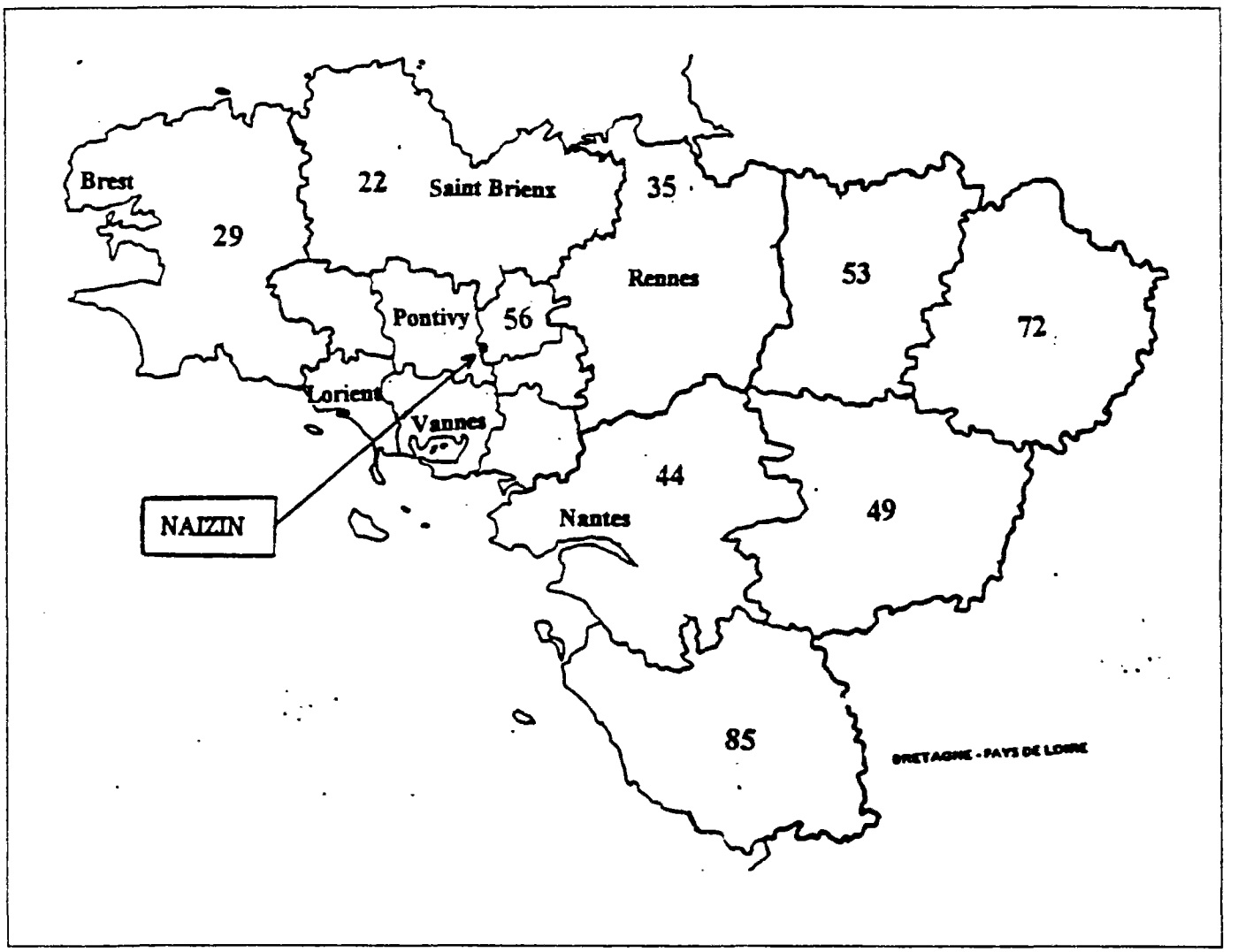


Figure I-3 : Situation géographique du bassin versant du Naizin

a) Géologie **:** Le substratum est constitué de schistes briovériens (schistes, phyllades et grès feldspathiques à bancs fissurés) à pendage souvent fort. Cette architecture est essentiellement affectée par les effets tectoniques qui conduisent à un ensemble formé de réservoirs plus ou moins superficiels.

Dans le bassin versant du Guénin dont le Naizin est un sous-ensemble, on observe à partir de carrières qu'il y a juxtaposition au niveau du sol, du socle briovérien altéré fissuré et de la zone superficielle altérée meuble.

b) Pédologie **:** Les sols sont limoneux, bruns acides en sommets et en pentes et gleys et semi-gleys en bas-fonds.

Il n'y a pas de continuité entre la partie altérée et le sol. La présence de matières organiques abondantes et évoluées, la texture, la structure et la porosité du sol

favorisent une bonne stabilité et un écoulement des eaux dans les zones topographiques.

c) Occupation du sol : Les cartes d'occupations du sol ne sont pas disponibles pour toutes les années. Le tableau suivant montre l'évolution de l'occupation du sol de 1972 à 1990. On peut remarquer une augmentation des cultures de Maïs, de légumes et de prairies temporaires

Occupation du sol sur le bassin versant du Naizin (%)

Années	Maïs	Céréales	Prairies	Légumes	Autres
1972	16,0	34,0	50,0	0,0	0,
1981	30,0	22,0	48,0	0,0	0,0
1984	23,0	22,0	43,0	0,0	12,0
1986	30,7	10,7	47,3	3,6	7,7
1987	26,3	18,4	52,1	0,4	2,8
1988	22,0	25,0	25,0	18,0	10,0
1990	29,0	25,0	23,0	17,0	6,0
1991	29,0	26,7	24,2	16,3	3,8
1992	30,0	27,6	27,1	12,7	2,2

Légumes : Haricots, petits pois et oignons
Autres : Cultures non répertoriés, essentiellement fourragères (betterave, choux et pomme de terre).

d) Climatologie

Pluie : Sur dix neuf années de mesures de 1971 à 1990, la hauteur moyenne est de 721 mm avec un écart-type de 128 mm.

Débit : Sur cette même période, la lame d'eau écoulée moyenne est de 320.8 mm avec l'écart-type de 166,6 mm.

Evapotranspiration : Ces moyennes interannuelles du bassin versant de Guénin sont tirées d'une étude hydrogéologique sur le Blavet.

Evapotranspiration annuelle : 156,6 106 m3
Réserve utile maximum du sol : 41,0 106 m3
(DPES - Qd) en période déficitaire : - 9,2 106 m3
en période excédentaire : 43,3 106 m3
avec Qd : débit déphasé du mois
DPES : différence Pluie - Evaporation - Sol

Infiltration Relative : $$IF_r = \frac{P_a - RU}{P_a}$$

où F_r : infiltration relative

Pa : pluie annuelle
RU : ruissellement annuel

La valeur moyenne est de l'ordre de 0,65 sur le schiste.

Coefficient géopédologique : $DF_r = 12.\frac{DF_m}{P_a}$

où DF_r : déficit relatif
DF_m : déficit mensuel moyen

Pour le schiste briovérien, ce coefficient est de l'ordre de 8,8.

c) Géomorphologie

Superficie	:	1 193	ha
Périmètre	:	15,4	km
Longueur du ruisseau	:	7 050	m
Indice de compacité (k)	:	1,25	
Indice de pente global (Ig)	:	6,97	
Points extrêmes	:	65 - 136	m
Densité de drainage	:	1,25	

I-2-3- Mesures effectuées sur le Naizin.

Pluie : Les mesures de pluie sont effectuées en continu depuis 1971.

Débits : Les mesures de débits sont effectuées en continu depuis 1971, par un limnigraphe à flotteur. En 1989, il a été ajouté un limnimètre à sonde piézorésistive.

Etat hydrique du sol : Le dispositif de mesure de l'humidité du sol est installé depuis le mois d'Octobre de 1991. Les mesures sont effectuées avec un pas de temps de six heures. Huit capteurs sont placés de façon à obtenir les humidités pour les profondeurs de 10, 20, 30, 40, 60 et 90 cm. Nous présentons dans le tableau suivant, les humidités volumiques (cm^3/cm^3) moyennes cumulées par profondeur minimales (Wmin) et maximales (Wmax) observées.

Minimum et maximum ($cm^3/cm3$) des humidités cumulées par profondeur

Profondeur (cm)	**10**	**20**	**30**	**40**	**60**	**90**
Wmin	0,211	0,205	0,203	0,208	0,215	0,218
Wmax	0,429	0,394	0,376	0,379	0,321	0,307

Niveau de la nappe : Le niveau de la nappe est mesuré par cinq puits toutes les quatorzaines.

Transports solides : Les concentrations en matières en suspension (MES), généralement faibles deviennent plus importantes lors des crues. Les mesures de concentrations en MES sont effectuées depuis 1975.

Nitrates : Les concentrations en nitrates sont mesurées depuis 1975. Leur évolution est due à l'intensification agricole sur le bassin versant.

Phosphores : L'analyse des phosphates contenus dans l'eau a commencé en 1975. Depuis 1987, ce sont toutes les formes de phosphores qui sont mesurées.

I-2-4- Equipement du bassin versant

Le bassin versant est équipé (Figure I-4) de :

- 4 pluviographes dont 2 sont reliés à des centrales de mesures.
- 1 thermohygromètre
- 1 bassin de décantation pour retenir les sédiments.
- 1 station limnigraphique avec un seuil à paroi mince équipée de
    * 1 limnigraphe à flotteur
    * 1 sonde limnimétrique piézoresistive
    * 1 préleveur automatique asservi au niveau
    * 1 préleveur de gros échantillon pour MES
    * 1 centrale de mesure reliée par MODEM au PTT.
- 1 station expériementale de mesure d'humidité qui comprend :
    * 1 copteur solaire
    * 1 batterie d'alimentation
    * 1 centrale d'acquisiation CR2M, codeur AGM 12 voies
    * 1 MODEM
    * 8 sondes capacitives NARDEUX, HUMICAP

I-2-5- Contexte agricole

Le bassin de Naizin est un bassin versant agricole dont la structure agraire a été modifiée en Janvier 1975 lorsqu'il a subi un remembrement sur 74% de sa superficie. Toutefois, l'effet de ce remembrement est négligeable devant les autres mutations agricoles (constructions de bâtiments d'élevage surtout, mais aussi drainage, mise en culture des prairies, changements de production) qui ont eu lieu depuis. Ce bassin se caractérise actuellement par une activité agricole intense.

Les sols non occupés par l'agriculture se répartissent comme suit :

- 30 ha (2,5%) de rues, maisons et jardins
- 20 ha (1,7%) de terrain de sport, cimetière, etc...
- 26 ha (2,2%) de routes dont 15 ha imperméabilisés
- 20 ha (1,7%) de bois et de peupleraie.

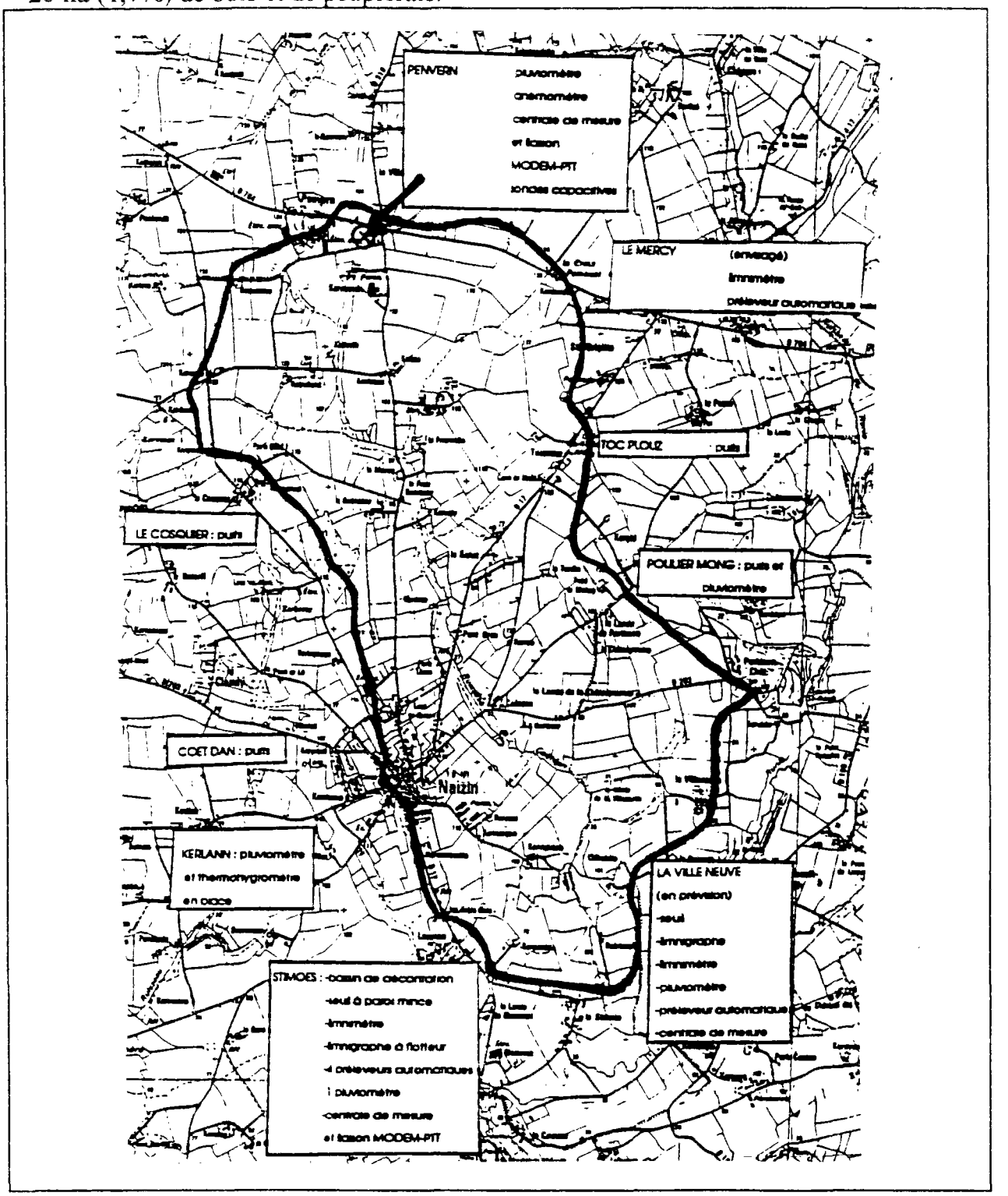


Figure I-4 : Le bassin versant du Naizin

I-3- BASSINS VERSANTS BRETONS DU PROJET ERS-1

Dans le cadre du projet ERS-1, un inventaire quasi-complet des bassins versants français situés sur la trace au sol des orbites correspondant à la *"phase glace"* du satellite européen ERS-1 a été effectué.

Ces bassins versants sont situés dans la région de Bretagne. Ils sont gérés soit par le Service d'Aménagement des Eaux (SRAE) de la Bretagne, soit par le Service Hydrologique Centralisateur (SHC) de Nantes. L'inventaire des caractéristiques de ces bassins versants est basé soit sur l'Annuaire Hydrologique Régional de 1989 édité par le SRAE soit sur le Répertoire des Stations de Jaugeage édité en 1986 par l'Agence de Bassin Loire-et-Bretagne (dernière édition). De même, en se référant à une étude de la typologie des petits bassins versants ruraux (< 2000 km^2), réalisée au Cemagref, nous avons pu réunir les caractéristiques hydrologiques de quelques uns des bassins versants concernés.

Tous les bassins versants répertoriés ne seront pas retenus pour l'étude que nous nous proposons. En effet, en se basant sur certains critères comme le régime hydrologique (naturel ou influencé par une retenue ou un barrage à l'amont), l'état de l'équipement du bassin versant ou la période sur laquelle les données sont disponibles, un choix plus sélectif sera appliqué à la liste exhaustive de cette annexe.

Toutes les caractéristiques de ces bassins versants sont réunies dans six tableaux.

I-3-1- Localisation des bassins versants

Dans le premier tableau (Tableau I-1), les bassins versants sont classés par ordre alphabétique des rivières qui les drainent et chaque station peut être localisée soit par :

Rivière : cours d'eau qui draine le bassin versant
Commune : où se situe la station
Lieu-dit : localité exacte de la station
Code hydrologique : code national qui définit la zone hydrologique et le cours d'eau où se situe la station.

I-3-2- Fonctionnement des bassins versants

Le tableau I-2 réunit les informations suivantes :

M.E.S. : Date de Mise En Service du matériel de la station
M.H.S. : Date de Mise Hors Service du matériel de la station
Surface : Superficie topographique du bassin versant (km^2)
Altitude : Cote de la station en mètre NGF du zéro de l'échelle
Observations : Remarques concernant l'état de la station ou informations qui pourraientt donner une idée sur la qualité des données obtenues.

I-3-3- Caractéristiques géologiques des bassins versants

Afin de pouvoir tenir compte de l'influence de la pédologie sur la modélisation hydrologique des bassins versants, il nous a paru intéressant de connaître la dominante de chacun d'eux du point de vue substratum géologique. Nous avons donc présenté les information suivantes dans le tableau I-3 :

- **Xlamb, Ylamb** : Coordonnées Lambert II des stations, le repérage ayant été fait sur des cartes IGN au 1/100 000 ème.
- **Géologie** : Caractéristiques dominantes sur le bassin versant, déterminée sur des cartes IGN au 1/80 000 ème. Ce pourcentage indique les répartitions approximatives des diverses formations géologiques.

Abréviations géologiques utilisées :

-GBB	: Gabbro	-MGM	: Migmatite
-GNS	: Gneiss	-PDG	: Poudingue
-GRN	: Granite	-QTZ	: Quartzite
-GRS	: Grès	-SCH	: Schiste

Tendances : Estimée grossièrement par un coefficient de ruissellement pondéré par la proportion de chaque type de terrain. Cette tendance ne tient pas compte du relief et de la végétation mais donne une indication sur la perméabilité globale du bassin versant.

I-3-4- Mesures effectuées sur les bassins versants

Le tableau I-4 permet d'avoir une indication globale sur la nature des débits mesurés à la station.

Gestion : Gestionnaire de la station

SRAE B. : Service Régional d'Aménagement des Eaux de Bretagne

SHC N. : Service Hydrologique Centralisateur de Nantes

E.D.F. : Electricité de France

Station : Type de la station naturelle ou artificielle

Mesures : Type de mesures effectuées

Jaugeage : mesure des débits

Pluviométrie : mesure des précipitations

Limnimétrie : mesure du niveau d'eau

Nature des débits : définit le type de débits mesurés, naturels ou influencés par d'éventuels ouvrages hydrauliques

I-3-5- Caractéristiques hydrologiques des bassins versants

Le tableau I-5 regroupe certaines caractéristiques hydrologiques qui définissent le bassin versant. Elles ont été obtenues grâce à un programme de traitement de fichiers hydrologiques permettant d'étudier la typologie des petits bassins versants ruraux (< 2 000 km^2) (Tangara, 1991). Cette typologie est basée sur sept variables synthétiques les plus utilisées en hydrologie. Elle n'a pas pu être établie pour tous les bassins versants.

LAM : Ecoulement Annuel Moyen. Cette variable peut être présentée soit comme **a)** un volume d'eau sur une année (m^3), **b)** un débit moyen (rapport entre le volume d'eau et la durée d'une année en seconde) en (m^3/s) ou **c)** une lame d'eau (rapport entre le volume d'eau et la superficie du bassin versant en mm) en (mm/mm). Cette troisième forme est celle retenue. Les valeurs présentées dans le tableau I-5 sont des valeurs moyennes sur toutes les années de mesures disponibles pour chaque bassin.

Sur l'ensemble des bassins versants concernés par l'étude, cette variable suit une loi log-normale :

$$\mathbf{LAM = Q_a = 352.e^{0,7.u}}$$

où u est la variable de Gauss centrée réduite.

IND : Irrégularité saisonnière. Cet indice décrit l'importance de l'irrégularité saisonnière de l'écoulement, exprimé par un pourcentage.

$$\mathbf{IND = I = 100.\frac{(Q_{max} - Q_{min})}{Q_a}}$$

où Qmax est le débit mensuel du mois ayant le plus grand écoulement
Qmin est le débit mensuel du mois ayant le plus faible écoulement
Qa est le débit annuel moyen.

Cette variable suit approximativement une loi normale :

$$\mathbf{IND = I = 174 + 59.u}$$

où u est la variable de Gauss centrée réduite

ETI : Débit spécifique d'étiage. Cette variable est utilisée pour décrire la rigueur des étiages et elle permet une comparaison d'un bassin à un autre.

$$\mathbf{ETI = E = \frac{DCN.10_m}{S}}$$

où S est la superficie du bassin versant,
$DCN.10_m$ est la valeur médiane de l'échantillon des valeurs annuelles de DCN.10 (dixième débit journalier lorsque l'on range les débits par ordre croissant).

Sur les bassins versants concernés par l'étude de référence, 10% ont une valeur nulle de ETI. Pour les 90% restants, cette variable semble suivre une loi log-normale :

Soit F, la fréquence au non-dépassement,

Si $\mathbf{F \leq 0.10}$ **alors** $\mathbf{ETI = E = 0}$
Si $\mathbf{F > 0.10}$ **alors** $\mathbf{ETI = E = 12.57e^{1.12u}}$ $\mathbf{(l.s^{-1}.km^{-2})}$

où u quantile de Gauss correspondant à (F-0.10)/0.90

CRU : Ecoulement de crue. L'écoulement de crue est caractérisé pour chaque station, par la valeur médiane de l'échantillon constitué par le débit journalier maximal de chaque année. La variable descriptive des crues est de la forme suivante :

$$\mathbf{CRU = C = \frac{Q_{jx}}{S^{0,8}}}$$

où S est la superficie du bassin versant,
Qjx est la valeur médiane des débits journaliers maximales de l'année.
Ce coefficient a une distribution sensiblement log-normale:

$$\mathbf{CRU = C = 273.e^{0,9.u}} \qquad \mathbf{(l.s^{-1}.km^{-1.6})}$$

Où u est la variable de Gauss centrée réduite.

BFI : Ecoulement de base

$$\mathbf{BFI = \frac{V.E.B}{V.E.T}}$$

où V.E.B est le volume d'écoulement de base calculé selon le principe de Lvovich qui considère l'échantillon de débits journaliers comme une suite de quintuplés dont les valeurs inférieures limitent la zone d'écoulement de base. L'indice retenu est la valeur médiane des réalisations obtenues chaque année. Cette variable suit une loi normale:

$$\mathbf{BFI = B = 55 + 16.u}$$

où u est la variable de Gauss centrée réduite.

VOL : Besoin de stockage pour faire face à une demande. Il s'agit de déterminer le volume du réservoir à mettre en oeuvre pour que la défaillance, face à une demande constante d'eau, ne soit que quadriennale (trois ans sur quatre, la réserve est assurée).

$$\mathbf{VOL = R = (Volume\ de\ la\ demande\ en\ eau)/\ S}$$

où S est la superficie du bassin versant

Sur l'ensemble des bassins versants concernés, dans 22% des cas, cette variable est nulle donc les étiages sont nuls et la réserve est insuffisante. Dans les 78% restants, sa distribution est log-normale.

Soit F la fréquence au non-dépassement,

Si $\mathbf{F \leq 0.22}$ **alors** $\mathbf{VOL = 0}$

Si $\mathbf{F > 0.22}$ **alors** $\mathbf{VOL = R = 21.81e^{0.75u}}$

où u est le quantile de Gauss correspondant à la fréquence (F-0.22)/0.78

ESM : Etiage modulaire. On a défini comme variable descriptive des débits réservés, la variable M égale au rapport du débit spécifique d'étiage au 1/10 ème de l'écoulement annuel moyen :

$$\mathbf{ESM = M = 10.\frac{ETI}{LAM}\ (\%)}$$

Environ 10% des bassins versants ont une valeur de M nulle. Pour les 90% restants, la distribution statistique à priori est sensiblement log-normale.

Soit F la fréquence au non-dépassement :

Si $\mathbf{F \leq 0.10}$ **alors** $\mathbf{ESM = M = 0}$

Si $\mathbf{F < 0.10}$ **alors** $\mathbf{ESM = M = 106.27e^{0.97u}}$

où u est le quantile de Gauss correspondant à (F - 0.1)/ 0.9

I-3-6- Bassins versants retenus pour la validation.

Tous les bassins versants bretons sélectionnés n'ont été retenus pour la validation du modèle couplé. En effet, certains bassins versants ne pouvaient être utilisés parce qu'ils manquaient de chroniques de débits ou parce qu'ils étaient influencés par des ouvrages amont ou avals. Le tableau I-6 réunit les 35 bassins versants bretons finalement retenus présentés sur la figure I-5.

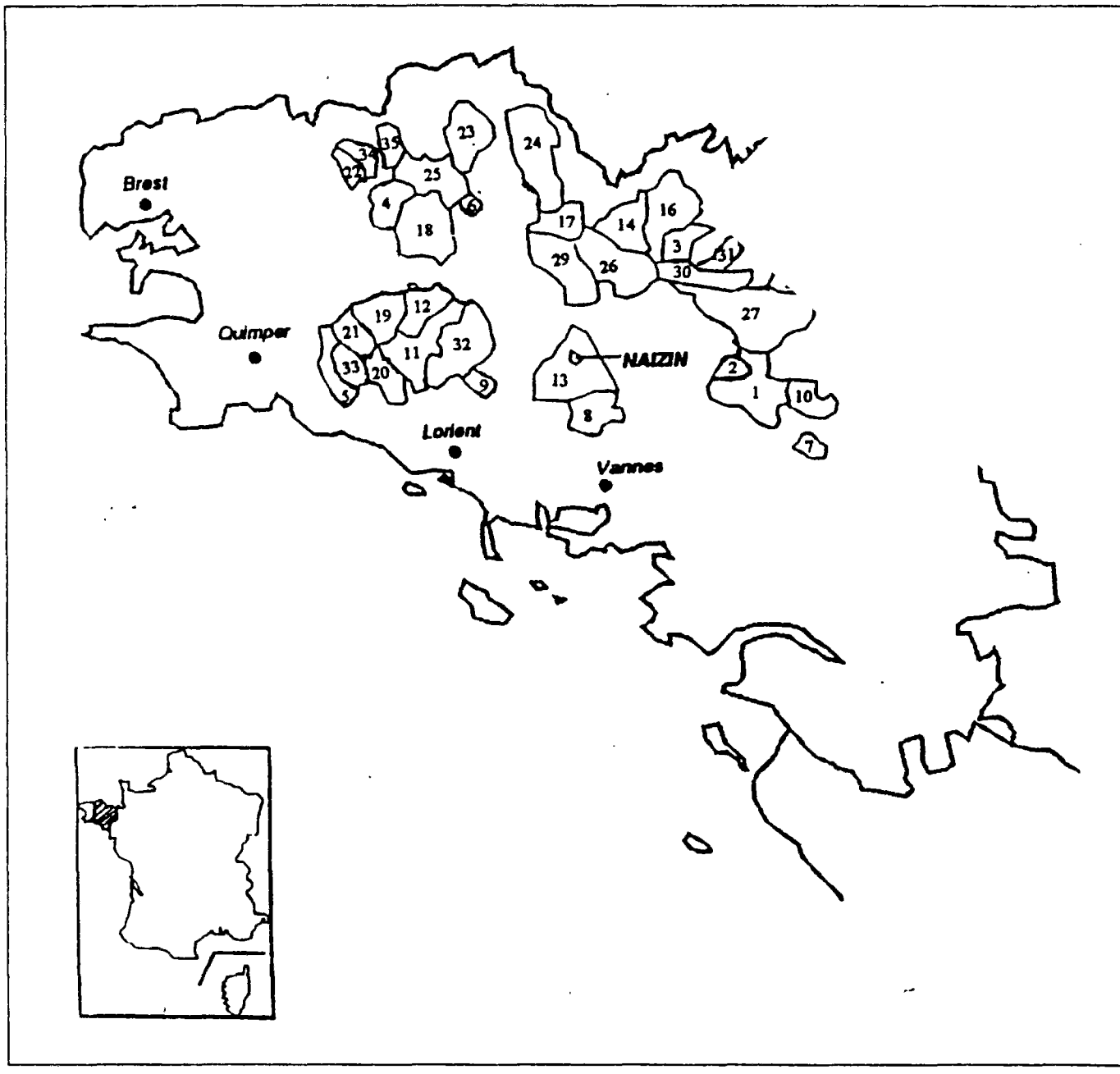


Figure I-5 Emplacement et code hydrologique des bassins versants

Tableau I-1 : Localisation des bassins versants

N°	Rivière	Commune	Lieu-dit	Code hyd.
1	Aff Inférieur	Paimpont	Pont du secret	J86024 1
2	Aff Supérieur	Quelneuc	La rivière	J86324 1
3	Arguenon	Jugon	Bois Lear	J11030 1
4	Aron	Grand Fougeray	Bernardais	J78240 1
5	Arz	Molac	Quinquizic	J88130 1
6	Aulne	Scrignac	Le Goask	J36018 1
7	Aulne	Château neuf du Faou	Pont Pol Ty Glass	J38118 1
8	Aven	Pont Aven	Bois d'amour	J46230 1
9	Blavet	Kerien	Kerlouet	J52021 1
10	Blavet	Plounevez-Quintin	Pors Forêt	J52121 1
11	Blavet	Inzinzac	Pont neuf	J57121 1
12	Canut	Saint-Just	La Riviére	J79730 1
13	Careil	Monterfil	La Violais	J73560 1
14	Chére	Pierric	-	J78330 1
15	Chèvre	La bouexière	Le Drugeon	J70831 1
16	Claie	Saint Jean de Breveley	Ker Hervy	J84330 1
17	Coet Dan	Naizin	Stimois	J56068 1
18	Coet Organ	Quistinic	Pont er garrec	J57048 1
19	Combs	Maure de Bretagne	Compessy	J86530 1
20	Couesnon	Romazy	Pont RN 776	J01215 1
21	Don	Guemene-Penfao	Juzet	J79630 1
22	Dourduff	Garlan	Bois de la roche	J25140 1
23	Elle Inférieur	Le Faouet	Grand Pont	J47120 1
24	Elle Supérieur	Arzano	Pont Ty Nadam	J47420 1
25	Elorn	Commana	Kerfonedic	J34030 1
26	Evel	Guenin	Pont de Guenin	J56130 1
27	Evron	Coetmieux	La Rue	J13240 1
28	Flume	Pace	Pont D231	J72140 1
29	Fremur	Tremereuc	La Crochais	J10045 1
30	Gouessant	Andel	Quinqueret	J13130 1
31	Gouet	Saint-Julien	La Saudraie	J15130 1
32	Gouet	Ploufragan	Saint Barthélémy	J15230 1
33	Guillec	Trezilide	Kermerrien	J30240 1
34	Guindy	Plouguiel	Pont guindy	J20340 1
35	Guyoult	Epiniac	Vieux ville	J03230 1
36	Horn	Mespaul	Pont Milin	J30143 1
37	Hyère	Treffin	Pont neuf	J37130 1
38	Hyère	Saint Hernin	-	J37330 1
39	Inam	Le Faouet	Pont Briant	J47340 1
40	Isole Inférieur	Scaer	Stg Boubilin	J48030 1
41	Isole Supérieur	Quimperle	-	J48130 1
42	Jarlot	Plougonven	L'Hermitage	J26030 1
43	Jaudy	Mantallot Crec'H	Pen Ar	J20230 1
44	Leff	Quemper Guezennec	Cozou	J18130 1

45	Leguer	Belle isle en terre	Terrain de sport	J22330 1
46	Lie	Prenessaye	Saint Sauveur	J81330 1
47	Pt du loc Auray	Brec'h	Pont de Brec'h	J62130 1
48	Loisance	Saint Ouen-La rouerie	Moulin neuf	J01440 1
49	Meu	Montfort/meu	L'Abbaye	J73530 1
50	Mougan Bihan	Commana	Moulin Neuf	J34041 1
51	Neal	Medreac	Pont D220	J06266 1
52	Oust	Saint Martin des prés	Vieille Rouault	J80023 1
53	Oust	Hemonstoir	Pont D69	J80223 1
54	Oust	Pleugriffet	La Tertraie	J82023 1
55	Oust	Saint Grave	Ecluse du Guelin	J85023 1
56	Penze	Taule	Pen Hoat	J27230 1
57	Queffleuth	Plourin les Morlaix	Lesquiffiou	J26040 1
58	Rance	Saint Jouan de l'isle	Pont Rimbert	J06116 1
59	Rosette	Megrit	Pont de Megrit	J11140 1
60	Scorff	Plouay	Pont Kerlo	J510 22 1
61	Seiche	Bruz	Carce	J74830 1
62	Semnon	Bain de Bretagne	Rochereuil	J763301
63	Ster Goz	Bannalec	Stg Trebalay	J46140 1
64	Trieux	Saint Pever	Pont Locminé	J17117 1
65	Tromorgant	Plougonven	Compaizou	J26054 1
66	Vilaine	Servon	Pont de Servon	J70606 1
67	Vilaine	Cesson Sevigne	Pont RN157	J70906 1
68	Vilaine	Guipry	Malon Ecluse	J77006 1
69	Yar	Treduder	Pont Veuzit	J23149 1
70	Yvel	Loyat	La Vilette	J83631 1

Tableau I-2 : Fonctionnement des bassins versants

N°	M,E,S	M,H, S	Surface	Altitude	Observations
1	1968	-	30,2	64,0	-
2	1968	-	334,0	20,0	Détarage de fin 1976 à 1980
3	1972	-	104,0	40,0	-
4	1968	-	118,0	10,0	-
5	1978	-	148,0	20,0	-
6	1974	-	117,0	100,0	Carrière à proximité
7	1968	-	1224,0	52,0	Ancien pont de Triffen
8	1966	-	184,0	9,20	Prise d'eau potable
9	1980	-	20,6	220,0	-
10	1963	-	104,4	173,0	-
11	1955	1973	1820,0	-	Hors service
12	1968	-	37,0	20,0	-
13	1967	-	13,8	46,99	-
14	1982	-	361,0	-	Depuis 1983, le calcul du débit se fait dans ARZAL
15	1961	-	153,0	42,0	-
16	1965	-	137,0	46,8	Légèrement déplacée en 1974

17	1970	-	11,9	-	BVRE Cemagref (Rennes)
18	1963	-	47,7	38,26	-
19	1968	-	103,0	20,0	-
20	1967	-	510,0	19,61	-
21	1979	-	598,0	-	-
22	1966	1982	45,0	30,0	Détériorée
23	1967	-	142,0	75,17	Peu fiable en étiage et haute eau
24	1928	-	578,0	16,55	-
25	1983	-	9,7	160,0	Gestion de la retenue Drennec
26	1963	-	316,0	39,0	-
27	1982	-	142,0	50,0	-
28	1978	-	93,0	35,0	-
29	1971	-	42,0	20,0	-
30	1979	-	242,0	50,0	-
31	1978	-	138,0	100,0	-
32	1946	1970	197,0	43,0	Hors service
33	1966	-	43,0	28,0	
34	1982	-	125,0	20,0	-
35	1967	-	69,0	18,0	-
36	1966	-	50,1	32,0	-
37	1972	-	252,0	50,0	-
38	1962	-	526,0	61,5	Canal de Nantes à Brest
39	1978	-	118,0	-	-
40	1978	-	97,3	-	-
41	1958	-	224,0	30,0	-
42	1966	-	44,0	18,0	-
43	1981	-	164,0	20,0	-
44	1970	-	339,0	18,0	-
45	1972	-	260,0	88,0	88,0
46	1982	-	295,0	90,0	-
47	1958	-	179,0	19,5	-
48	1968	-	81,5	50,0	-
49	1968	-	468,0	29,22	Réaménagement en 86
50	1983	-	8,7	160,0	-
51	1967	-	82,5	57,23	-
52	1978	-	29,0	175,31	-
53	1978	-	209,0	80,85	-
54	1984	-	929,0	41,49	Canal de Nantes à Brest
55	1957	-	2465,0	3,25	Canal de Nantes à Brest
56	1964	-	141,0	8,0	-
57	1966	-	87,6	57,0	-
58	1984	-	133,0	51,0	-
59	1973	-	102,0	40,0	Réaménagement en 80
60	1956	-	300,0	15,0	-
61	1967	-	82,0	15,57	-
62	1970	-	383,0	21,57	-
63	1966	-	69,70	27,94	-

64	1984	-	417,0	15,0	-
65	1976	-	42,3	40,0	-
66	1969	-	604,0	48,53	-
67	1981	-	877,0	24,57	-
68	1934	-	4138,0	1,57	-
69	1980	-	59,0	29,0	-
70	1967	-	315,0	33,42	-

Tableau I-3 Caractéristiques géologiques des bassins versants

N°	Xlamb	Ylamb	Géologie	Tendance
1	266.04	2341.06	80% GRS, 20%SCH	Infiltration
2	269.88	2323.71	85% SCH, 15% GRS	non marquée
3	254.35	2388.43	65% SCH, 60% GRS, 5% QTZ	non marquée
4	1298.05	2309.27	55% SCH, 45% GRS	non marquée
5	242.40	2312.74	60% GRN, 35% SCH, 5% GRS	non marquée
6	157.73	2392.60	75% SCH, 20% GRS, 5% QTZ	non marquée
7	139.41	2369.93	75% SCH, 15%GRN, 5% QTZ, 5% SCH	non marquée
8	146.65	2335.69	55% GRN, 45%SCH	non marquée
9	186.34	2391.63	99% GRN	non marquée
10	1187.06	2384.14	99% GRN	non marquée
11	186.16	2332.99	70% SCH, 30% GRN	non marquée
12	276.77	2317.48	90% SCH, 5% QTZ, 5% PDG	non marquée
13	276.92	2349.26	90%SCH, 10% GRS	non marquée
14	1294.74	2308.13	50% SCH, 50% GRS	Infiltration
15	314.77	2360.74	70% SCH,30% QTZ	non marquée
16	222.99	2326.08	60% SCH, 40% GRN	non marquée
17	215.80	2343.79	85% SCH, 15% GRS	non marquée
18	186.34	2337.45	95% GRN, 5% SCH	non marquée
19	279.27	2328.89	95% SCH, 5% GRS	non marquée
20	315.55	2381.04	55% SCH, 45% GRN	non marquée
21	289.86	2299.58	70 SCH, 30% GRS	non marquée
22	150.12	2418.51	80% SCH, 10% GRN, 10% GRS	non marquée
23	166.92	2353.75	70% GRN, 25% SCH, 5% GRS	non marquée
24	166.36	2338.78	50% GRN, 50% SCH	non marquée
25	131.11	2395.08	50% SCH, 35% QTZ, 10% GRS, 5% GRN	non marquée
26	203.21	2335.79	99% SCH	non marquée
27	234.77	2399.39	50% GRN, 50% SCH	non marquée
28	293.23	2358.12	90% SCH, 5% GRN, 5% GRS	non marquée
29	273.92	2405.41	80% SCH, 20% GNS	non marquée
30	237.3	2398.76	60% SCH, 30 GRN, 5% GBB, 5% GNS	non marquée
31	217.90	2396.12	60% GRN, 35% SCH, 5% QTZ	non marquée
32	218.57	2402.57	60% GRN,15% MGM,10% SCH,10% GNS,5% QTZ	non marquée
33	127.52	2421.18	50% GNS, 40% SCH, 10% GRN	non marquée
34	189.26	2435.08	65% GRN, 35% SCH	non marquée
35	303.49	2399.79	60% GRN, 40% SCH	non marquée
36	131.38	2422.06	75% SCH, 20% GNS, 5% GRN	non marquée

37	163.81	2382.94	80% SCH, 20% GRN	non marquée
38	155.15	2375.20	85% SCH, 10% GRN, 5% GRS	non marquée
39	161.03	2355.17	96% SCH, 5% GRN	non marquée
40	152.00	2349.22	90% SCH, 10% GRN	non marquée
41	160.39	2335.54	55% GRN, 45% SCH	non marquée
42	147.41	2413.92	80% GRN, 10% SCH, 10% QTZ	non marquée
43	187.57	2427.53	40% GRN, 40% MGM, 15% SCH, 5% GNS	non marquée
44	202.36	2425.60	35% GRN, 25% GNS, 25% SCH, 15% MGM	non marquée
45	176.99	2410.02	50% SCH, 45% GRN, 5% GNS	non marquée
46	231.59	2367.48	70% SCH, 30% GRN	non marquée
47	200.67	2315.89	75% GRN, 25% SCH	non marquée
48	320.96	2387.74	75% GRN, 25% SCH	non marquée
49	281.43	2356.39	95%SCH, 5% GRS	non maquée
50	133.52	2396.43	50% SCH, 25% QTZ, 15% GRN,10% GRS	non marquée
51	273.36	2372.19	99% SCH	non marquée
52	206.97	2382.44	95% SCH, 5% QTZ	non marquée
53	216.77	2363.59	95% SCH, 5% GRS	non marquée
54	228.63	2343.42	85% SCH, 10% GRN	Infiltration
55	255.72	2314.50	80% SCH - 15% GRN - 5% GRS	non marquée
56	138.49	2416.94	50% GRN, 35 SCH, 10% GRS, 5% QTZ	non marquée
57	145.10	2412.28	50% GRN, 35% SCH, 15% QTZ	non marquée
58	267.02	2372.45	80% SCH, 20% GRN	non marquée
59	260.43	2383.83	65% SCH, 30% GRN, 5% GRS	non marquée
60	170.05	2338.61	70% GRN, 30% SCH	non marquée
61	297.26	2343.44	99% SCH	non marquée
62	303.34	2325.36	80% SCH, 20% GRS	non marquée
63	145.26	2340.74	70% GRN, 30% SCH	non marquée
64	195.88	2421.92	-	-
65	148.33	2413.93	60% GRN, 30% SCH, 10% QTZ	non marquée
66	317.01	2353.22	85% SCH, 10% GRN, 5% QTZ	non marquée
67	306.31	2353.47	85% SCH, 10% QTZ, 5% GRN	non marquée
68	287.20	2319.12	90% SCH, 10% GRS	non marquée
69	164.46	2421.73	99% GRN	non marquée
70	248.98	2343.29	90% SCH, 5% GRN, 5% GRS	non marquée

Tableau I-4 : Mesures effectuées sur les bassins versants

N°	Gestion	Station	Mesures	Natures des débits
1	SRAE B	Artificielle	Jaugeage	Naturel avec déversoir
2	SRAE B	Naturelle	Jaugeage	Moulin amont, débordement rive gauche
3	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels
4	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir
5	SRAE B	Naturelle	Jaugeage	Débits naturels avec déversoir
6	SRAE B	Naturelle	Jaugeage	Débits naturels
7	SRAE B	Naturelle	Jaugeage	Ecluses, déversoir vannes amont et avale
8	SRAE B	Naturelle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels
9	SRAE B	Naturelle	Jaugeage	Débits naturels

10	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir
11	SRAE B	Naturelle	Limnigraphe	Débits influencés (microcentrale, barrage)
12	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir
13	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir
14	SHC N	Naturelle	Limnmétrie	Débits naturels, vannes moulin en amont
15	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels
16	SHC N	Naturelle	Jaugeage	Débits naturels
17	SRAE B	Naturelle	Limnmétrie	Débits naturels
18	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir
19	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir
20	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir
21	SHC N	Naturelle	Jaugeage	Débits naturels, Prise d'eau à Rennes
22	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels
23	SRAE B	Naturelle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir
24	SHC N	Naturelle	Jaugeage	Débits naturels avec déversoir
25	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels
26	SRAE B	Artificielle	Jaugeage	Débits naturels avec déversoir
27	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir
28	SRAE B	Naturelle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir
29	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels
30	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir
31	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir
32	EDF	Naturelle	Jaugeage	Débits naturels avec déversoir
33	SRAE B	Artificielle	Jaugeage	Débits naturels
34	SRAE B	Artificielle	Jaugeage	Débits naturels avec déversoir
35	SRAE B	Artificielle	Jaugeage	Débits influencés par moulin
36	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir
37	SRAE B	Naturelle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir
38	SHC N	Naturelle	Jaugeage	Débits naturels
39	SHC N	Naturelle	Jaugeage	Ecluse, déversoir, vannes en amont et aval
40	SHC N	Naturelle	Jaugeage	Débits naturels
41	SHC N	Naturelle	Jaugeage	Débits naturels
42	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels
43	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir
44	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir
45	SRAE B	Naturelle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir
46	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels
47	SHC N	Naturelle	Jaugeage	Débits naturels avec déversoir
48	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels
49	SRAE B	Naturelle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir
50	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels
51	SRAE B	Artificielle	Jaugeage	Débits naturels avec déversoir
52	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir
53	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir
54	SHC N	Naturelle	Jaugeage	Ecluse, déversoir, vannes en amont et aval
55	SHC N	Naturelle	Jaugeage	Débits naturels
56	SHC N	Naturelle	Jaugeage	Débits naturels avec déversoir

57	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir
58	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir
59	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir
60	SHC N	Naturelle	Jaugeage	Débits Naturels
61	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir
62	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels
63	SRAE B	Naturelle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels
64	SRAE B	Artificielle	Jaugeage	Débits naturels avec déversoir
65	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir
66	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits influencés, déversoir et retenue
67	SHC N	Naturelle	Jaugeage	Débits naturels avec vannes avales
68	SHC N	Naturelle	Limnimétrie	Débits influencés par le barrage d'Arzal
69	SRAE B	Artificielle	Jaugeage	Débits naturels avec déversoir
70	SRAE B	Artificielle	Jaugeage Pluviométrie	Débits naturels avec déversoir

Tableau I-5 : Caractéristiques hydrologiques des bassins versants

N°	LAM	IND	ETI	CRU	BFI	VOL	ESM
1	249	252	0	219	52	40	0
2	247	242	1	210	55	35	13
3	432	254	7	220	61	30	51
4	182	261	0	160	44	50 0	
5	312	250	8	155	70	15	81
6	626	205	9	393	51	25	45
8	609	177	34	240	75	0	176
10	511	200	17	258	62	8	105
12	211	298	2	208	54	40	30
13	259	289	0	227	35	5	0
15	260	211	1	210	38	40	12
18	491	196	29	176	76	0	186
19	186	297	0	139	49	50	0
20	321	176	7	194	63	15	69
22	350	179	19	134	72	8	171
23	585	196	12	415	60	20	65
26	309	235	2	207	68	-	-
36	428	122	50	167	76	0	369
42	508	165	36	139	77	0	224
44	245	234	10	136	63	25	129
45	621	178	28	323	68	8	142
48	316	115	30	115	70	0	300
49	189	290	1	233	44	40	17
51	233	235	2	190	39	40	27
57	489	175	28	222	74	4	181
61	159	273	1	134	52	50	20
62	258	248	1	246	38	50	12
66	269	237	3	245	50	35	35
70	208	8	2	173	58	35	30

Tableau I-6 : Bassins versants retenus pour la validation.

BASSIN	CODE	SURFACE (km^2)
Aff inférieur	J 860241	30
Aff supérieur	J 863241	334
Arguanon	J 110301	104
Aulne	J 360181	117
Aven	J 462301	184
Blavet	J 520211	21
Canut	J 797301	37
Claie	J 843301	137
Coet-Dan	J 560681	12
Coet-Organ	J 570481	48
Combs	J 865301	103
Elle inférieur	J 474201	578
Elle supérieur	J 471501	142
Evel	J 561301	316
Evron	J 132401	142
Flume	J 721401	93
Gouessant	J 131301	242
Gouet	J 151301	138
Hyere	J 371301	252
Inam	J 473401	118
Isole inférieur	J 481301	224
Isole supérieur	J 480301	97
Jarlot	J 261301	44
Jaudy	J 202301	164
Leff	J 181301	339
Leguer	J 223301	260
Lie	J 813301	295
Meu	J 735301	468
Neal	J 062661	83
Oust	J 022301	254
Rance	J 061161	153
Rosette	J 111401	102
Scorff	J 502221	300
Stergoz	J 461401	70
Tromorgant	J 261531	42
Yar	J 231491	59

REFERENCES

Agence de bassin Loire-Bretagne, 1986
"Répertoire des stations de jaugeage"
Edition 1986

Service d'aménagement des eaux (SRAE), 1989
"Annuaire hydrologique régional 1989"
Comité technique de l'eau

Tangara M., 1991
"Un ensemble de programmes de traitement de fichiers hydrologiques et de tracés graphiques, réalisés en Fortran 77, en vue d'une typologie des petits bassins versants ruraux"
Mémoire de Diplôme d'Ingénieur CNAM, Cemagref, CNAM-PARIS

Cemagref, Mars 1991
"Le Bassin Versant Représentatif Expérimental du Coêt Dan à Naizin."

Cemagref, Octobre 1988
"Le Bassin Versant Représentatif Expérimental de l'Orgeval."

Goenadi Sunarto, 1985-1986
"Etude hydrologique du bassin versant de Naizin avant et aprés remembrement."
Mémoire de DAA "Hydraulique et Climatologie Agricole", Cemagref-Rennes, ENSA-Rennes

Rampon A., Rolland M., 1974
"La mesure des effets du remembrement sur le régime hydrogéologique ainsi que sur l'érosion des sols dans un bassin versant de Bretagne (France)."
Extrait de "Etudes Ligériennes ", 1er semestre 1974, n° 15

Rampon A., 1971
"Les sciences de la terre dans l'étude des bassins versants représentatifs: Le Blavet en Bretagne Centrale."
Revue de géographie physique et de géologie dynamique (2),Vol. XIII, Fasc.4, pp. 383-402, Paris, 1971

ANNEXE II

REVUE DES SCHEMAS DE COUPLAGE

ANNEXE II

REVUE DES SCHEMAS DE COUPLAGE

INTRODUCTION

Le couplage du modèle hydrologique de base GR3J et du modèle à deux couches a été réalisé selon plusieurs procédures réparties en trois groupes. Cette annexe réunit les résultats numériques et graphiques obtenus ou cours de la mise au poit du modèle couplé

La présentation des schémas de couplage est structurée en trois parties selon le groupe des schémas de couplage. Pour chacun de ces groupes, une fiche signalétique présente la caractéristique commune aux schémas de couplage qui le forment, les différentes procédures qui ont mené à ces schémas ainsi que les paramètres optimisés pour le fonctionnement de chaque schéma de couplage. Les résultats numériques de la simulation des débits pour la période de calage et de contrôle, ainsi que les jeux de paramètres correspondants, sont ensuite récapitulés pour chaque groupe. Cette récapitulation a, de même, été effectuée les résultats numériques de la simulation de l'état hydrique du sol. Ces résultats sont représentés par les caractéristiques (constantes, coefficients de corrélation et erreur standard) de la corrélation linéaire effectuées entre les humidités de surface simulées et mesurées pour une couche de 0-20 cm et les humidités globales simulées et mesurées pour une couche de 0-120 cm.

Pour chaque groupe, les graphiques de la simulation des débits (période de calage et de contrôle) et de la simulation de l'état hydrique de la couche surface et de la couche globale ne sont présentés que pour le schéma qui donne les meilleures performances pour la simulation des débits. Ces graphiques sont ceux du bassin versant de l'Orgeval (104 km2) sur lequel la mise au point du couplage a été effectuée.

II - 1 - VERSIONS TESTEES POUR LES SCHEMAS DE COUPLAGE

La recherche de la meilleure possibilité de calcul des productions des couches du réservoir sol a mené à cinq variantes qui ont été testées pour les schémas de couplage *"SHEM1"*, *"SHEM2"* et *"SHEM3"*.

* ***Variante 1*** : -Seuil sur les deux couches du réservoir sol
* ***Variante 2*** : -Modèle de Thomas sur la couche de surface, Seuil sur la couche globale
* ***Variante 3*** : -Seuil sur la couche de surface, Modèle de Thomas sur la couche globale
* ***Variante 4*** : -Modèle de Thomas sur la couche de surface et sur la couche globale
* ***Variante 5*** : -Modèle de Thomas identique sur les deux couches du sol

A ce stade des recherches, ces cinq variantes ont été abandonnée au profit de la ***variante 4***, c'est à dire que l'on a retenu le calcul des productions par la relation de Thomas appliqué avec un paramètre différent pour les deux couches du réservoir sol. Nous avons, par contre, introduit cinq variantes différentes dans le schéma de couplage *"SHEM4"* pour définir la fonction qui permet de mieux reproduire la gestion partielle de la production de surface.

"SHEM4-1" : $\beta = W_s / W_{smax}$

"SHEM4-2" : $\beta = \left(W_s / W_{smax}\right)^2$

"SHEM4-3" : $\beta = W_g / W_{gmax}$

"SHEM4-4" : $\beta = \left(W_g / W_{gmax}\right)^2$

"SHEM4-5" : $\beta = (1 - X_\beta) \times \left(W_s / W_{smax}\right)^2 + X_\beta \times \left(W_g / W_{gmax}\right)^2$

Pour les schémas de couplage suivants du Groupe I, nous avons ensuite retenu la fonction de la gestion partielle de la production de surface faisant intervenir l'humidité des deux couches du réservoir sol (*"SHEM4-5"*).

Pour les schémas de couplage du Groupe II et du Groupe III, trois variantes, concernant la saisonnalité de la gestion parallèle de la pluie, ont été testées.

Variante 1 : Gestion parallèle annuelle de la pluie
Variante 2 : Gestion parallèle hivernale de la pluie
Variante 3 : Gestion parallèle estivale de la pluie

II- 2- GROUPE I : GESTION SEQUENTIELLE DE LA PLUIE

Fiche Signalétique du Groupe I : Gestion séquentielle de la pluie

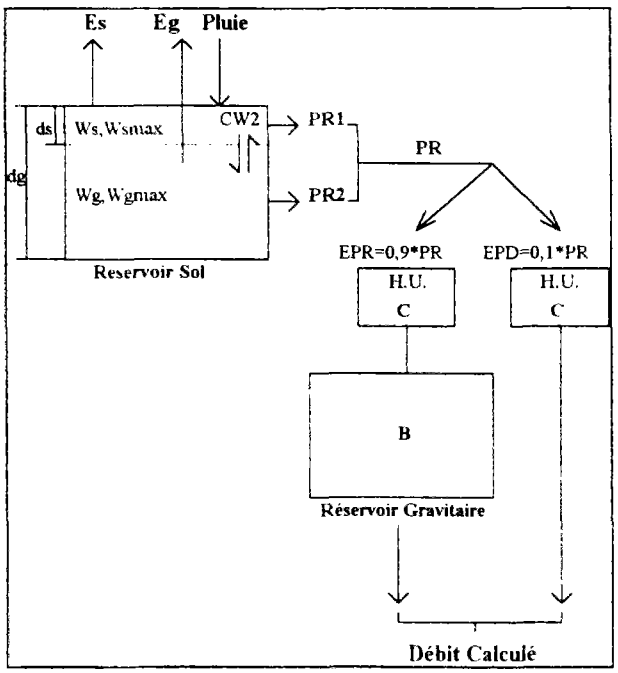
Schéma de couplage de *"SHEM1"* à *"SHEM8"*

"SHEM1" : Ruissellement de PR1 pendant toute l'année
"SHEM2" : Infiltration de PR1 pendant toute l'année
"SHEM3" : Ruissellement hivernal et infiltration estivale de PR1.
"SHEM4" : Ruissellement partiel de PR1 pendant toute l'année
"SHEM5" : Ruissellement partiel de (β.PR1) en hiver
et Ruissellement total de PR1 en été
"SHEM6" : Ruissellement partiel de (β,PR1) en hiver
et Infiltration totale de PR1 en été
"SHEM7" : Ruissellement partiel de (β,PR1) en été
et Ruissellement total de PR1 en hiver
"SHEM8" : Ruissellement partiel de (β,PR1) en été
et Infiltration totale de PR1 en hiver

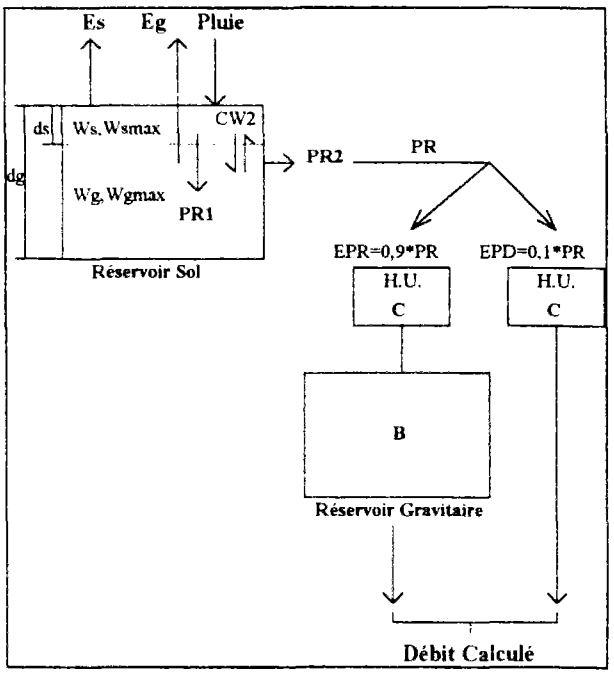
Paramètres optimisés

A8 : Pseudo-diffusivité (Calcul de CW2)
$\mathbf{W_{smax}}$: Humidité maximale de surface
$\mathbf{W_{gmax}}$: Humidité maximale globale
C : Paramètre de l'hydrogrammme unitaire
B : Pseudo-capacité maximale du réservoir gravitaire
THs : Paramètre du modèle de Thomas (Calcul de PR1
THg : Paramètre du modèle de Thomas (Calcul de PR2)
TH : Paramètre du modèle de Thomas (Calcul de PR1 et PR2)
$\mathbf{X_\beta}$: Paramètre de la gestion partielle de PR1

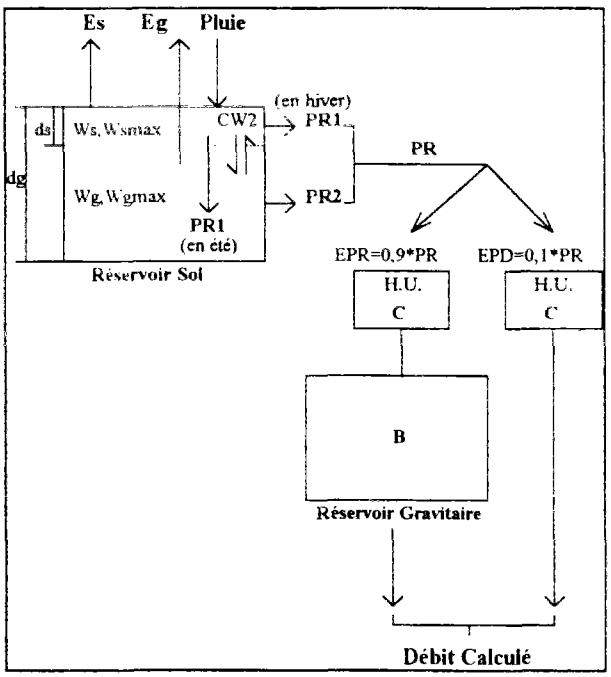
Architecture des schémas de couplage du groupe I



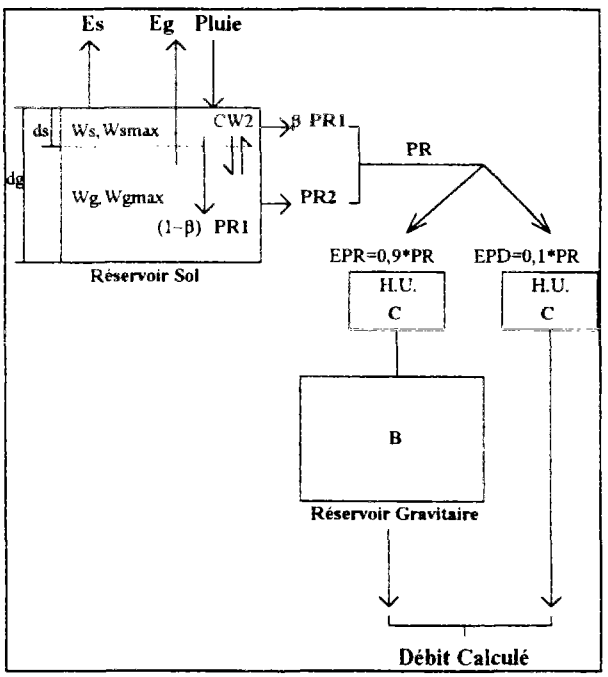
"SHEM1-1" à "SHEM1-5"



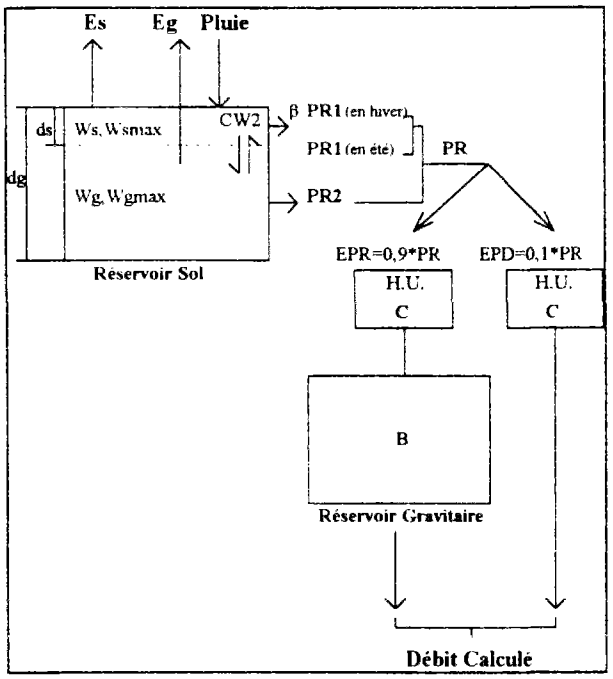
"SHEM2-1" à "SHEM2-5"



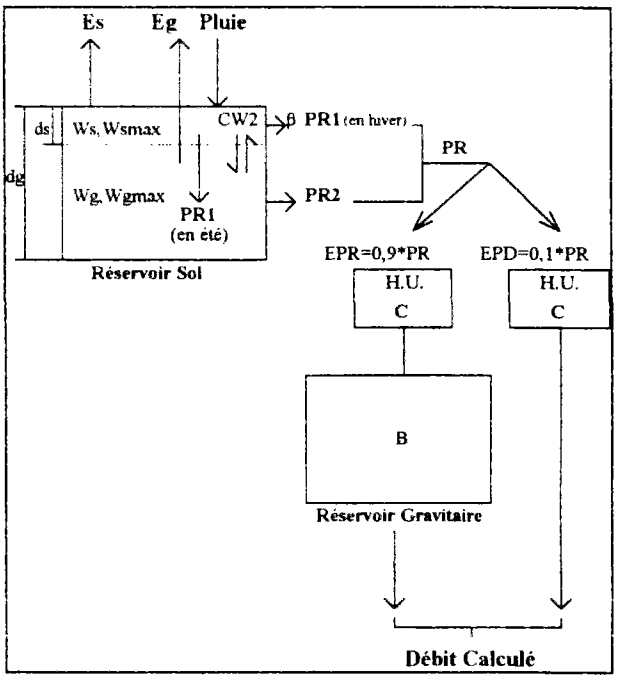
"SHEM3-1" à "SHEM3-5"



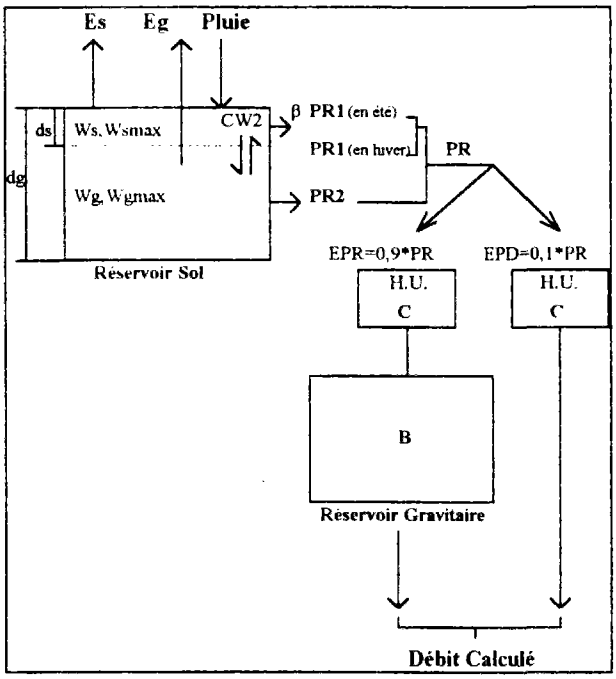
"SHEM4-1" à "SHEM4-5"



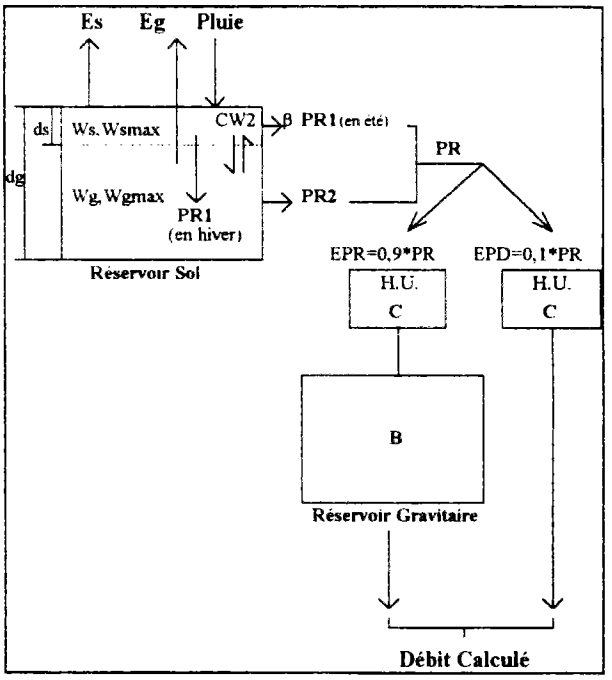
"SHEM5"



"SHEM6"



"SHEM7"



"SHEM8"

Résultats numériques de la simulation des débits de l'Orgeval

SCHEMA	Calage sur 1988-1989		Contrôle sur 1990-1991	
	Nash %	E.Bilan %	Nash %	E.Bilan %
"SHEM1-1"	80,9	3,5	-3,5	87,1
"SHEM1-2"	82,5	4,8	-5,6	87,4
"SHEM1-3"	80,9	3,6	-4,0	87,3
"SHEM1-4"	82,7	4,2	1,0	80,3
"SHEM1-5"	82,4	4,6	-1,5	85,6
"SHEM2-1"	80,5	3,7	-0,1	79,1
"SHEM2-2"	81,9	4,4	-13,2	96,3
"SHEM2-3"	80,5	3,6	4,2	74,8
"SHEM2-4"	81,9	4,7	-13,4	96,9
"SHEM2-5"	81,9	4,5	-13,3	96,6
"SHEM3-1"	81,2	6,5	13,8	48,1
"SHEM3-2"	81,2	6,6	14,0	46,5
"SHEM3-3"	81,2	6,5	13,8	48,0
"SHEM3-4"	81,2	6,6	14,0	46,3
"SHEM3-5"	81,2	6,5	13,8	48,0
"SHEM4-1"	83,4	0,7	36,3	40,5
"SHEM4-2"	83,5	0,4	36,4	39,9
"SHEM4-3"	83,8	-6,6	77,4	13,9
"SHEM4-4"	85,8	-2,0	77,3	29,9
"SHEM4-5"	85,8	-2,0	77,3	29,9
"SHEM5"	82,6	5,2	-11,5	94,6
"SHEM6"	85,1	1,5	32,4	66,1
"SHEM7"	85,3	0,1	18,8	52,8
"SHEM8"	82,5	5,0	-12,6	94,8

Jeux de paramètres optimisés pour l'Orgeval

SCHEMA	A8	W_{smax}	W_{gmax}	C	B	THs	THg	TH ou X_β
"SHEM1-1"	0,064	0,948	0,269	1,11	43,38	-	-	-
"SHEM1-2"	0,096	0,941	0,231	1,11	27,94	-	0,9998	-
"SHEM1-3"	0,065	0,950	0,269	1,11	43,38	1,000	-	-
"SHEM1-4"	0,069	0,987	0,310	1,14	20,29	0,9993	0,9999	-
"SHEM1-5"	0,067	0,961	0,267	1,12	24,05	-	-	0,9999
"SHEM2-1"	0,0	0,569	0,198	1,11	48,42	-	-	-
"SHEM2-2"	0,0	0,542	0,608	1,12	22,87	-	1,000	-
"SHEM2-3"	0,0	0,567	0,195	1,11	49,40	1,000	-	-
"SHEM2-4"	0,0	0,569	0,502	1,12	23,10	0,9994	0,9999	-
"SHEM2-5"	0,0	0,547	0,537	1,12	23,10	-	-	1,000
"SHEM3-1"	0,077	0,717	0,646	1,14	56,26	-	-	-
"SHEM3-2"	0,073	0,719	0,646	1,14	54,60	-	1,000	-
"SHEM3-3"	0,077	0,717	0,646	1,14	56,26	1,000	-	-
"SHEM3-4"	0,074	0,719	0,646	1,14	54,60	1,000	1,000	-
"SHEM3-5"	0,077	0,717	0,646	1,14	56,26	-	-	1,000
"SHEM4-1"	0,115	0,907	0,179	1,14	36,23	0,9969	0,9999	-
"SHEM4-2"	0,175	0,851	0,174	1,14	35,16	0,9974	0,9998	-
"SHEM4-3"	0,001	1,000	0,370	1,22	29,66	1,0000	0,9848	-
"SHEM4-4"	0,000	0,999	0,251	1,23	26,57	1,0000	0,9969	-
"SHEM4-5"	0,000	0,999	0,251	1,22	26,57	1,0000	0,9969	1,0000
"SHEM5"	0,066	0,983	0,331	1,13	20,49	0,9994	0,9999	0,9981
"SHEM6"	0,000	0,999	0,387	1,26	24,53	1,0000	0,9979	1,0000
"SHEM7"	0,434	0,655	0,999	1,18	56,26	0,9984	0,9999	0,9999
"SHEM8"	0,115	0,909	0,249	1,12	21,97	0,9997	0,9998	0,9999

Corrélations linéaires de l'état hydrique de l'Orgeval

SCHEMA	CORRELATION DES Ws				CORRELATION DES Wg			
	A	B	R	Estd	A	B	R	Estd
"SHEM1-1"	0,380	0,231	0,256	16,38	-2,186	3,349	0,969	7,49
"SHEM1-2"	0,356	0,265	0,297	16,00	-2,176	3,297	0,971	7,05
"SHEM1-3"	0,379	0,230	0,256	16,31	-2,179	3,337	0,969	7,42
"SHEM1-4"	0,354	0,215	0,262	14,88	-1,879	3,005	0,964	7,25
"SHEM1-5"	0,375	0,229	0,258	16,06	-2,143	3,273	0,969	7,25
"SHEM2-1"	0,516	0,426	0,374	19,79	-2,250	3,391	0,968	7,66
"SHEM2-2"	0,440	0,510	0,432	19,96	-0,508	1,573	0,960	4,02
"SHEM2-3"	0,516	0,424	0,373	19,79	-2,226	3,355	0,966	7,83
"SHEM2-4"	0,421	0,512	0,447	19,21	-0,830	1,912	0,960	4,85
"SHEM2-5"	0,441	0,508	0,433	19,86	-0,705	1,780	0,960	4,54
"SHEM3-1"	0,346	0,608	0,837	7,45	-0,647	1,734	0,959	4,47
"SHEM3-2"	0,346	0,605	0,833	7,55	-0,646	1,733	0,959	4,47
"SHEM3-3"	0,346	0,608	0,837	7,45	-0,647	1,734	0,959	4,47
"SHEM3-4"	0,345	0,605	0,834	7,42	-0,646	1,733	0,959	4,47
"SHEM3-5"	0,346	0,607	0,837	7,45	-0,646	1,733	0,959	4,47
"SHEM4-1"	0,271	0,431	0,747	15,02	-2,145	3,213	0,925	11,52
"SHEM4-2"	0,266	0,446	0,473	15,57	-2,154	3,224	0,926	11,47
"SHEM4-3"	0,316	0,686	0,640	15,48	-1,070	1,643	0,934	05,47
"SHEM4-4"	0,274	0,747	0,680	15,13	-1,604	2,455	0,933	08,26
"SHEM4-5"	0,274	0,747	0,680	15,13	-1,605	2,456	0,933	08,26
"SHEM5"	0,352	0,216	0,268	14,61	-1,721	2,840	0,963	06,90
"SHEM6"	0,257	0,766	0,689	15,12	-1,668	2,541	0,981	04,26
"SHEM7"	0,276	0,690	0,883	06,88	-0,470	1,124	0,970	02,45
"SHEM8"	0,345	0,280	0,315	15,81	-2,168	3,291	0,972	06,96

Corrélation linéaire : $Y = A + B.X$

A et B : Constantes de la corrélation linéaires

R : Coefficient de détermination de la corrélation linéaire

Estd : Erreur standard de la corrélation linéaire

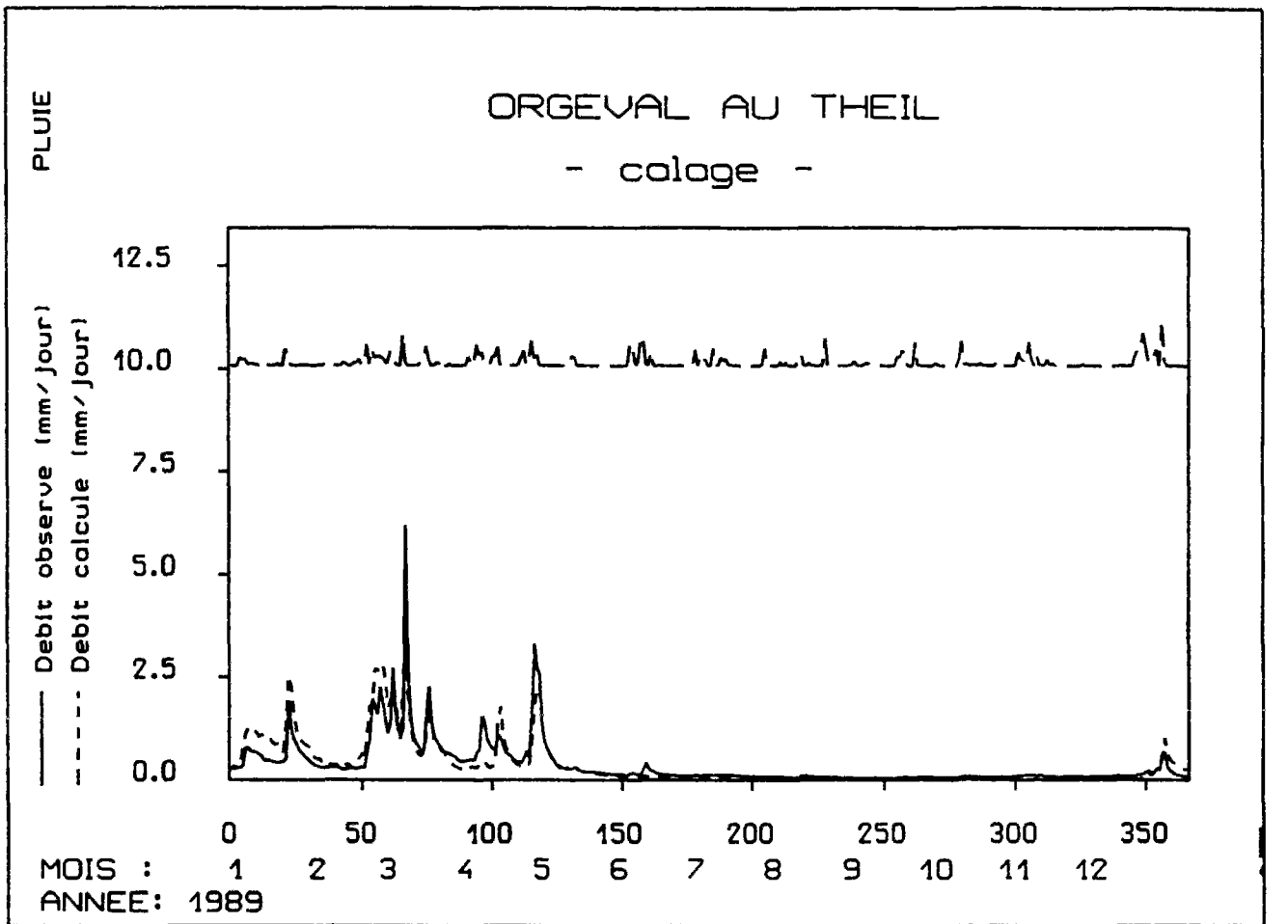
Y : Humidité simulée (de surface ou globale)

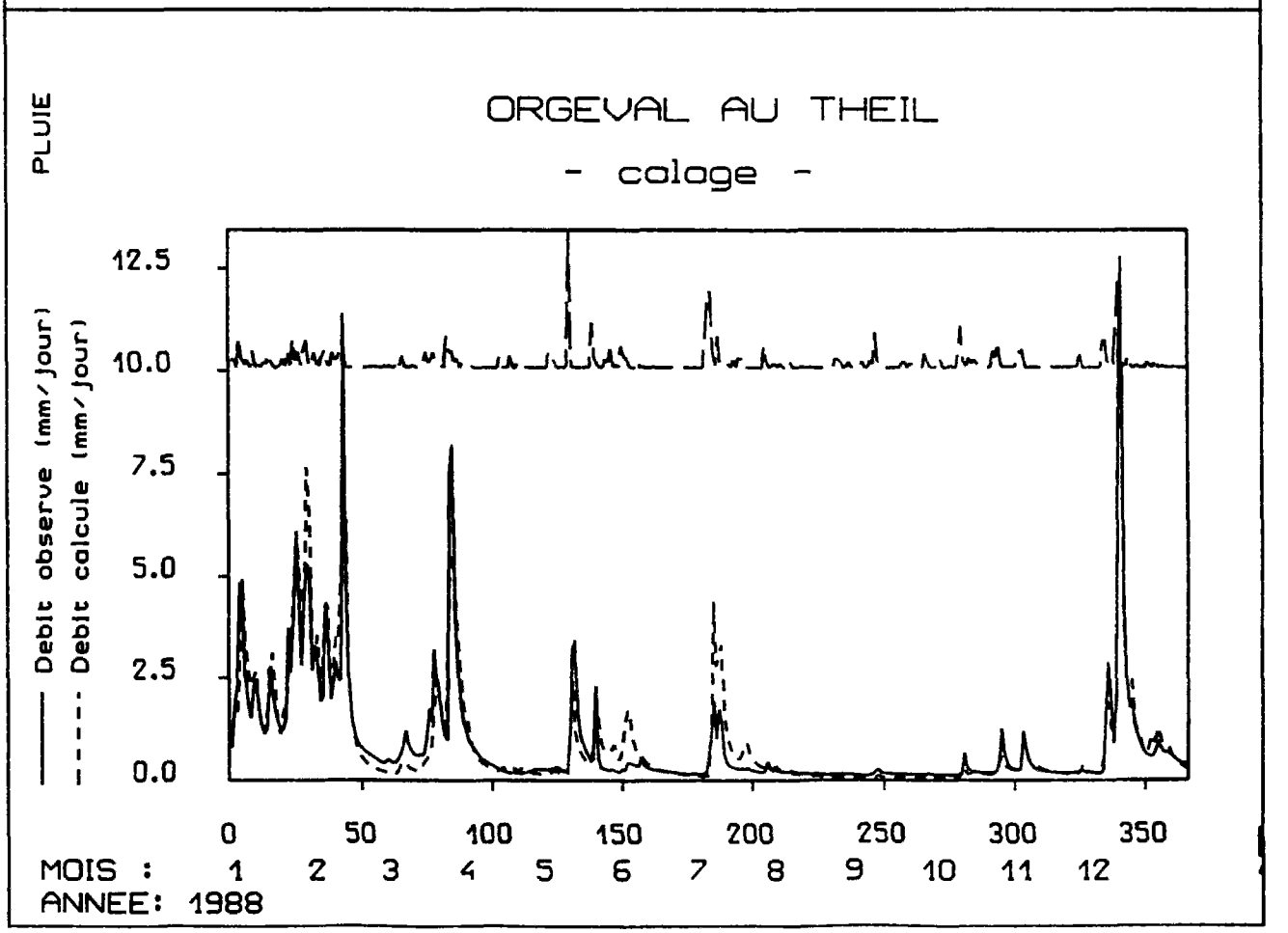
X : Humidité mesurée (0-20 cm pour la couche de surface ou 0-120 cm pour la couche globale)

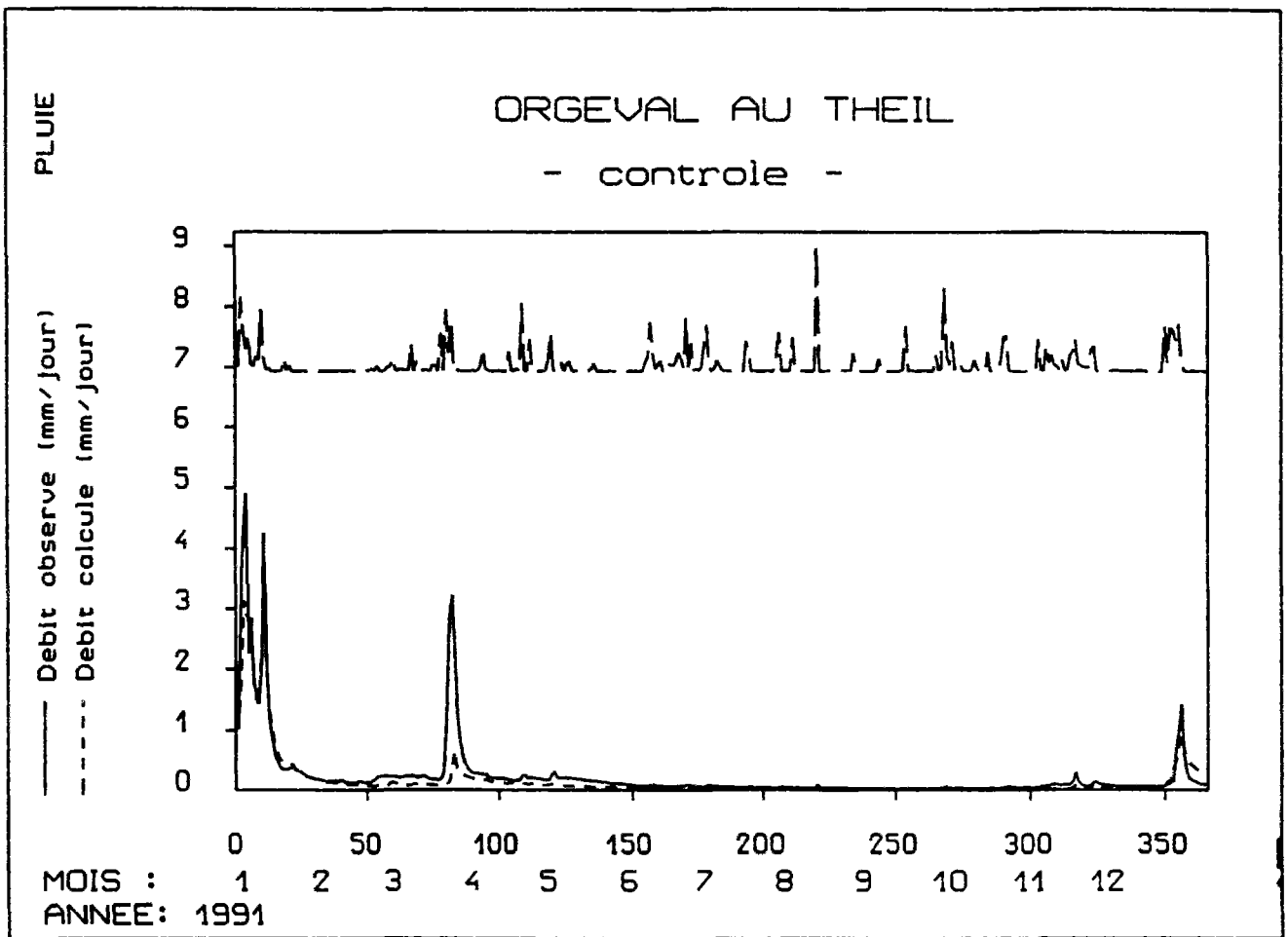
Ws : Humidité de surface

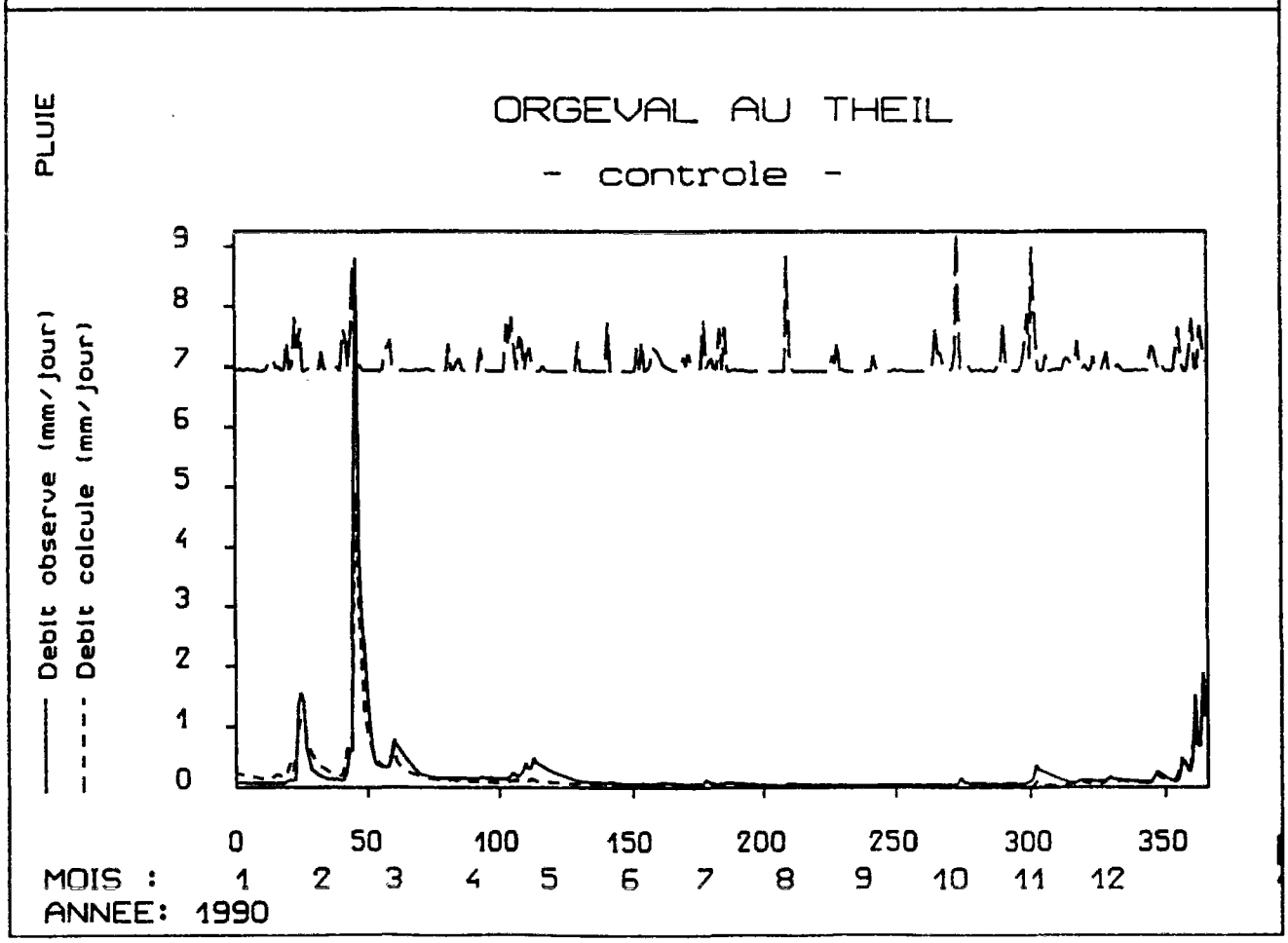
Wg : Humidité globale

Graphiques des débits de l'Orgeval - Schéma *"SHEM4-5"*

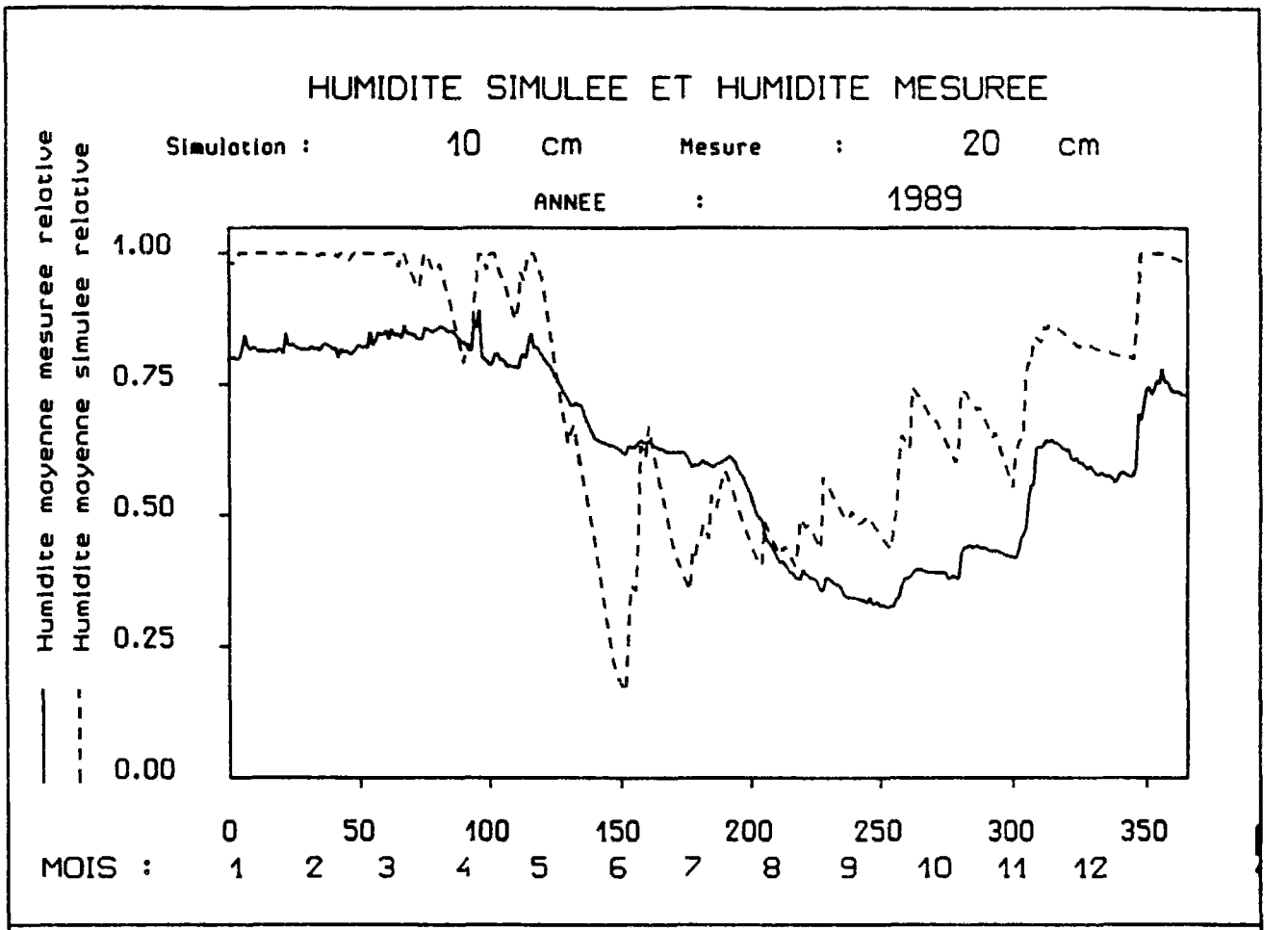


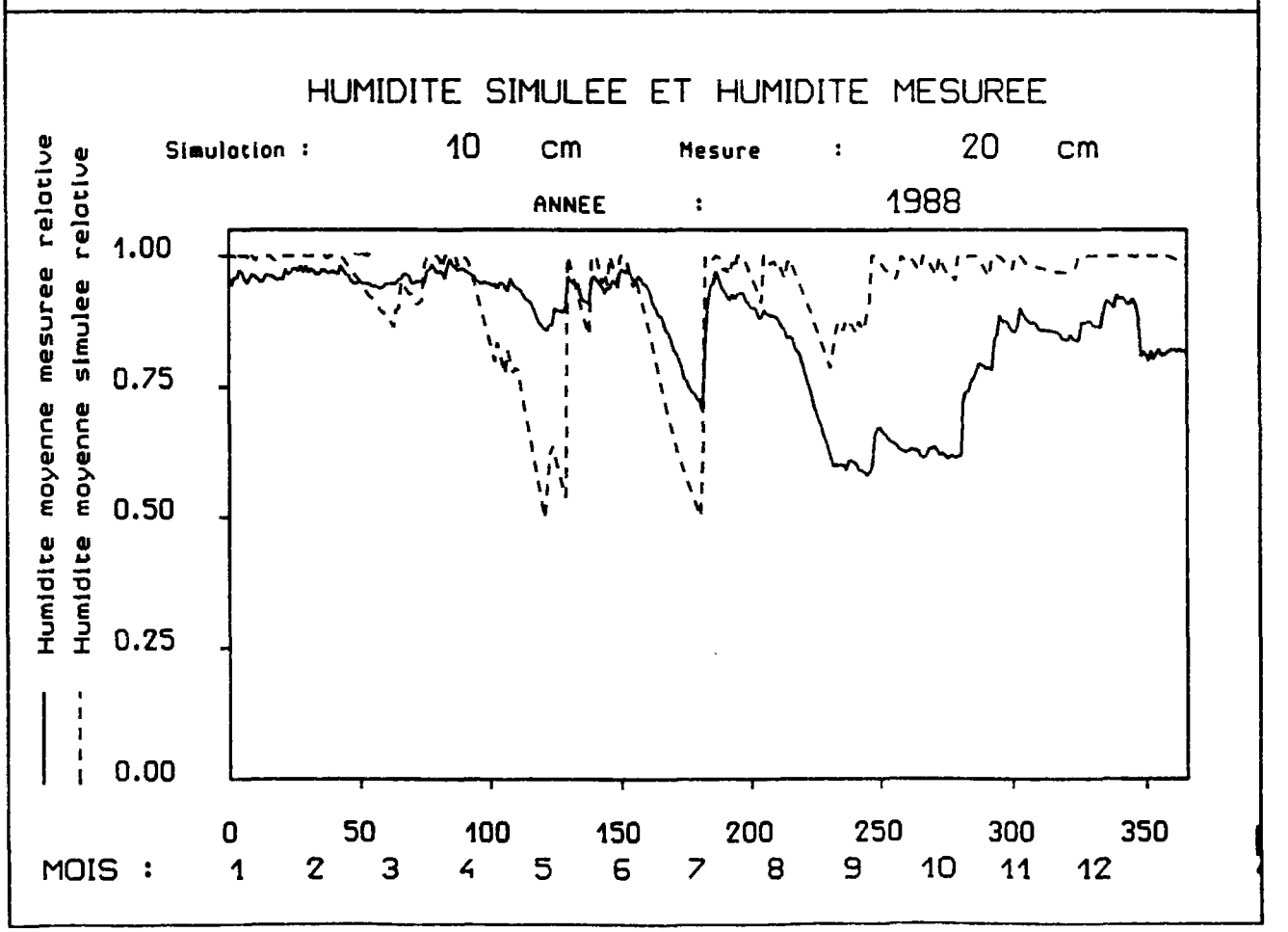


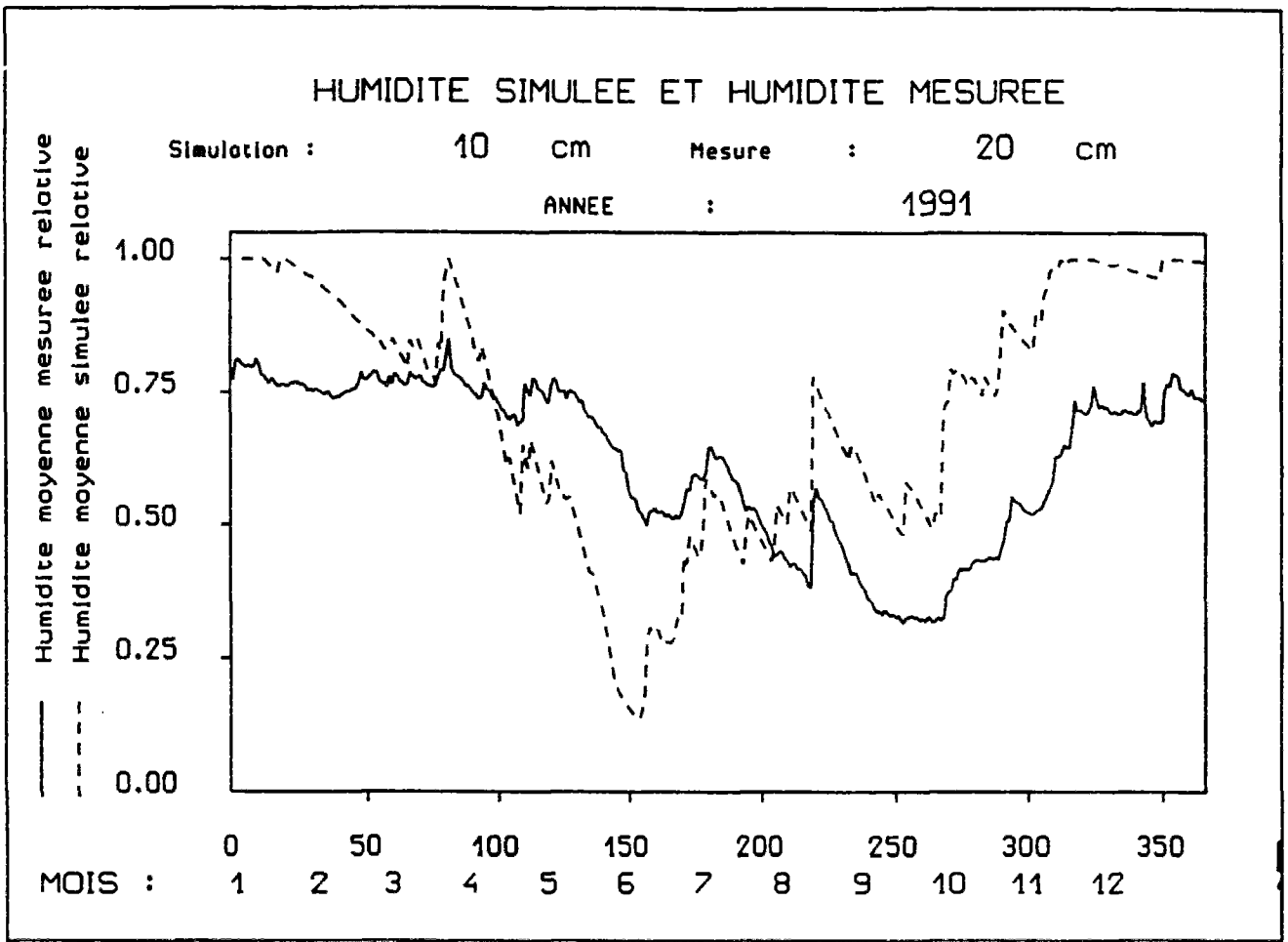

ORGEVAL AU THEIL
- controle -
PLUIE
Debit observe (mm/jour)
Debit calcule (mm/jour)
9
8
7
6
5
4
3
2
1
0
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
ANNEE: 1991

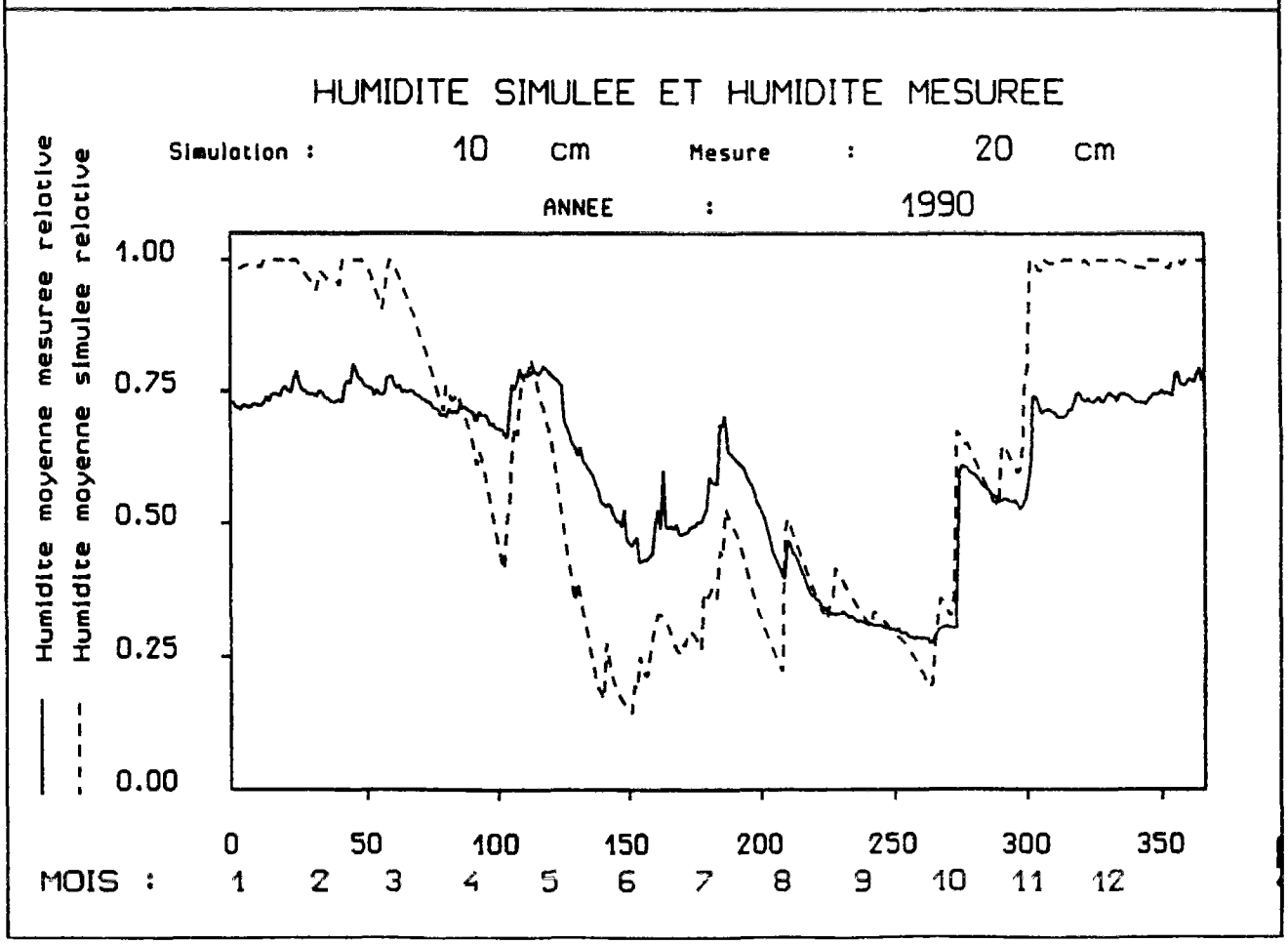

ORGEVAL AU THEIL
- controle -
PLUIE
Debit observe (mm/jour)
Debit calcule (mm/jour)
9
8
7
6
5
4
3
2
1
0
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
ANNEE: 1990

Graphiques des humidités de surface de l'Orgeval - Schéma *"SHEM4-5"*

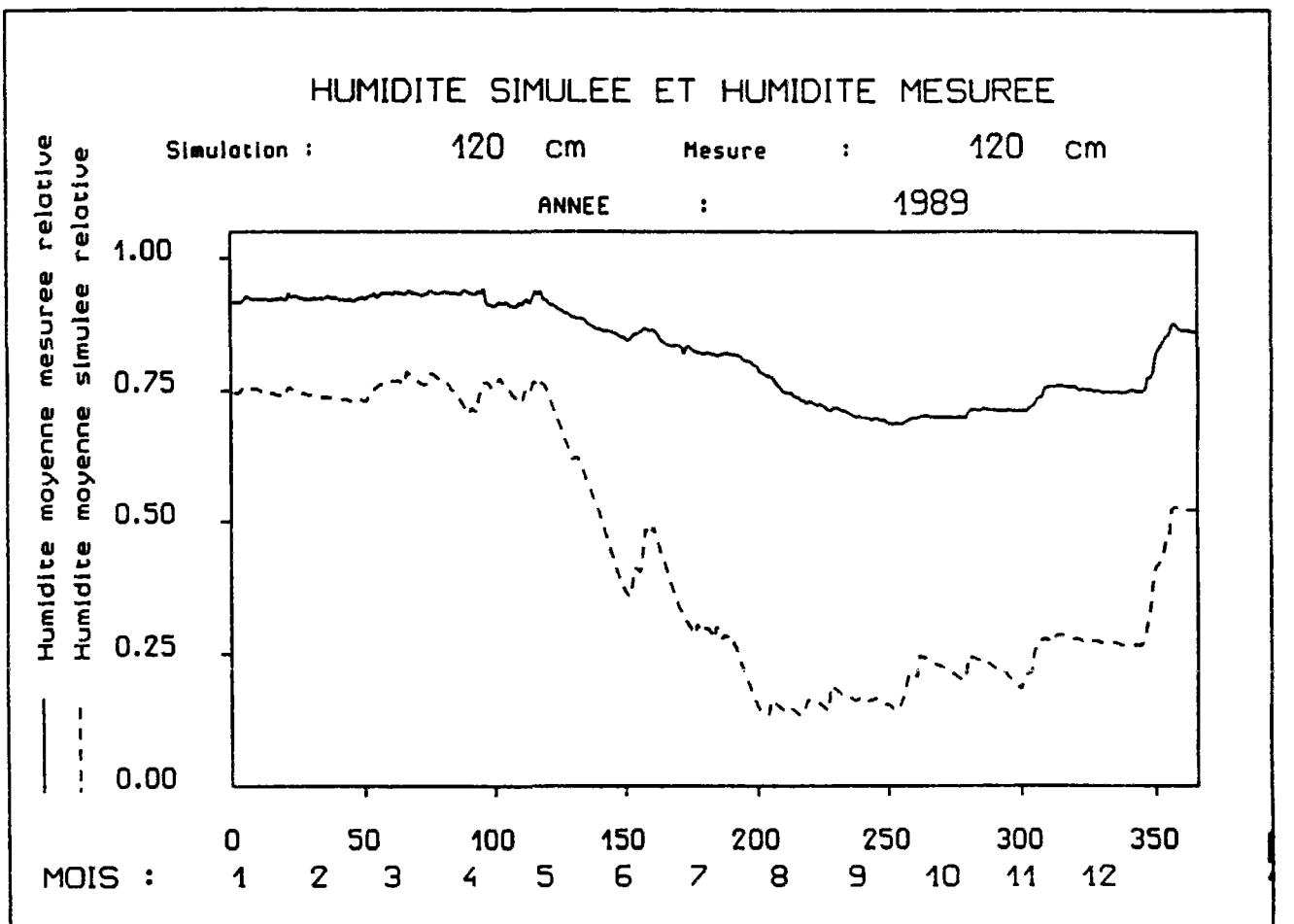


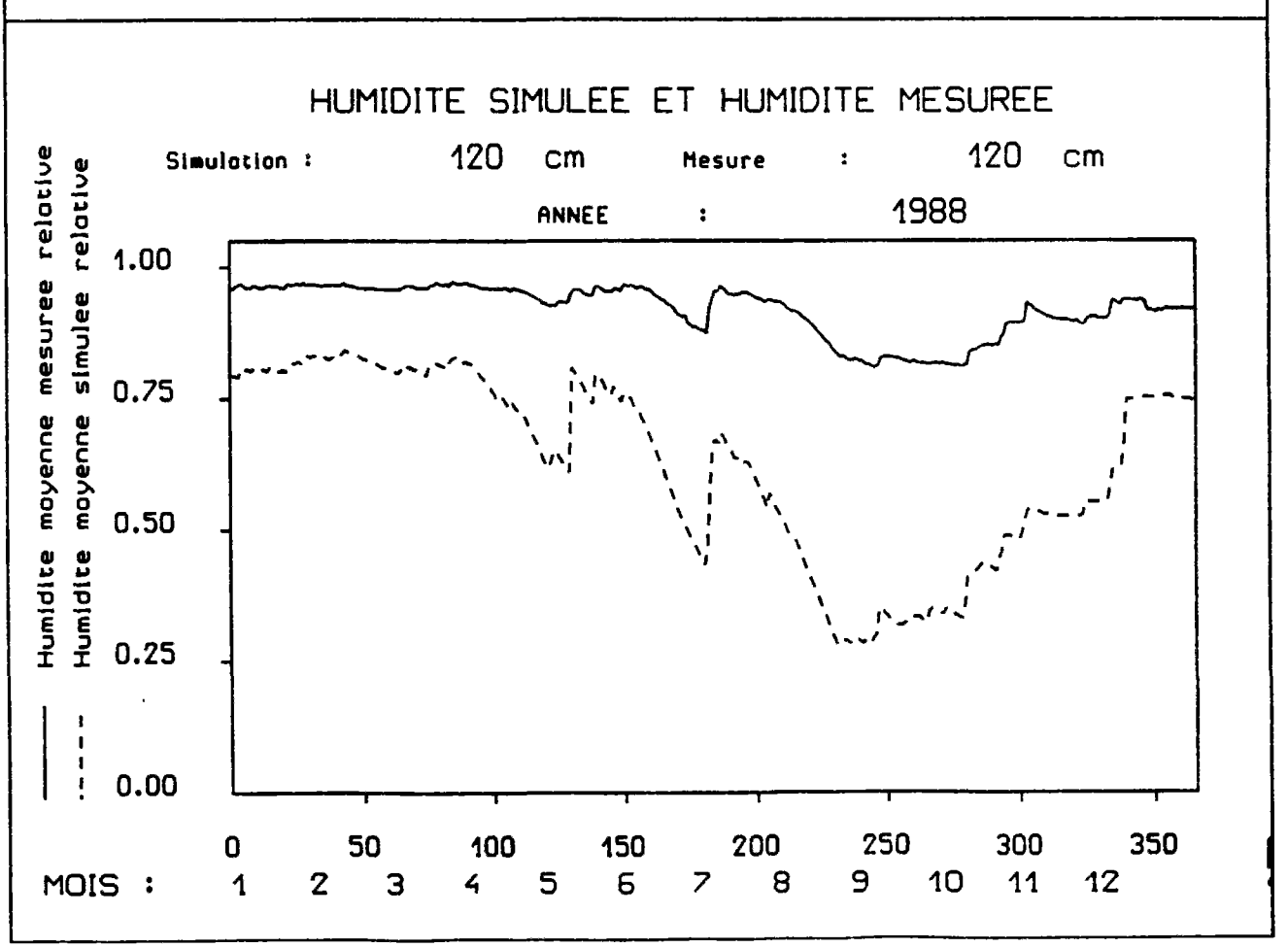


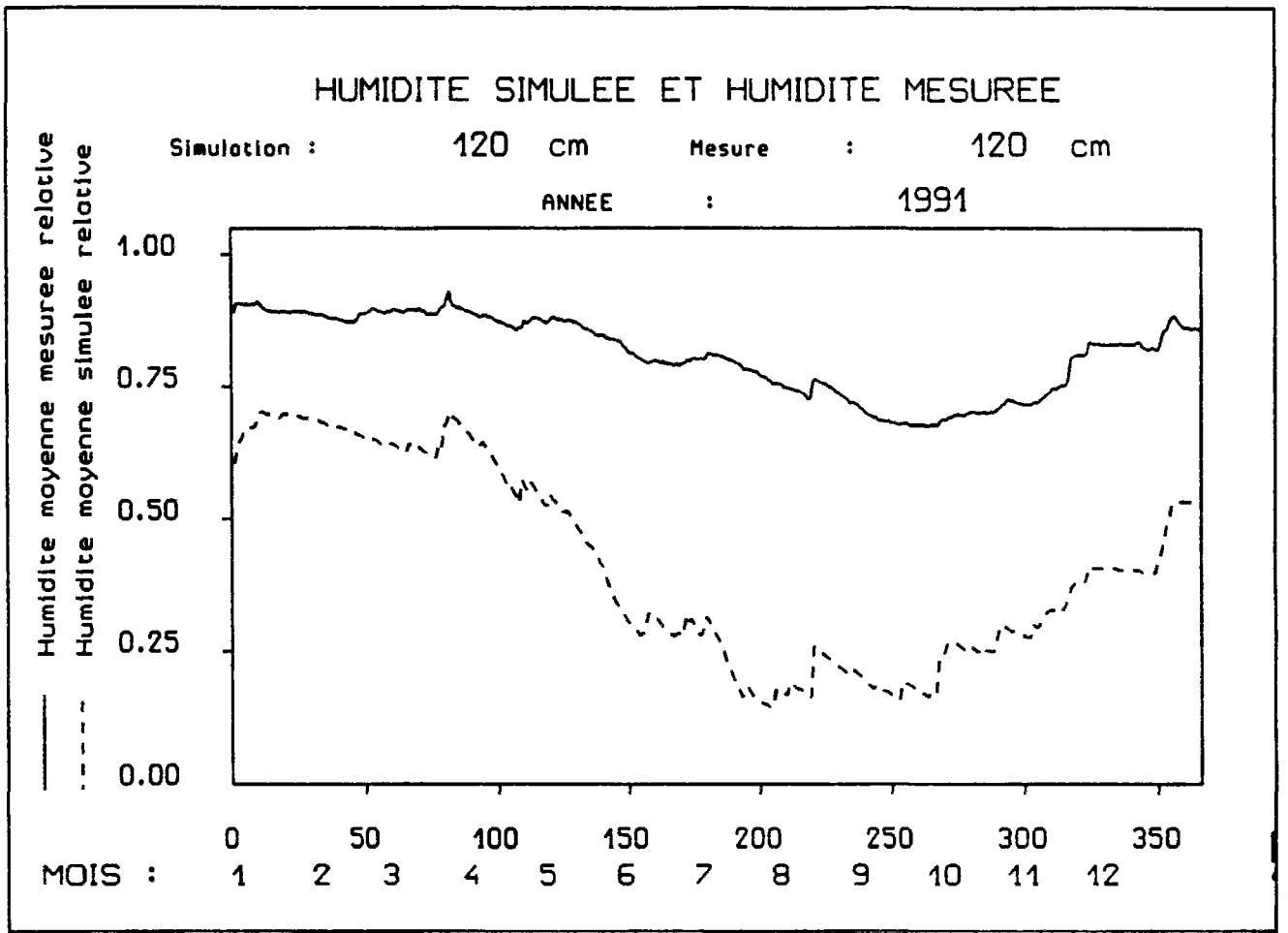

HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 10 cm Mesure : 20 cm
ANNEE : 1991
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

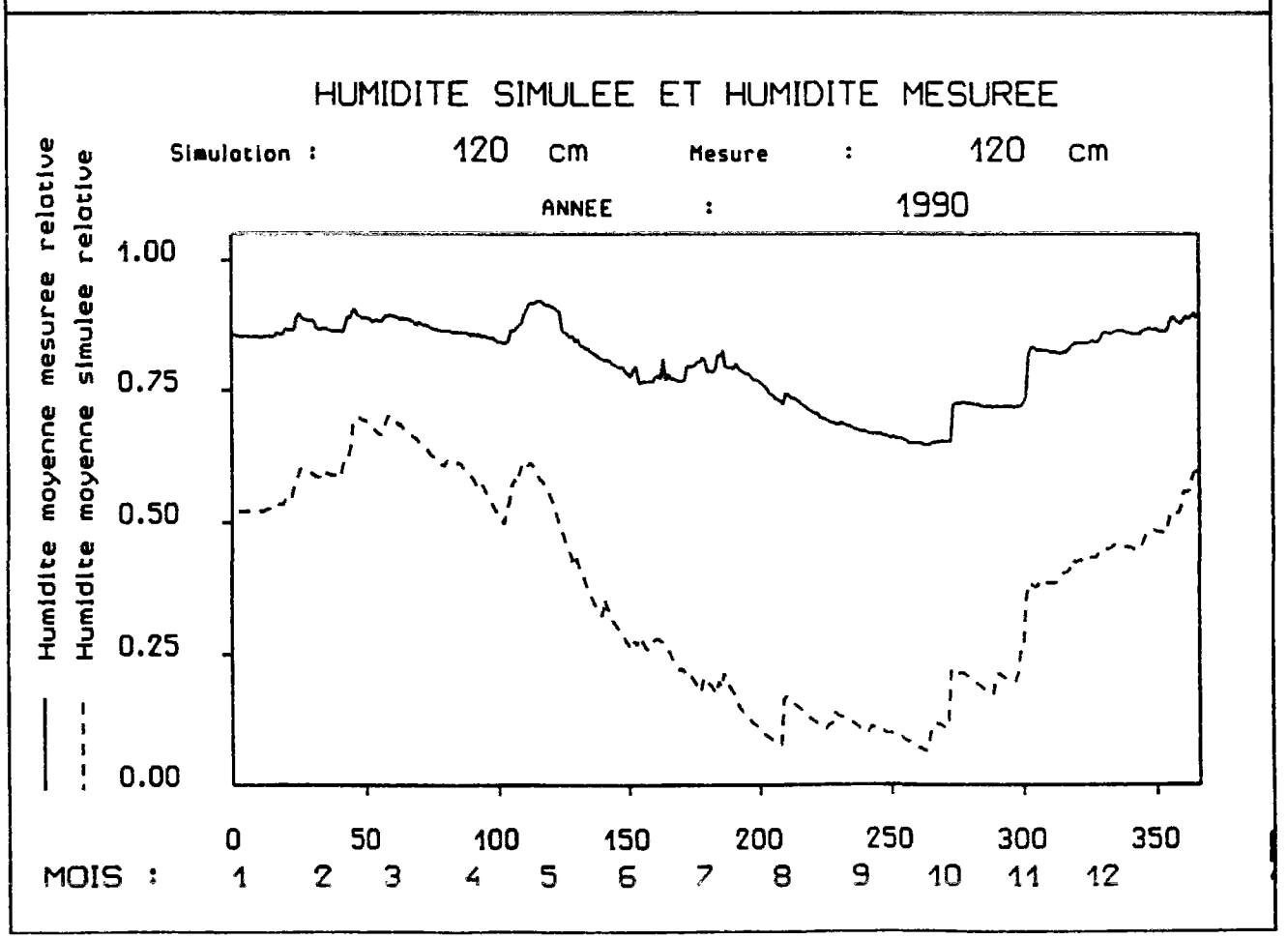

HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 10 cm Mesure : 20 cm
ANNEE : 1990
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

Graphiques des humidités globales de l'Orgeval - Schéma *"SHEM4-5"*






HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 120 cm Mesure : 120 cm
ANNEE : 1991
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12


HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 120 cm Mesure : 120 cm
ANNEE : 1990
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

II-3- GROUPE II :GESTION PARALLELE DE LA PLUIE POUR LA COUCHE DE SURFACE

Fiche Signalétique du Groupe II : Gestion parallèle de la pluie pour la couche de surface

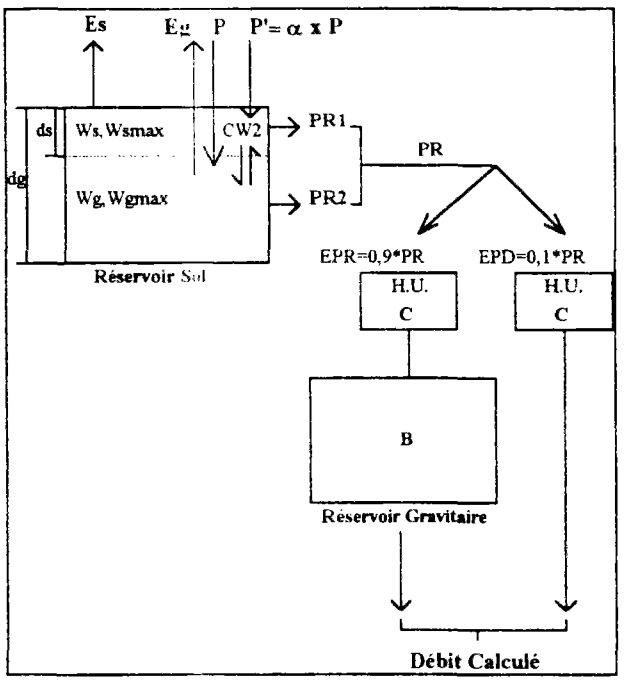
Schéma de couplage : de *"SHEM9"* à *"SHEM16"*

"SHEM9" : Ruissellement de PR1 pendant toute l'année
"SHEM10" : Infiltration de PR1 pendant toute l'année
"SHEM11" : Ruissellement hivernal et infiltration estivale de PR1.
"SHEM12" : Ruissellement partiel de PR1 pendant toute l'année
"SHEM13" : Ruissellement partiel de (β.PR1) en hiver
et Ruissellement total de PR1 en été
"SHEM14" : Ruissellement partiel de (β,PR1) en hiver
et Infiltration totale de PR1 en été
"SHEM15" : Ruissellement partiel de (β,PR1) en été
et Ruissellement total de PR1 en hiver
"SHEM16" : Ruissellement partiel de (β,PR1) en été
et Infiltration totale de PR1 en hiver

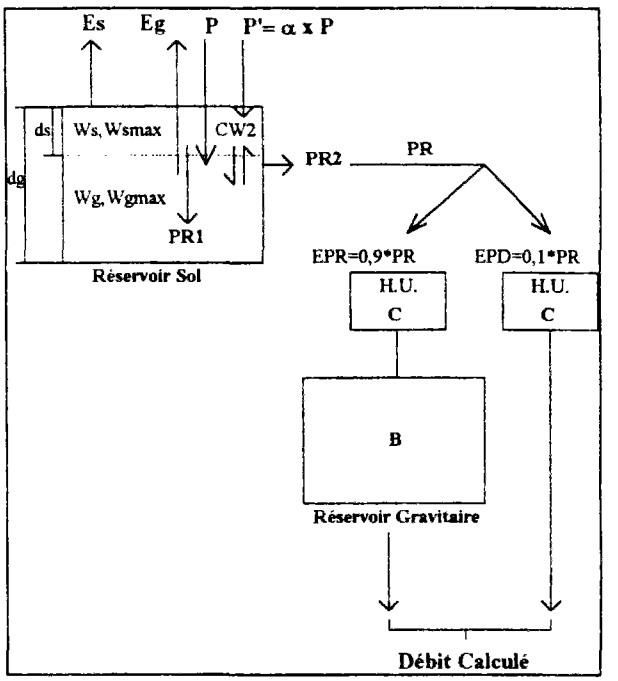
Paramètres optimisés

A8 : Pseudo-diffusivité (Calcul de CW2)
W_{smax} : Humidité maximale de surface
W_{gmax} : Humidité maximale globale
C : Paramètre de l'hydrogrammme unitaire
B : Pseudo-capacité maximale du réservoir gravitaire
THs : Paramètre du modèle de Thomas (Calcul de PR1
THg : Paramètre du modèle de Thomas (Calcul de PR2)
TH : Paramètre du modèle de Thomas (Calcul de PR1 et PR2)
X_β : Paramètre de la gestion partielle de PR1
X_α : Paramètre de la gestion parallèle de la pluie

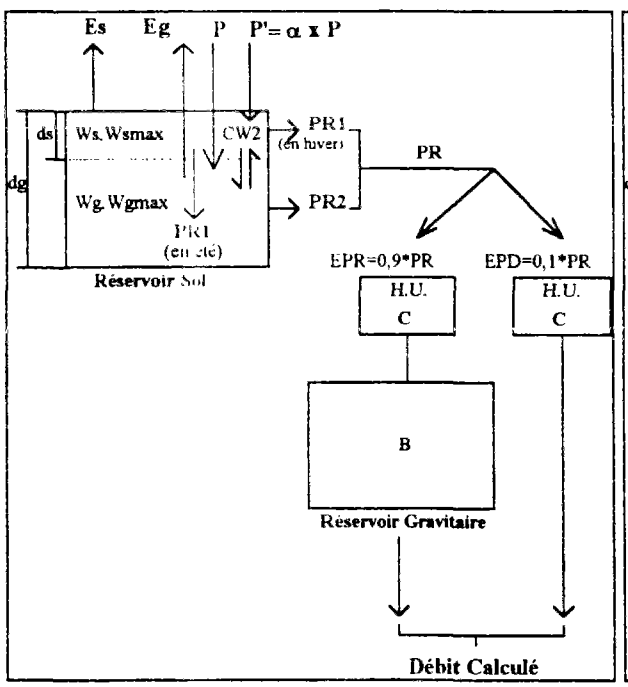
Architecture des schémas de couplage du groupe II



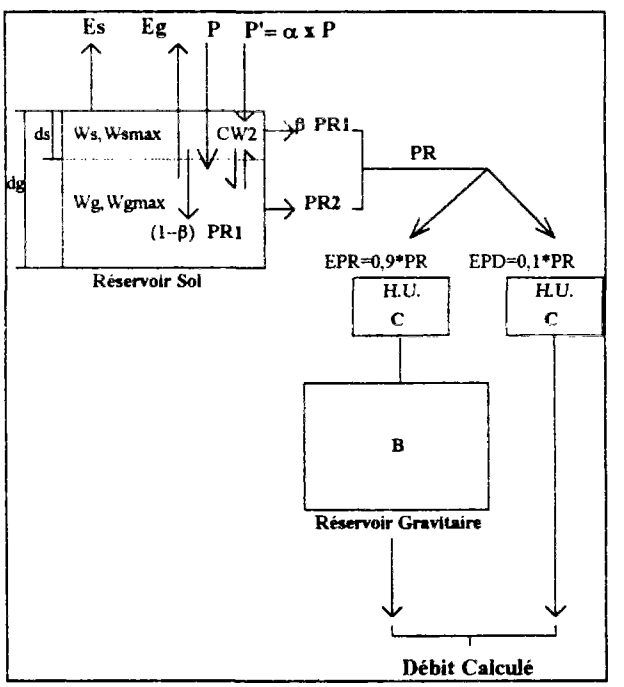
"SHEM9-1" à "SHEM9-3"



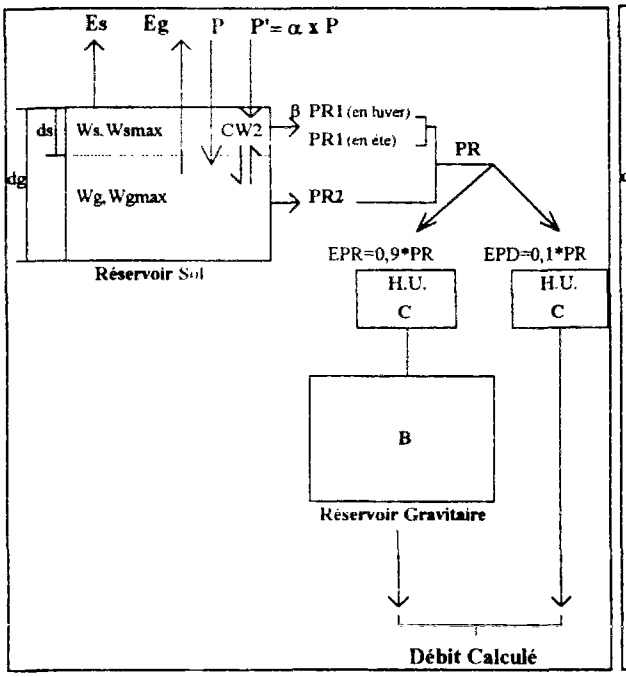
"SHEM10-1" à "SHEM10-3"



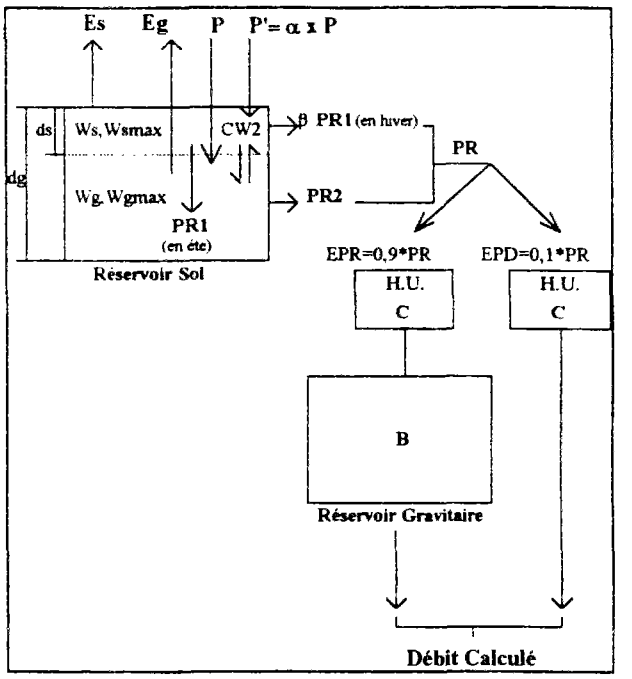
"SHEM11-1" à "SHEM11-3"



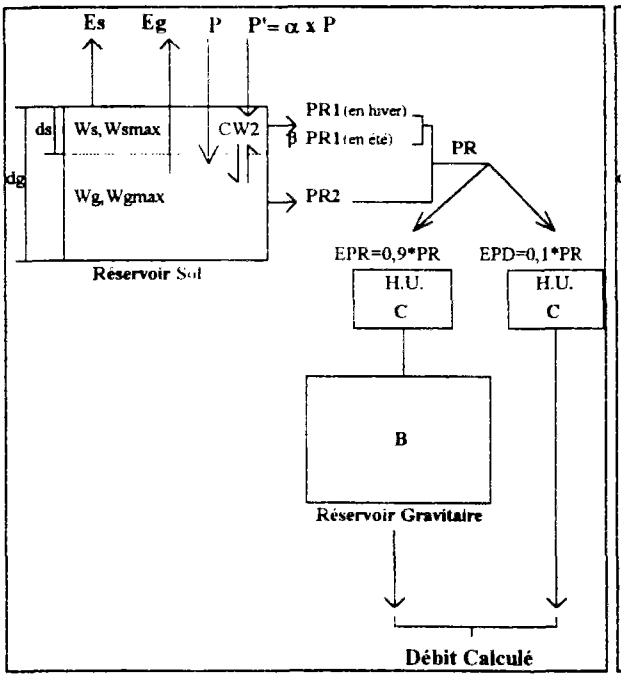
"SHEM12-1" à "SHEM12-3"



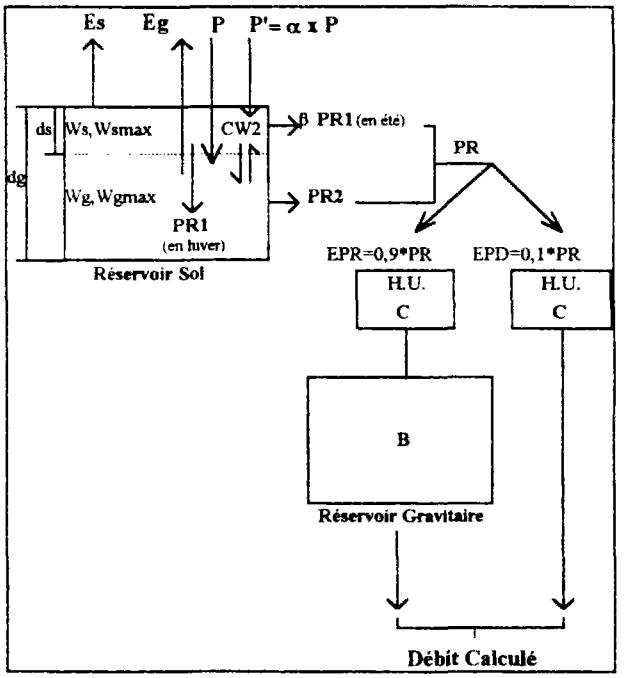
"SHEM13-1" à "SHEM13-3"



"SHEM14-1" à "SHEM14-3"



"SHEM15-1" à "SHEM15-3"



"SHEM16-1" à "SHEM16-3"

Résultats numériques de la simulation des débits de l'Orgeval

SCHEMA	Calage sur 1988-1989		Contrôle sur 1990-1991	
	Nash %	E.Bilan %	Nash %	E.Bilan %
"SHEM9-1"	86,7	4,1	5,9	76,7
"SHEM9-2"	82,0	6,2	-11,8	92,7
"SHEM9-3"	85,1	-0,8	13,0	65,9
"SHEM10-1"	81,9	5,6	-11,0	91,0
"SHEM10-2"	81,9	5,8	-13,1	96,0
"SHEM10-3"	81,9	4,1	-8,3	86,4
"SHEM11-1"	86,5	1,4	12,4	41,5
"SHEM11-2"	86,4	3,0	0,2	66,2
"SHEM11-3"	80,7	1,5	20,8	55,8
"SHEM12-1"	84,1	8,9	0,6	88,3
"SHEM12-2"	82,2	-1,5	0,8	-16,8
"SHEM12-3"	83,9	-2,7	65,6	33,1
"SHEM13-1"	81,7	7,1	1,5	64,9
"SHEM13-2"	79,5	7,2	3,9	86,7
"SHEM13-3"	83,5	6,8	70,4	39,4
"SHEM14-1"	83,5	5,5	-5,6	86,4
"SHEM14-2"	84,2	7,5	-4,9	88,1
"SHEM14-3"	83,0	7,1	55,2	45,9
"SHEM15-1"	85,1	7,8	9,1	77,0
"SHEM15-2"	85,2	6,9	-4,7	85,3
"SHEM15-3"	85,2	7,2	32,5	56,3
"SHEM16-1"	82,4	2,3	-7,8	82,4
"SHEM16-2"	81,9	7,5	-13,2	95,9
"SHEM16-3"	82,3	2,4	-11,0	91,0

Jeux de paramètres optimisés pour l'Orgeval

SCHEMA	A8	W_{smax}	W_{gmax}	C	B	THs	THg	X_α	X_β
"SHEM9-1"	0,035	0,657	0,741	1,20	29,08	0,9977	0,9999	0,7191	-
"SHEM9-2"	0,002	0,929	0,505	1,15	36,23	0,9977	1,0000	0,6878	-
"SHEM9-3"	0,271	0,701	0,996	1,18	51,42	0,9977	1,0000	0,7841	-
"SHEM10-1"	0,012	0,589	0,611	1,13	20,70	0,9983	1,000	0,7875	-
"SHEM10-2"	0,012	0,589	0,611	1,13	20,70	0,9980	1,000	0,8115	-
"SHEM10-3"	0,005	0,540	0,611	1,13	20,90	0,9992	1,000	0,4325	-
"SHEM11-1"	0,043	0,636	0,864	1,26	22,65	1,000	0,9993	0,8507	-
"SHEM11-2"	0,043	0,636	0,864	1,26	22,65	1,000	0,9997	0,8507	-
"SHEM11-3"	0,012	0,761	0,744	1,16	59,74	0,9997	0,9999	0,0773	-
"SHEM12-1"	0,001	0,681	0,387	1,18	39,25	0,9999	1,000	0,967	1,000
"SHEM12-2"	0,000	1,000	0,263	1,23	23,10	1,000	0,9938	0,00	1,000
"SHEM12-3"	0,000	0,598	0,387	1,23	36,59	1,000	0,9992	1,000	1,000
"SHEM13-1"	0,0	0,810	0,387	1,20	21,83	0,9998	0,9995	0,977	0,999
"SHEM13-2"	0,0	0,999	0,826	1,12	57,97	0,9999	1,000	0,999	0,00
"SHEM13-3"	0,0	0,999	0,853	1,18	39,64	0,9995	1,000	0,857	0,999
"SHEM14-1"	0,001	0,884	0,711	1,20	25,53	0,9945	1,000	0,522	0,999
"SHEM14-2"	0,001	0,880	0,711	1,20	27,66	0,9943	1,000	0,485	0,999
"SHEM14-3"	0,001	1,000	0,547	1,77	38,86	0,9967	1,000	1,00	0,999
"SHEM15-1"	0,001	0,885	0,677	1,20	29,37	0,9949	1,000	0,777	0,998
"SHEM15-2"	0,001	0,920	0,632	1,18	30,26	0,9956	1,000	0,659	0,0
"SHEM15-3"	0,002	0,915	0,756	1,20	24,05	0,9976	1,000	0,502	0,0
"SHEM16-1"	0,001	0,957	0,670	1,12	25,28	0,996	1,000	0,522	0,999
"SHEM16-2"	0,003	0,988	0,670	1,14	17,99	1,000	1,000	0,325	0,620
"SHEM16-3"	0,004	0,897	0,596	1,12	24,04	0,9981	1,000	0,485	0,122

Corrélations linéaires de l'état hydrique de l'Orgeval

SCHEMA	CORRELATION DES Ws				CORRELATION DES Wg			
	A	B	R	Estd	A	B	R	Estd
"SHEM9-1"	-0,443	1,445	0,888	14,03	-0,221	1,095	0,969	2,44
"SHEM9-2"	0,130	0,630	0,570	17,05	-0,881	1,956	0,956	5,27
"SHEM9-3"	-0,067	1,077	0,940	07,32	-0,415	1,103	0,978	2,06
"SHEM10-1"	-0,302	1,309	0,816	17,43	-0,294	1,345	0,973	2,80
"SHEM10-2"	0,165	0,778	0,601	19,42	-0,539	1,607	0,961	4,07
"SHEM10-3"	-0,187	1,194	0,781	17,92	-0,119	1,156	0,964	2,78
"SHEM11-1"	-0,463	1,564	0,874	16,32	-0,241	1,019	0,983	1,64
"SHEM11-2"	0,146	0,873	0,669	18,21	-0,503	1,300	0,967	2,97
"SHEM11-3"	-0,411	1,483	0,904	13,13	-0,166	1,153	0,984	1,80
"SHEM12-1"	-0,437	1,442	0,832	18,05	-0,945	2,002	0,965	4,75
"SHEM12-2"	0,118	0,881	0,659	18,86	-1,494	2,296	0,935	7,61
"SHEM12-3"	-0,338	1,370	0,819	18,03	-1,010	1,906	0,986	2,86
"SHEM13-1"	-0,496	1,480	0,825	19,06	-1,035	2,018	0,979	3,64
"SHEM13-2"	0,137	0,781	0,688	15,46	-0,211	1,261	0,959	3,26
"SHEM13-3"	-0,253	1,215	0,839	14,82	-0,085	1,131	0,965	2,69
"SHEM14-1"	-0,316	1,114	0,785	16,52	-0,050	1,094	0,977	02,11
"SHEM14-2"	0,104	0,689	0,627	16,06	-0,338	1,400	0,961	03,50
"SHEM14-3"	-0,222	1,078	0,831	13,52	-0,611	1,685	0,969	03,76
"SHEM15-1"	-0,291	1,109	0,834	13,77	-0,206	1,248	0,969	02,79
"SHEM15-2"	0,137	0,610	0,590	15,67	-0,494	1,551	0,958	04,05
"SHEM15-3"	-0,255	1,190	0,913	09,98	-0,185	1,225	0,970	02,70
"SHEM16-1"	-0,286	0,981	0,755	16,00	-0,043	1,084	0,969	02,40
"SHEM16-2"	0,226	0,436	0,512	13,74	-0,447	1,512	0,961	03,80
"SHEM16-3"	-0,160	0,808	0,760	12,98	-0,193	1,235	0,967	02,83

Corrélation linéaire : Y = A + B.X

A et B : Constantes de la corrélation linéaires

R : Coefficient de détermination de la corrélation linéaire

Estd : Erreur standard de la corrélation linéaire

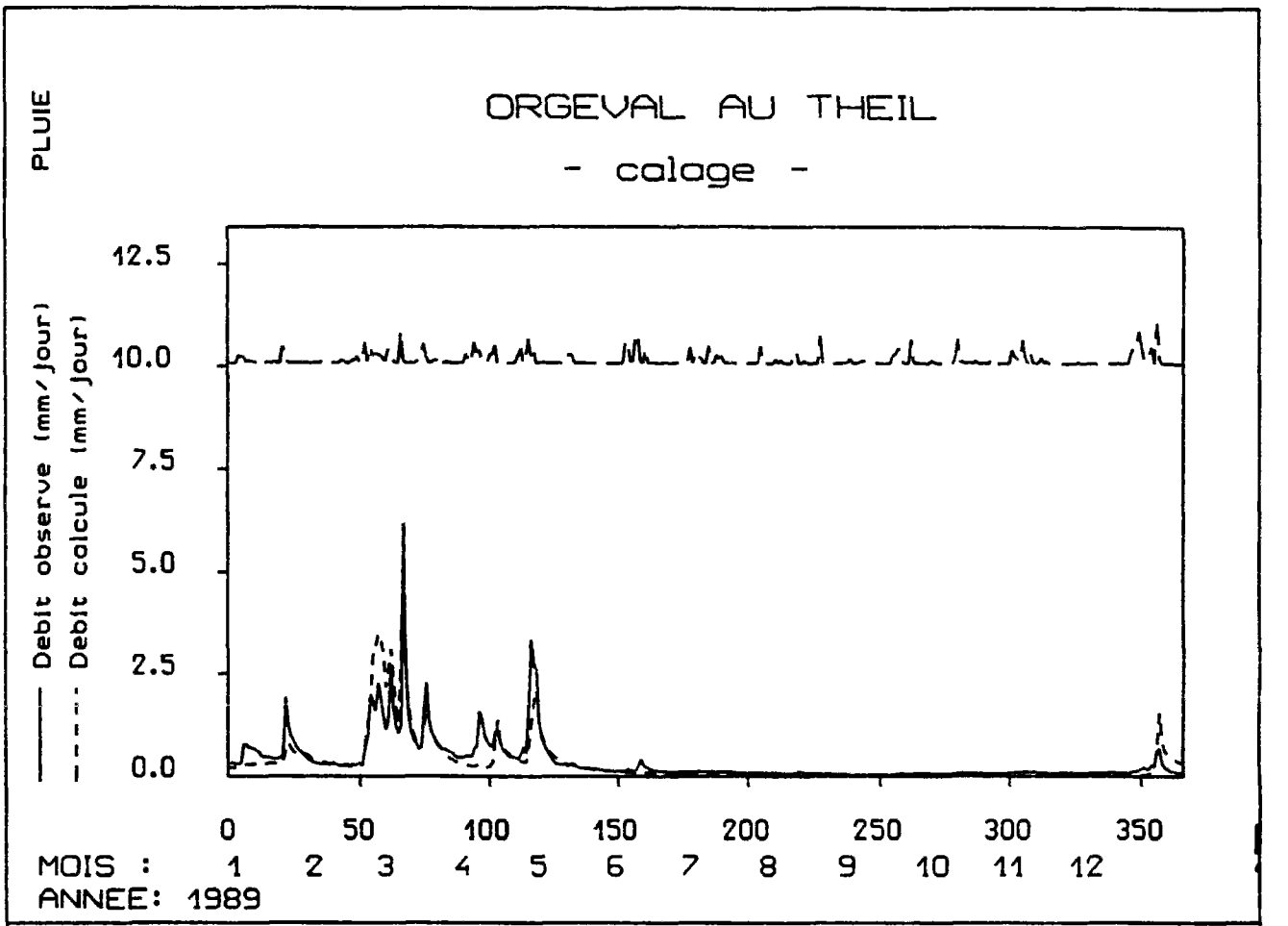
Y : Humidité simulée (de surface ou globale)

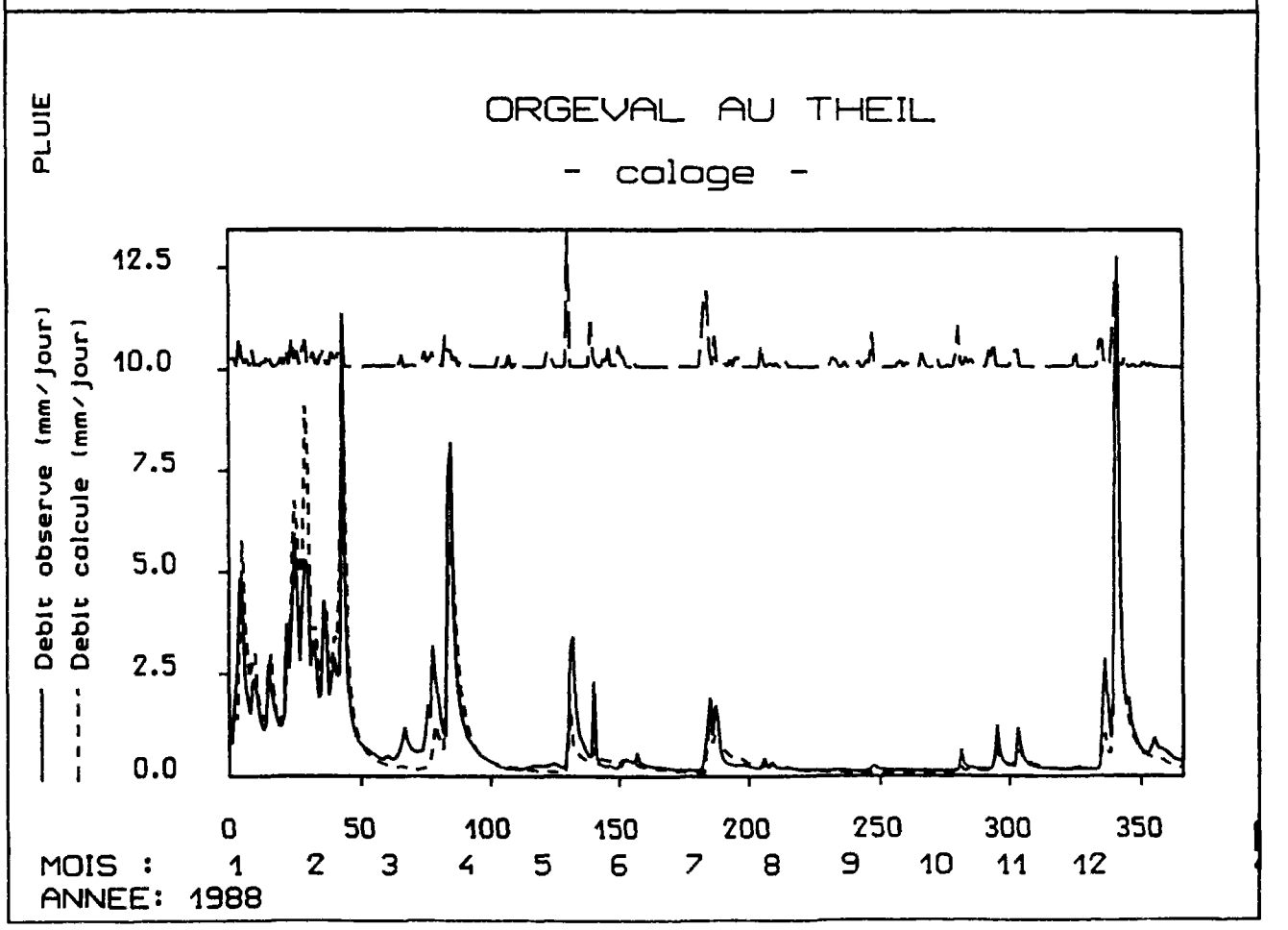
X : Humidité mesurée (0-20 cm pour la couche de surface ou 0-120 cm pour la couche globale)

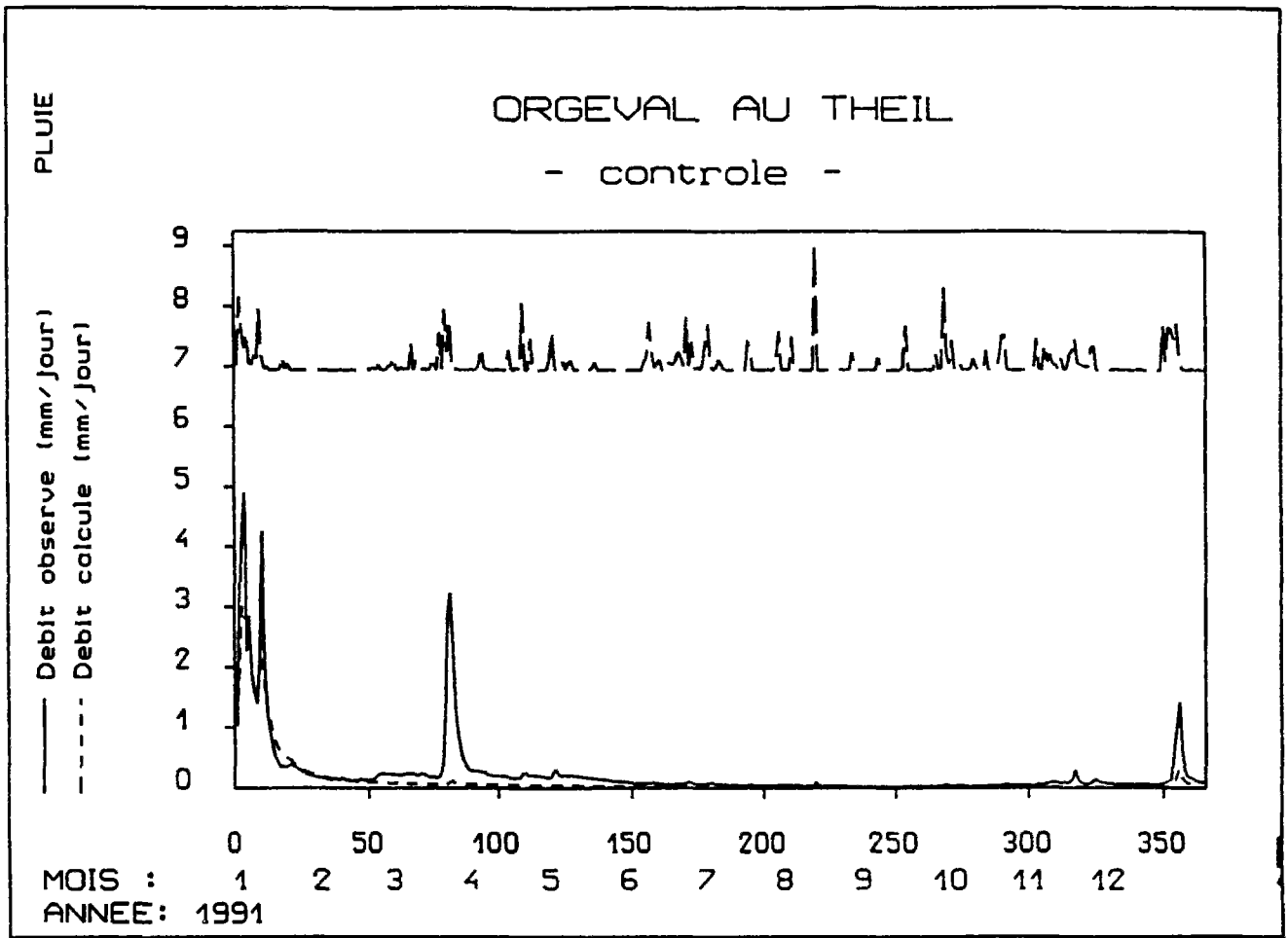
Ws : Humidité de surface

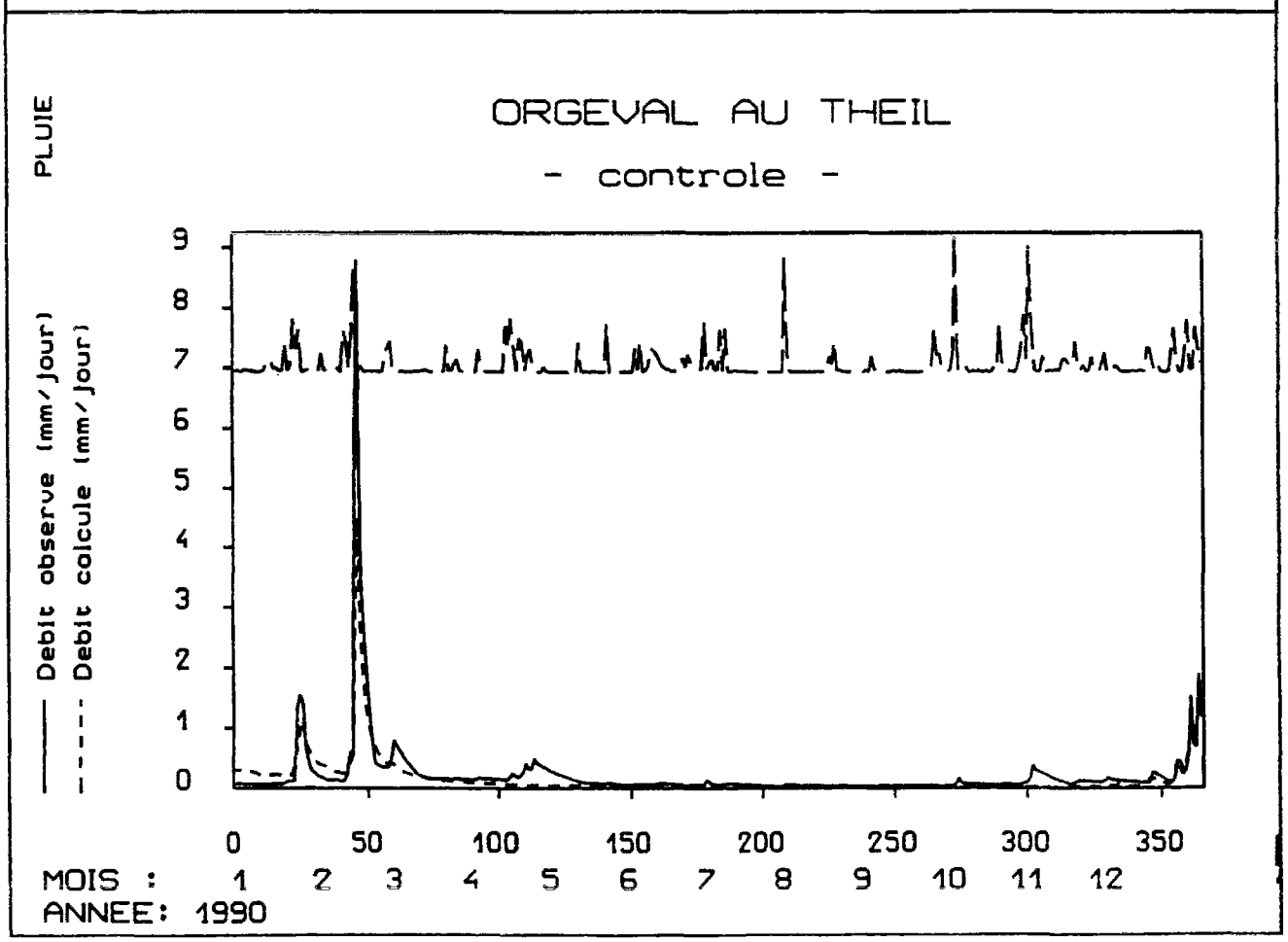
Wg : Humidité globale

Graphiques des débits de l'Orgeval - Schéma *"SHEM13-3"*

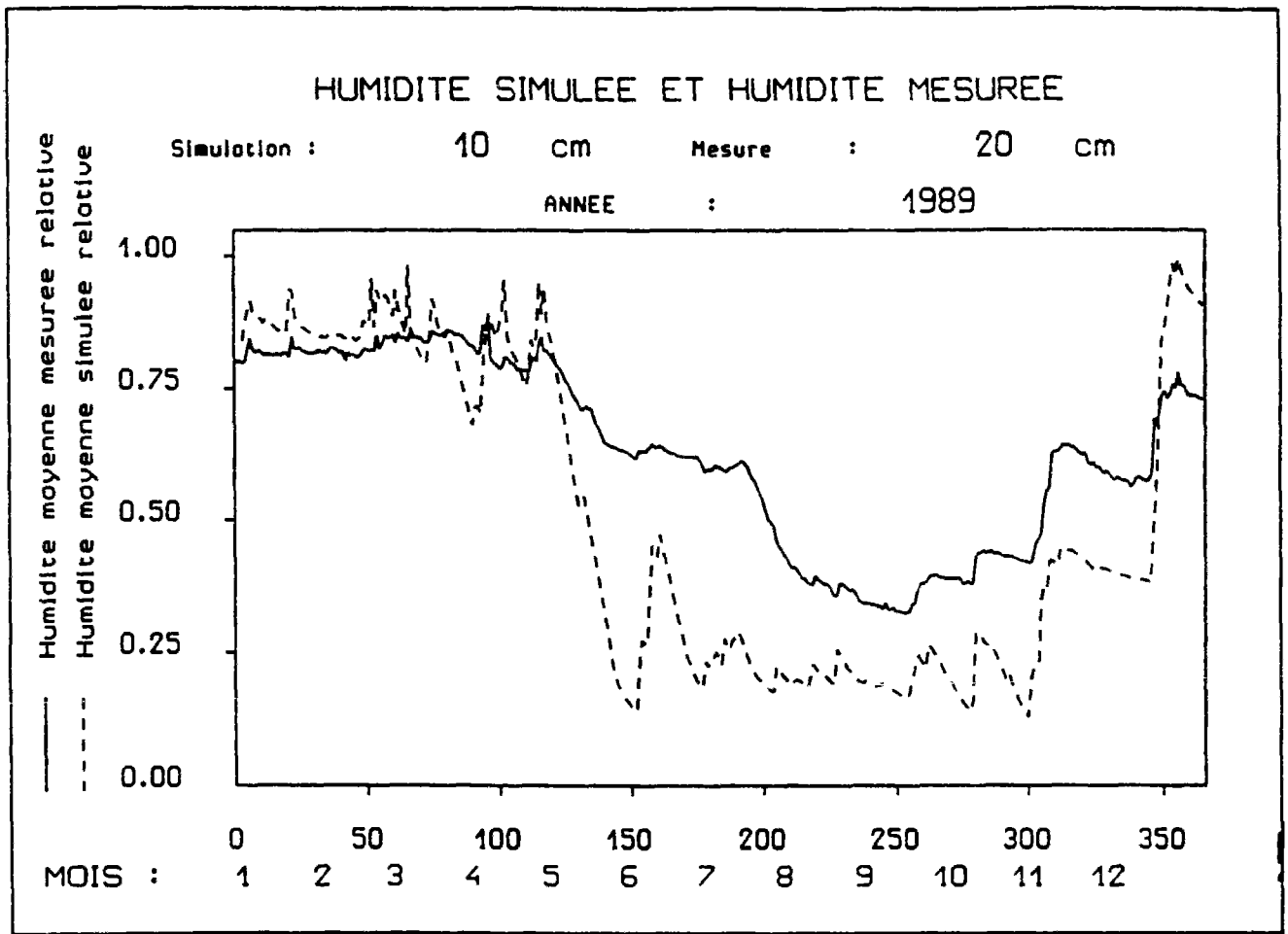


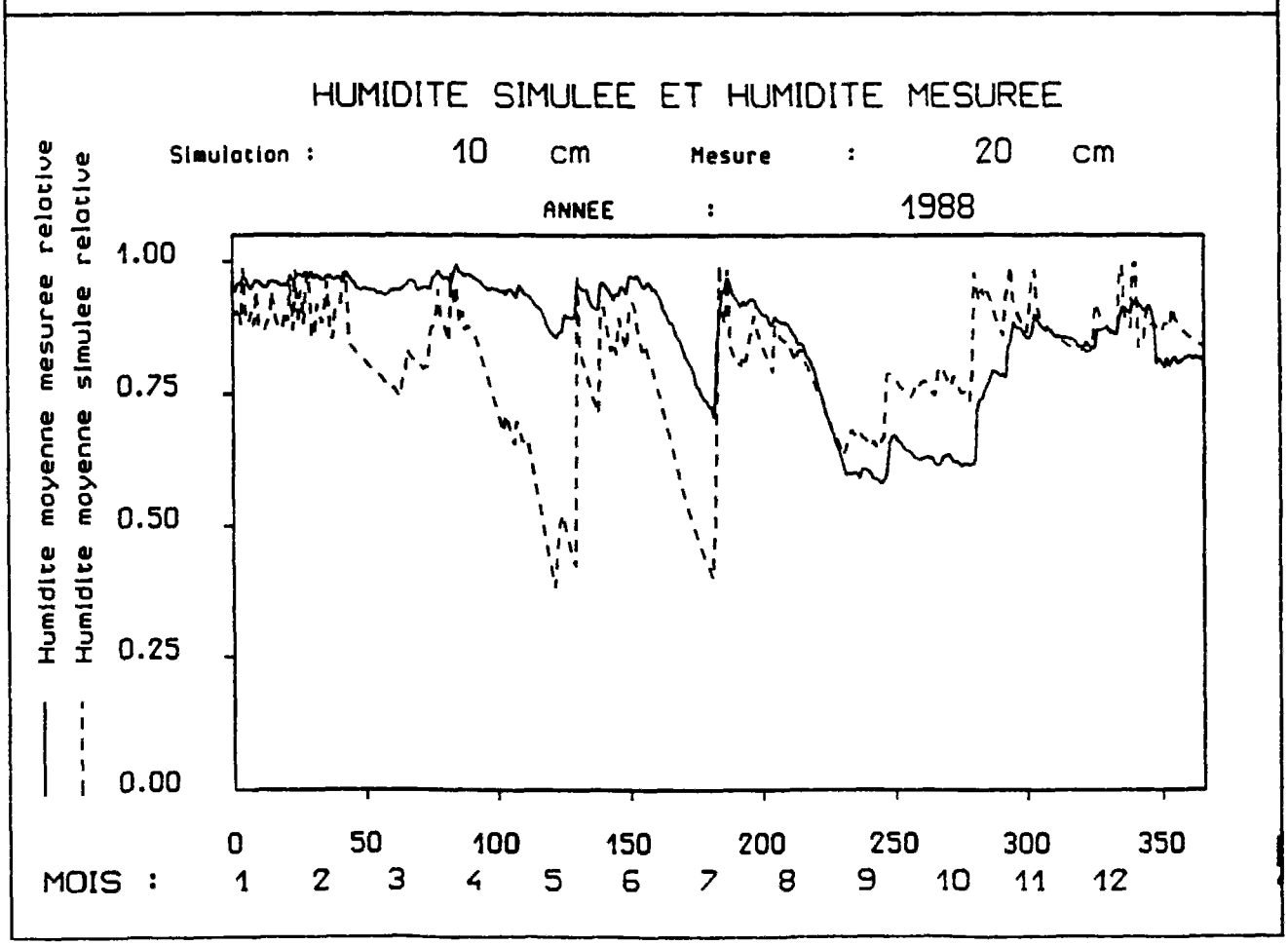


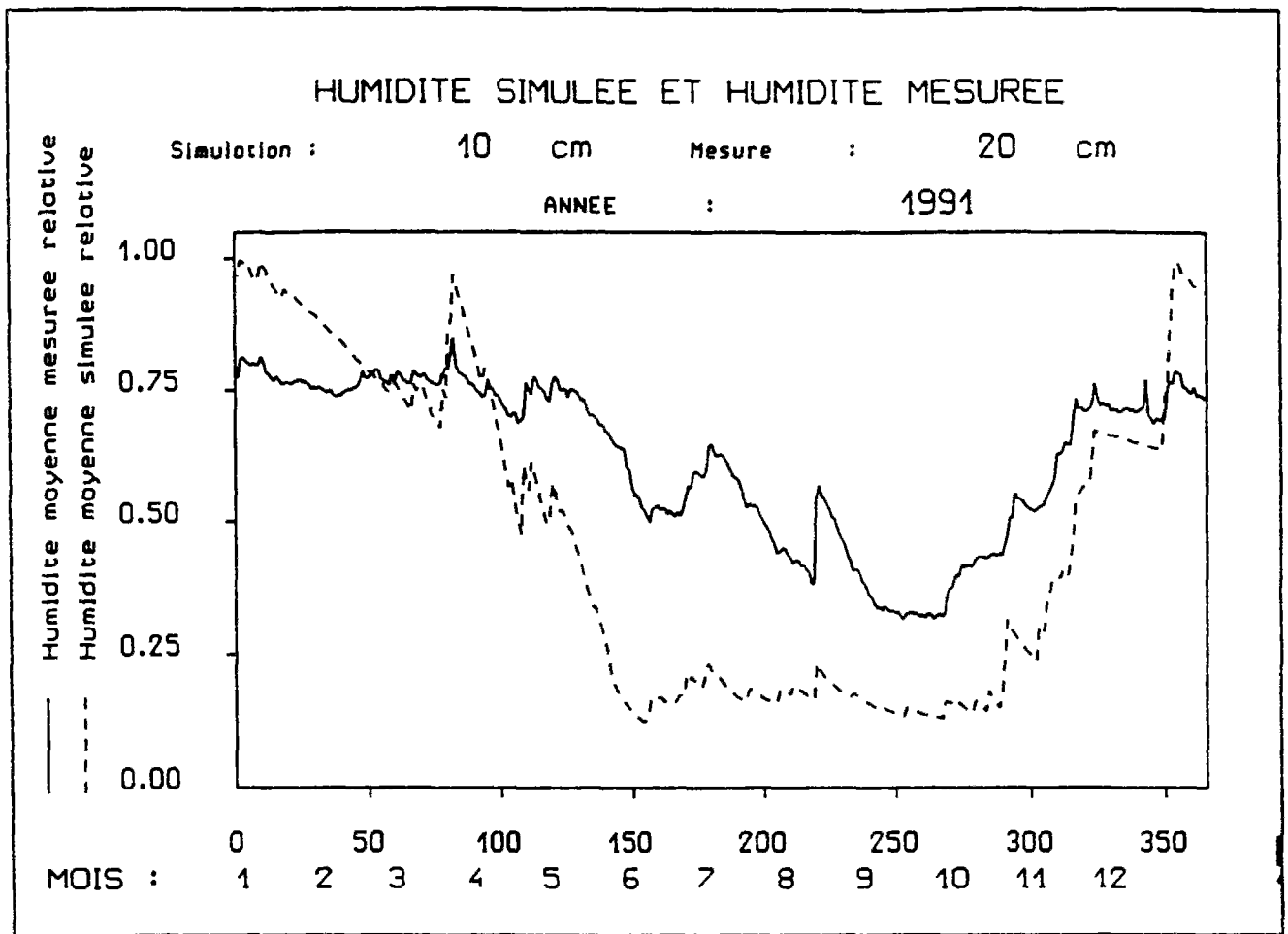

ORGEVAL AU THEIL
- controle -
PLUIE
Debit observe (mm/jour)
Debit calcule (mm/jour)
9
8
7
6
5
4
3
2
1
0
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
ANNEE: 1991

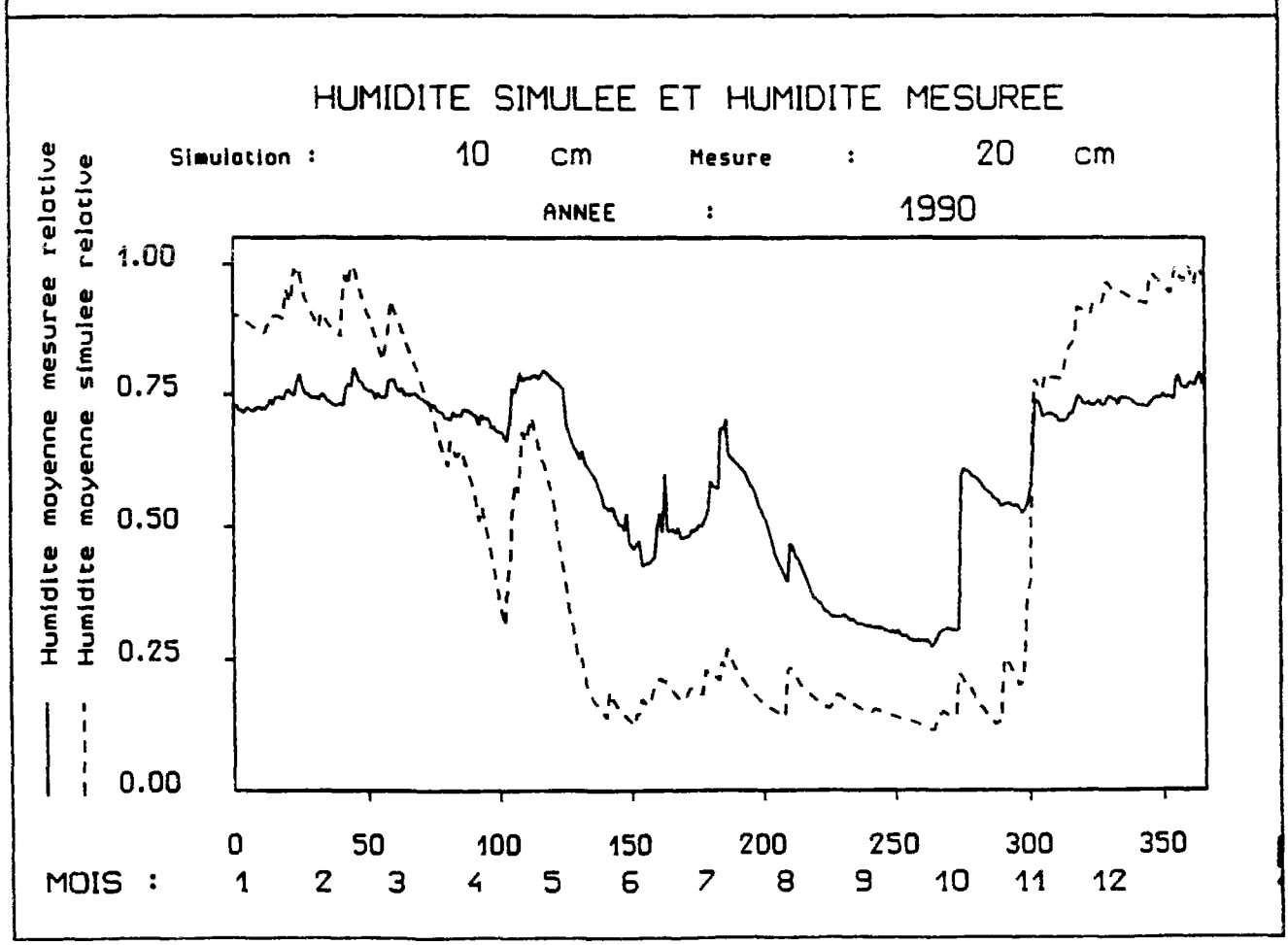

ORGEVAL AU THEIL
- controle -
PLUIE
Debit observe (mm/jour)
Debit calcule (mm/jour)
9
8
7
6
5
4
3
2
1
0
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
ANNEE: 1990

Graphiques des humidités de surface de l'Orgeval - Schéma *"SHEM13-3"*

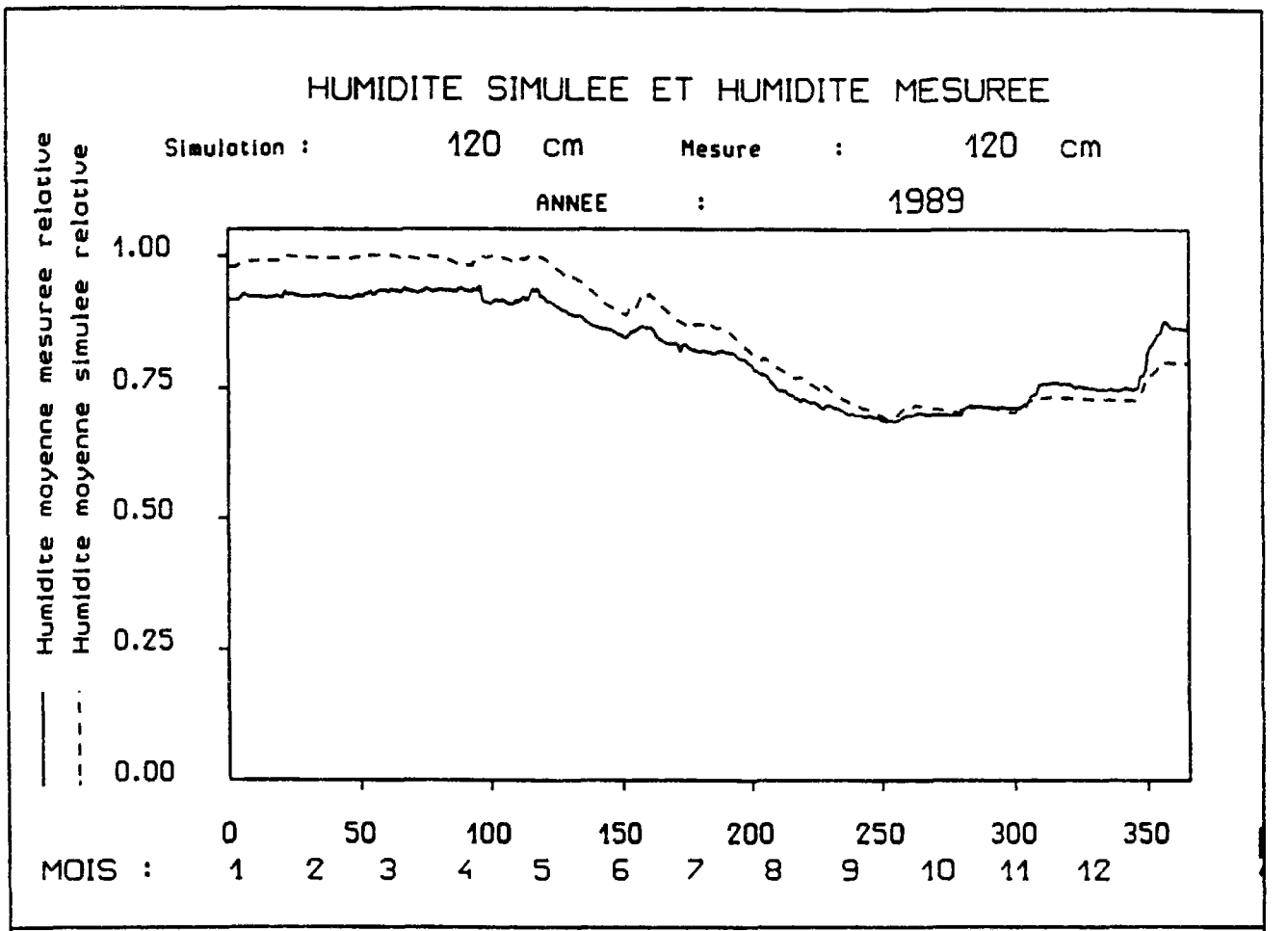


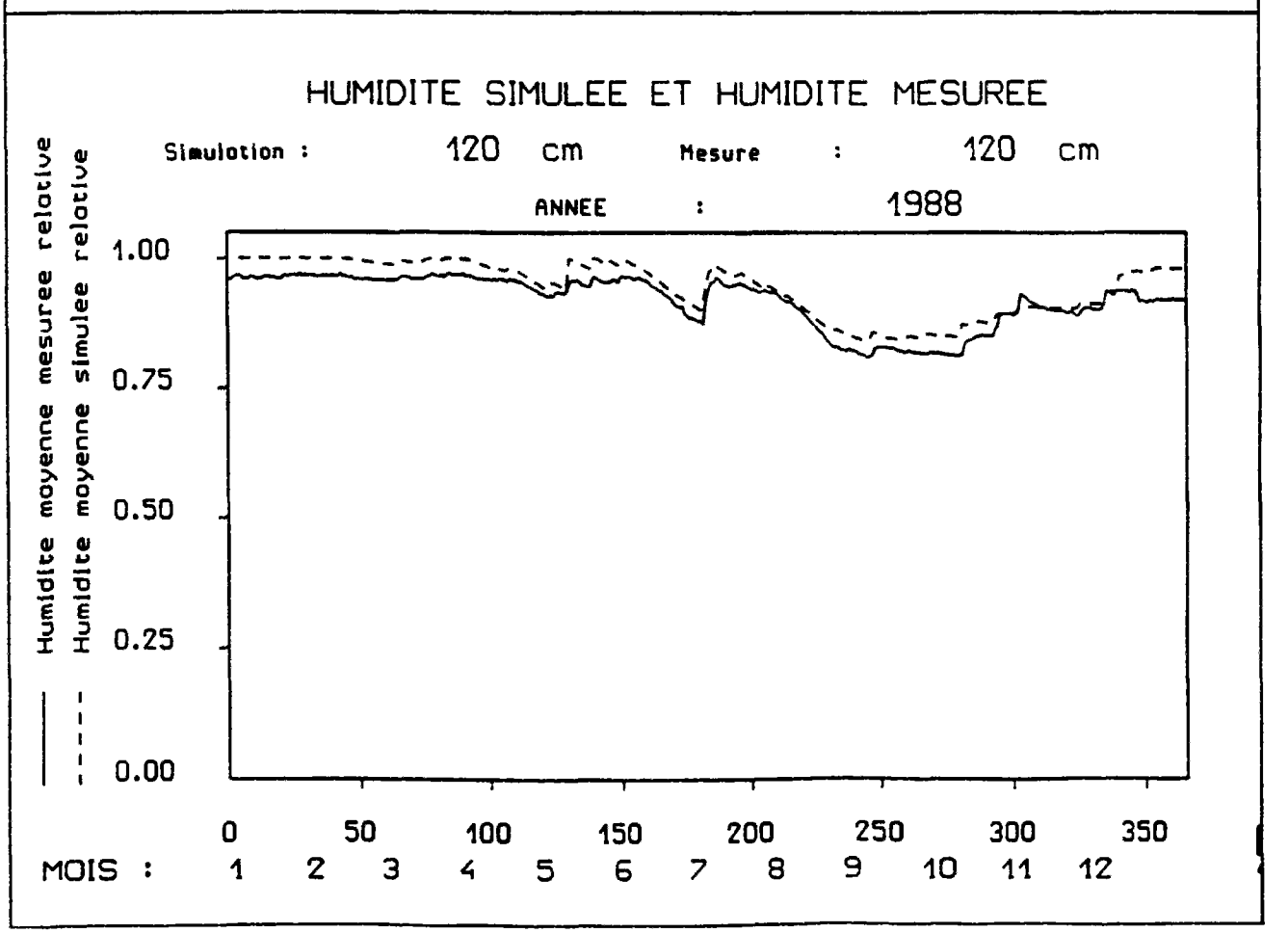


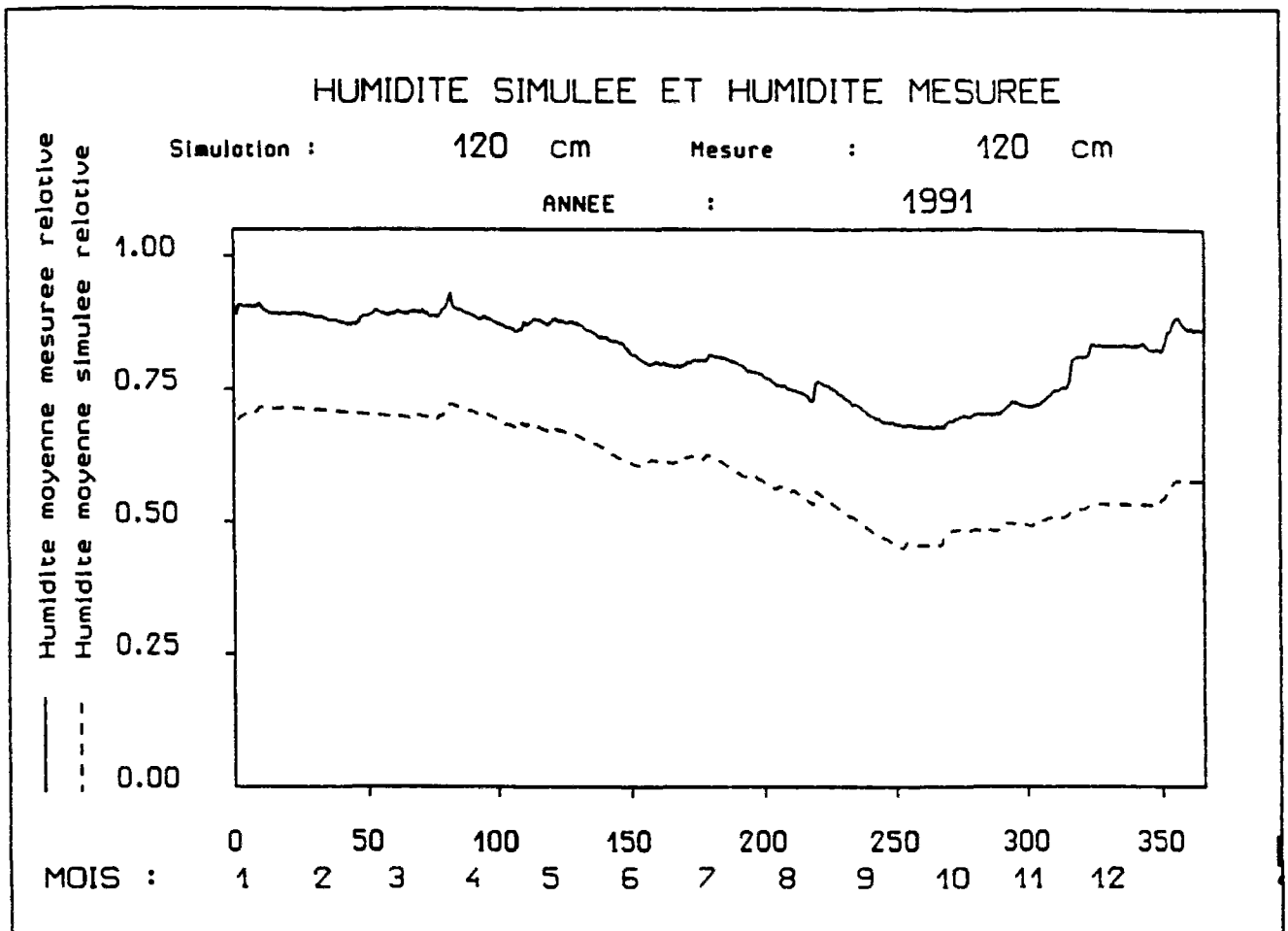

HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 10 cm Mesure : 20 cm
ANNEE : 1991
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

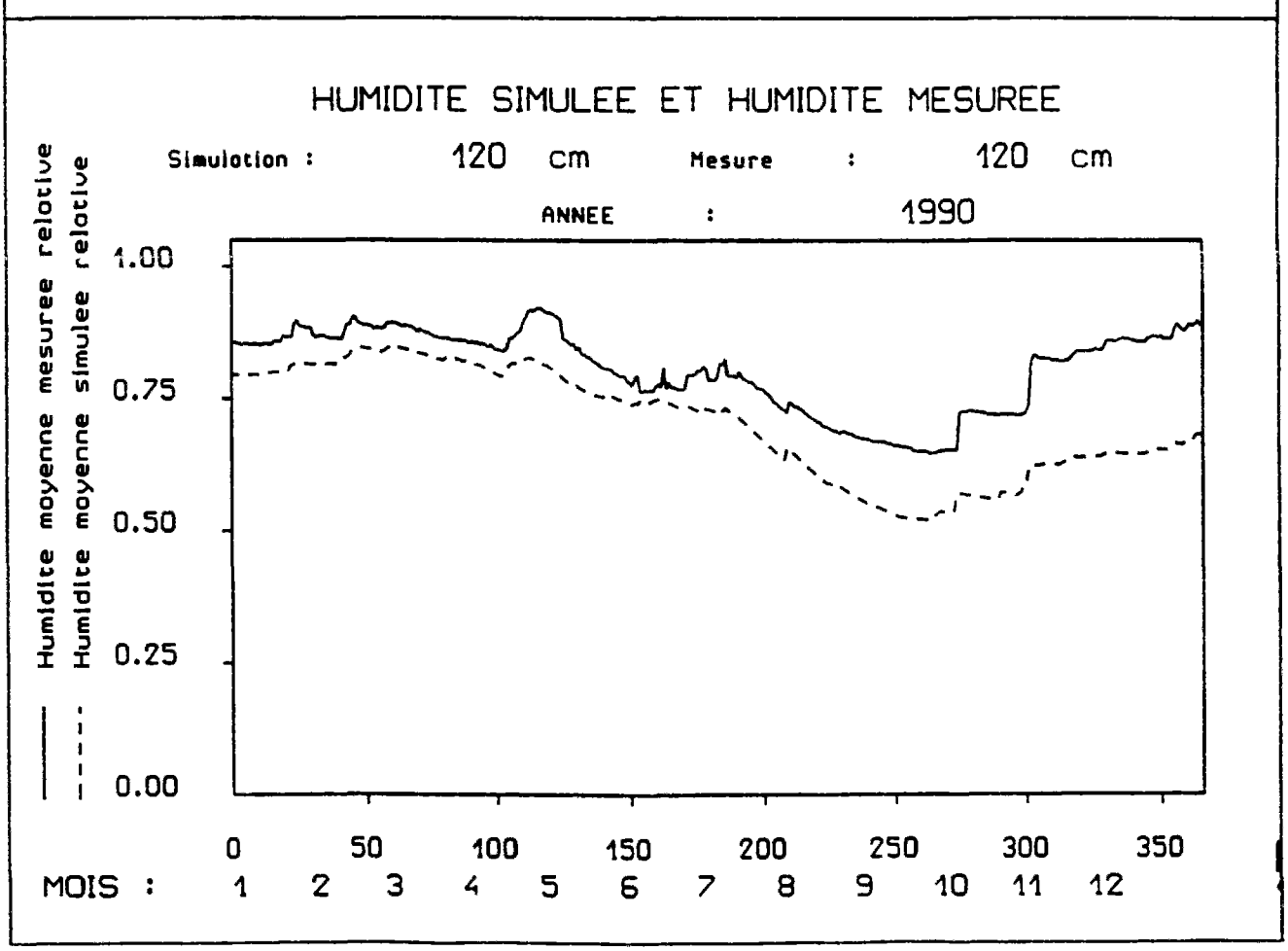

HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 10 cm Mesure : 20 cm
ANNEE : 1990
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

Graphiques des humidités globales de l'Orgeval - Schéma *"SHEM13-3"*






HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 120 cm
Mesure : 120 cm
ANNEE : 1991
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12


HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 120 cm
Mesure : 120 cm
ANNEE : 1990
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

II- 4- GROUPE III :GESTION PARALLELE DE LA PLUIE POUR LA COUCHE GLOBALE

Fiche Signalétique du Groupe III : Gestion parallèle de la pluie pour la couche globale

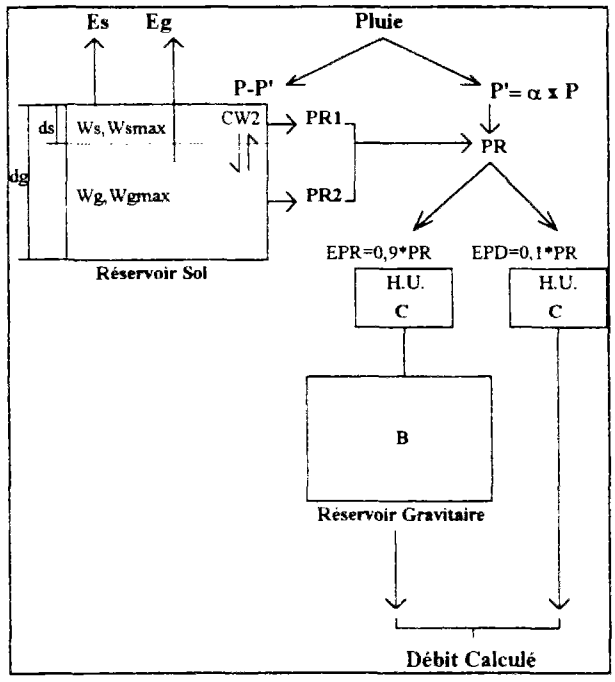
Schéma de couplage : de *"SHEM17"* à *"SHEM24"*

"SHEM17" : Ruissellement de PR1 pendant toute l'année
"SHEM18" : Infiltration de PR1 pendant toute l'année
"SHEM19" : Ruissellement hivernal et infiltration estivale de PR1.
"SHEM20" : Ruissellement partiel de PR1 pendant toute l'année
"SHEM21" : Ruissellement partiel de (β.PR1) en hiver
et Ruissellement total de PR1 en été
"SHEM22" : Ruissellement partiel de (β,PR1) en hiver
et Infiltration totale de PR1 en été
"SHEM23" : Ruissellement partiel de (β,PR1) en été
et Ruissellement total de PR1 en hiver
"SHEM24" : Ruissellement partiel de (β,PR1) en été
et Infiltration totale de PR1 en hiver

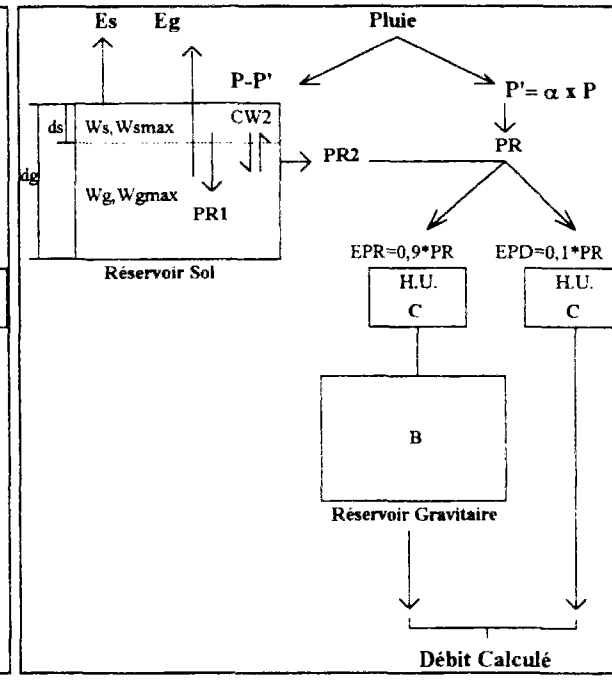
Paramètres optimisés

A8 : Pseudo-diffusivité (Calcul de CW2)
$\mathbf{W_{smax}}$: Humidité maximale de surface
$\mathbf{W_{gmax}}$: Humidité maximale globale
C : Paramètre de l'hydrogrammme unitaire
B : Pseudo-capacité maximale du réservoir gravitaire
THs : Paramètre du modèle de Thomas (Calcul de PR1
THg : Paramètre du modèle de Thomas (Calcul de PR2)
TH : Paramètre du modèle de Thomas (Calcul de PR1 et PR2)
$\mathbf{X_\beta}$: Paramètre de la gestion partielle de PR1
$\mathbf{X_\alpha}$: Paramètre de la gestion parallèle de la pluie

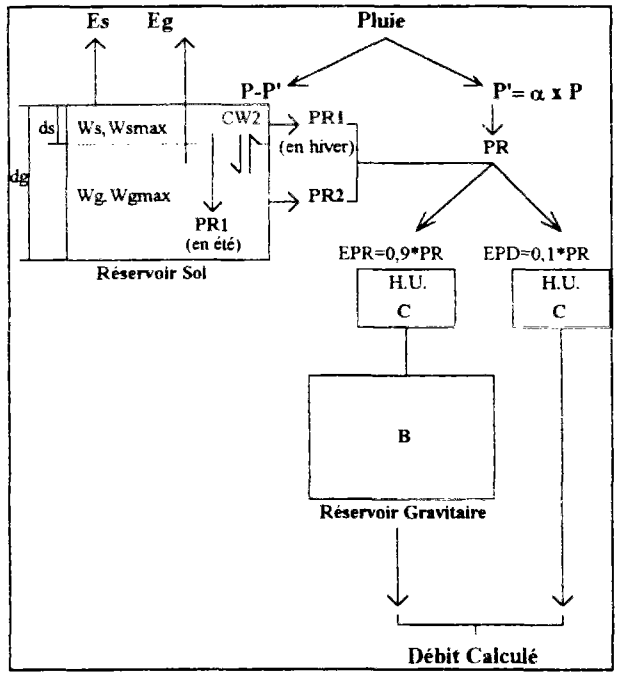
Architecture des schémas de couplage du groupe III



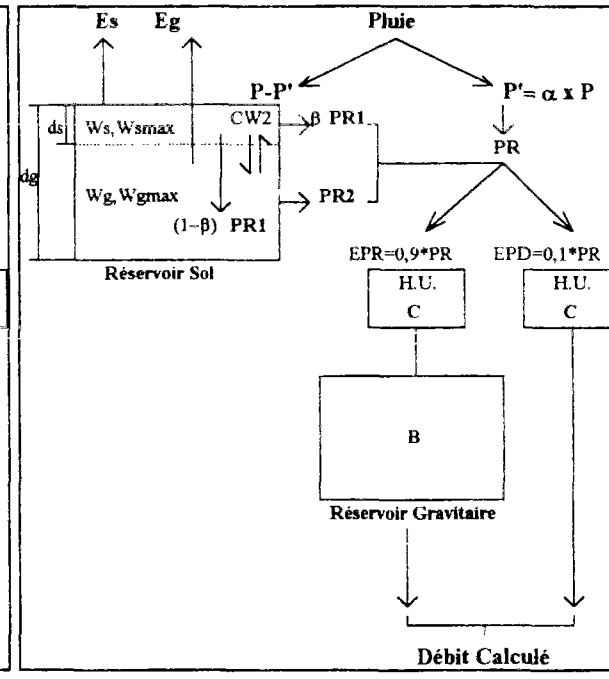
"SHEM16-1" à "SHEM16-3"



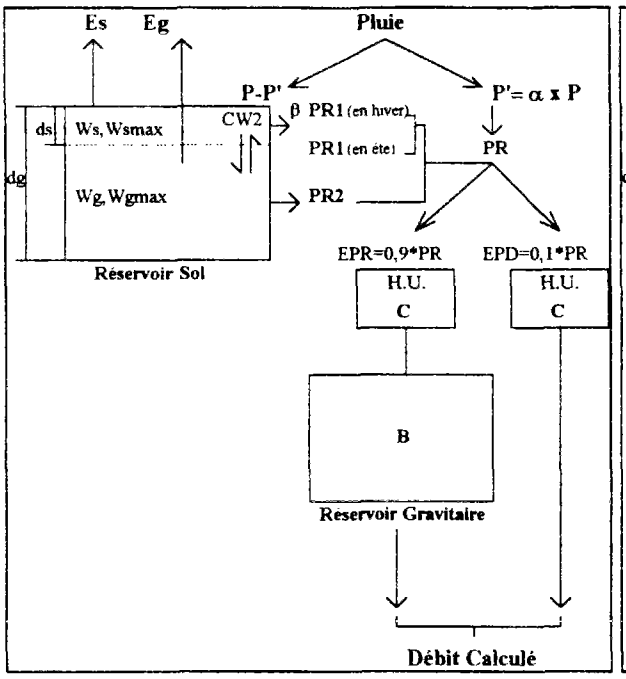
"SHEM17-1" à "SHEM17-3"



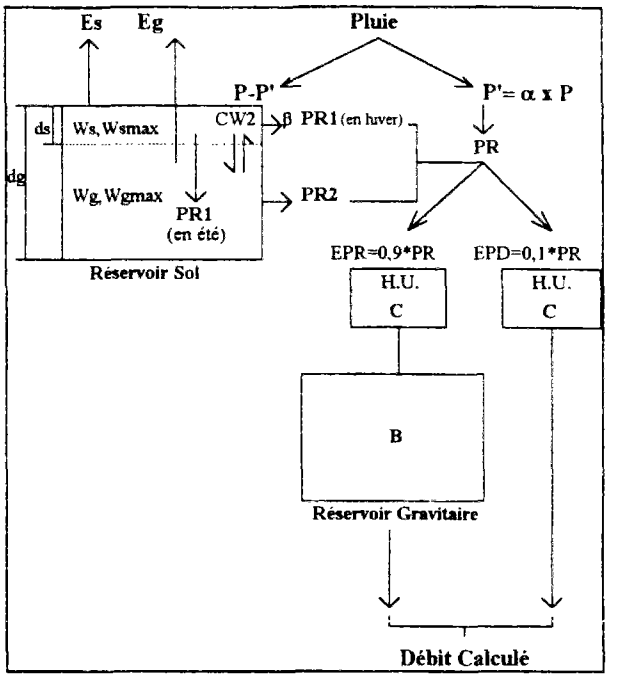
"SHEM18-1" à "SHEM18-3"



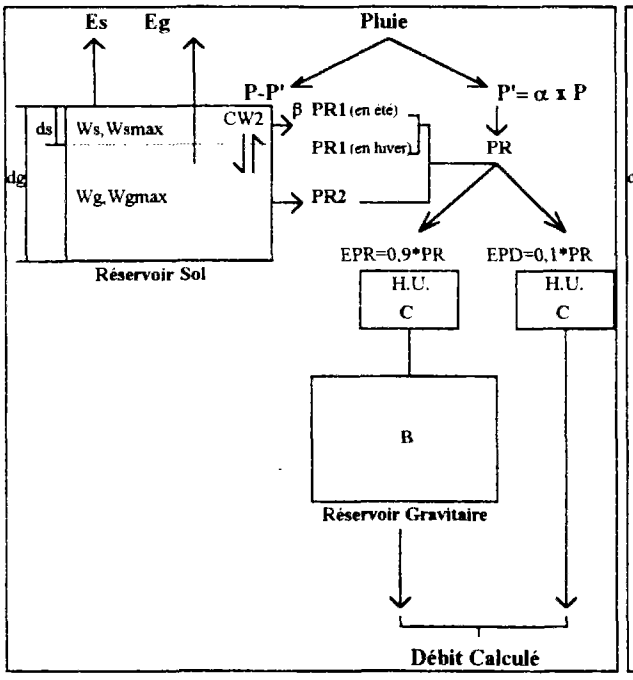
"SHEM19-1" à "SHEM19-3"



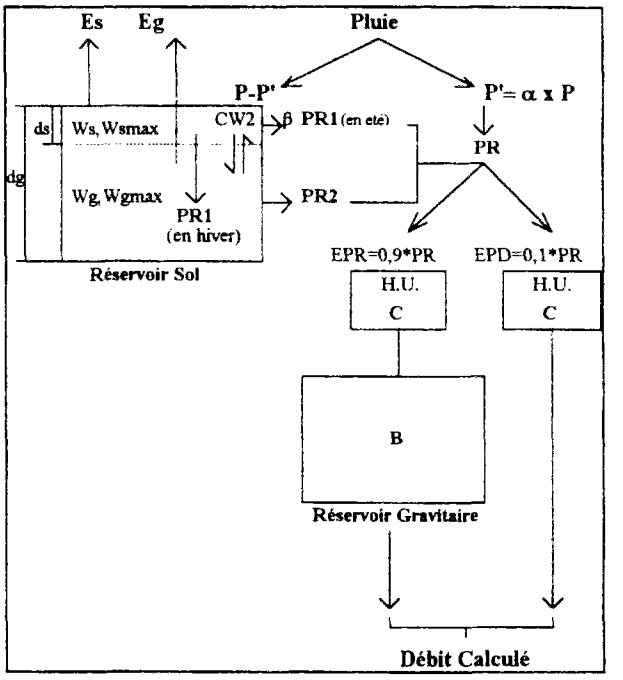
"SHEM20-1" à "SHEM20-3"



"SHEM21-1" à "SHEM21-3"



"SHEM20-1" à "SHEM20-3"



"SHEM21-1" à "SHEM21-3"

Résultats numériques de la simulation des débits de l'Orgeval

SCHEMA	Calage sur 1988-1989		Contrôle sur 1990-1991	
	Nash %	E.Bilan %	Nash %	E.Bilan %
"SHEM17-1"	84,5	-16,3	69,0	-15,5
"SHEM17-2"	86,4	-10,7	60,3	15,5
"SHEM17-3"	74,9	-24,0	37,1	23,2
"SHEM18-1"	85,0	-21,4	82,1	-26,6
"SHEM18-2"	85,4	-6,3	65,0	15,9
"SHEM18-3"	75,1	-17,3	66,2	12,5
"SHEM19-1"	84,4	-16,4	65,4	-11,6
"SHEM19-2"	85,3	-10,6	52,1	23,6
"SHEM19-3"	71,8	-17,0	56,4	-10,8
"SHEM20-1"	85,5	-15,9	80,6	-12,1
"SHEM20-2"	87,4	-4,5	72,2	16,3
"SHEM20-3"	80,9	-18,9	79,8	-12,7
"SHEM21-1"	84,9	-16,2	75,5	-15,8
"SHEM21-2"	86,5	-10,4	55,4	23,3
"SHEM21-3"	75,2	-25,1	48,4	17,7
"SHEM22-1"	86,5	-13,0	83,5	-16,1
"SHEM22-2"	86,0	-5,1	66,2	21,8
"SHEM22-3"	84,9	-10,4	75,5	6,5
"SHEM23-1"	84,5	-16,0	67,7	-14,0
"SHEM23-2"	85,8	-10,7	51,8	24,4
"SHEM23-3"	71,7	-17,2	56,4	-10,4
"SHEM24-1"	84,0	-25,1	81,3	-35,6
"SHEM24-2"	87,4	-9,1	68,5	11,4
"SHEM24-3"	74,2	-19,7	61,8	15,1

Jeux de paramètres optimisés pour l'Orgeval

SCHEMA	A8	W_{smax}	W_{gmax}	C	B	THs	THg	X_α	X_β
"SHEM17-1"	0,041	1,000	0,287	1,18	35,52	1,000	0,9914	0,9129	-
"SHEM17-2"	0,047	1,000	0,323	1,22	32,77	1,000	0,9975	0,8975	-
"SHEM17-3"	0,014	0,997	0,171	1,12	61,56	1,000	0,9999	0,6548	-
"SHEM18-1"	0,000	1,000	0,229	1,23	32,18	0,9980	0,9961	0,9129	-
"SHEM18-2"	0,000	1,000	0,363	1,25	29,08	0,9976	0,9976	0,8665	-
"SHEM18-3"	0,000	1,000	0,162	1,09	47,46	0,9852	0,9997	0,5449	-
"SHEM19-1"	0,030	1,000	0,281	1,18	39,25	1,0000	0,9930	0,9704	-
"SHEM19-2"	0,039	1,000	0,345	1,22	33,45	1,0000	0,9972	0,9448	-
"SHEM19-3"	0,041	1,000	0,334	1,15	46,99	0,9970	0,9820	0,9999	-
"SHEM20-1"	0,004	1,000	0,273	1,22	33,78	0,9994	0,9941	1,000	1,000
"SHEM20-2"	0,002	1,000	0,338	1,23	29,67	0,9991	0,9973	1,000	1,000
"SHEM20-3"	0,000	0,721	0,218	1,19	35,87	1,000	0,9928	1,000	0,934
"SHEM21-1"	0,015	1,000	0,269	1,21	33,78	1,000	0,9999	0,933	0,847
"SHEM21-2"	0,024	1,000	0,343	1,22	33,45	1,000	0,9980	0,933	0,725
"SHEM21-3"	0,009	0,979	0,168	1,13	66,02	1,000	0,9999	0,725	0,648
"SHEM22-1"	0,001	0,8797	0,268	1,22	32,13	0,8797	0,9963	0,997	1,000
"SHEM22-2"	0,002	1,000	0,363	1,25	32,78	1,000	0,9957	1,000	1,000
"SHEM22-3"	0,000	1,000	0,336	1,23	29,08	1,000	0,9885	1,000	0,731
"SHEM23-1"	0,037	1,000	0,289	1,18	36,59	1,000	0,9916	0,918	1,000
"SHEM23-2"	0,039	1,000	0,347	1,22	32,78	1,000	0,9972	0,946	1,000
"SHEM23-3"	0,041	1,000	0,343	1,15	46,52	0,9971	0,9811	1,000	1,000
"SHEM24-1"	0,007	1,000	0,214	1,22	36,60	1,000	0,9967	0,928	1,000
"SHEM24-2"	0,013	0,995	0,295	1,25	29,67	0,9929	0,9996	0,848	1,000
"SHEM24-3"	0,037	1,000	0,168	1,08	51,42	1,000	0,9998	0,615	1,000

Corrélations linéaires de l'état hydrique de l'Orgeval

SCHEMA	CORRELATION DES Ws				CORRELATION DES Wg			
	A	B	R	Estd	A	B	R	Estd
"SHEM17-1"	0,290	0,390	0,410	16,28	-1,342	2,005	0,914	7,76
"SHEM17-2"	0,417	0,143	0,167	15,87	-1,628	2,453	0,982	4,17
"SHEM17-3"	0,114	0,729	0,926	17,12	-2,027	3,053	0,858	15,95
"SHEM18-1"	0,171	0,679	0,570	18,35	-1,471	2,233	0,876	10,72
"SHEM18-2"	0,250	0,611	0,558	17,06	-1,588	2,391	0,979	4,30
"SHEM18-3"	0,066	0,658	0,653	14,30	-2,082	3,104	0,860	16,13
"SHEM19-1"	0,293	0,405	0,406	17,09	-1,401	2,093	0,916	8,01
"SHEM19-2"	0,420	0,151	0,175	16,01	-1,586	2,395	0,983	3,92
"SHEM19-3"	0,275	0,439	0,483	14,94	-1,173	1,749	0,917	6,64
"SHEM20-1"	0,241	0,602	0,526	18,27	-1,377	2,080	0,902	8,73
"SHEM20-2"	0,317	0,528	0,489	17,69	-1,516	2,282	0,974	4,68
"SHEM20-3"	0,344	0,639	0,536	18,90	-1,397	2,136	0,867	10,71
"SHEM21-1"	0,265	0,490	0,457	17,90	-1,402	2,106	0,906	8,62
"SHEM21-2"	0,399	0,240	0,258	16,87	-1,633	2,464	0,982	4,14
"SHEM21-3"	0,106	0,786	0,641	17,67	-1,980	2,998	0,852	16,12
"SHEM22-1"	0,253	0,657	0,555	18,46	-1,375	2,071	0,908	8,35
"SHEM22-2"	0,332	0,545	0,495	17,95	-1,482	2,239	0,978	4,20
"SHEM22-3"	0,219	0,807	0,695	15,66	-1,194	1,814	0,931	6,22
"SHEM23-1"	0,290	0,396	0,412	16,44	-1,355	2,022	0,917	7,70
"SHEM23-2"	0,420	0,150	0,173	16,03	-1,591	2,401	0,983	3,92
"SHEM23-3"	0,279	0,436	0,480	14,93	-1,142	1,703	0,917	6,47
"SHEM24-1"	0,230	0,558	0,472	19,55	-1,481	2,265	0,870	11,22
"SHEM24-2"	0,338	0,276	0,288	17,22	-1,828	2,747	0,978	5,08
"SHEM24-3"	0,146	0,606	0,575	16,19	-2,040	3,067	0,860	15,90

Corrélation linéaire : Y = A + B.X

A et B : Constantes de la corrélation linéaires

R : Coefficient de détermination de la corrélation linéaire

Estd : Erreur standard de la corrélation linéaire

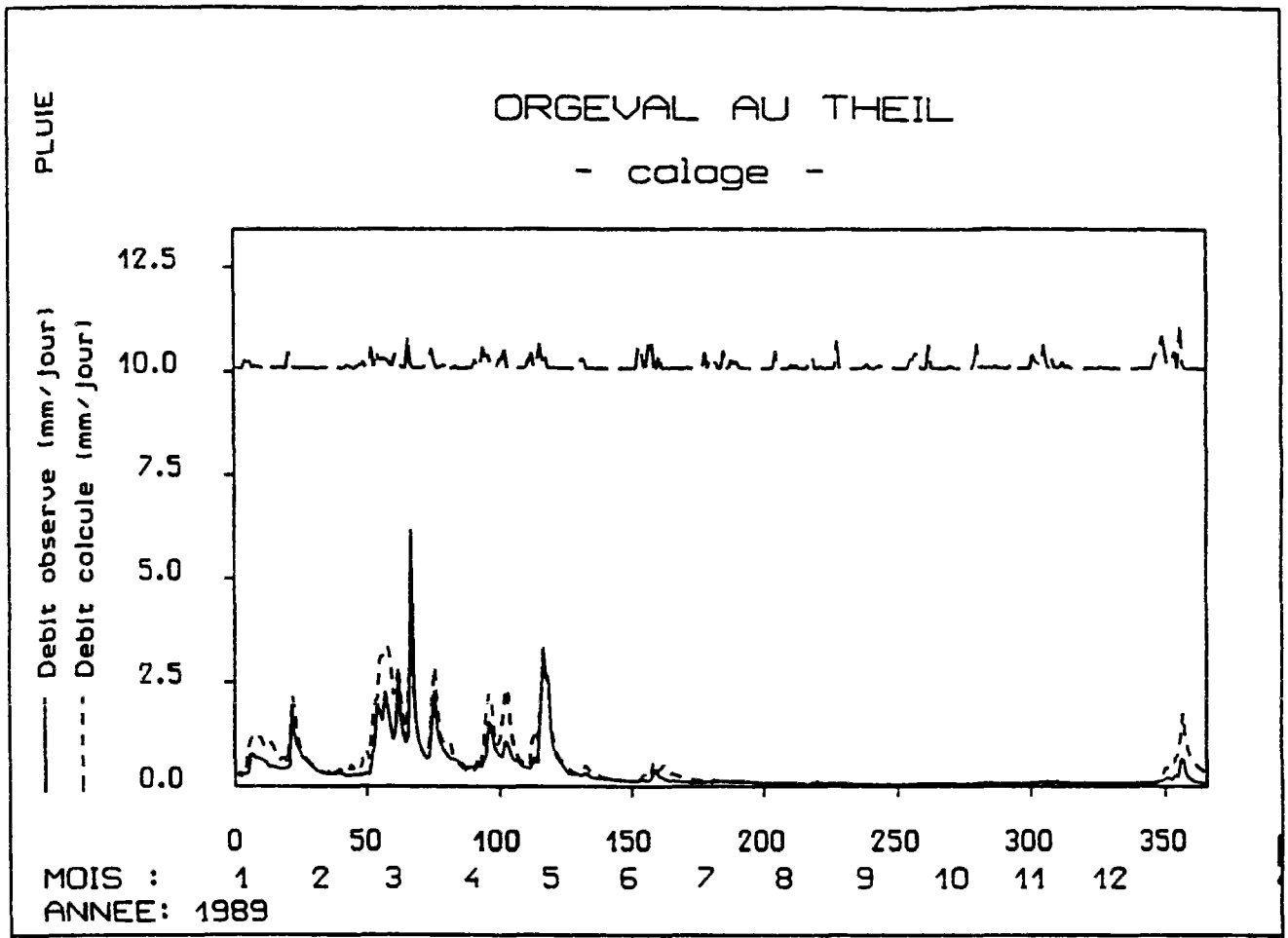
Y : Humidité simulée (de surface ou globale)

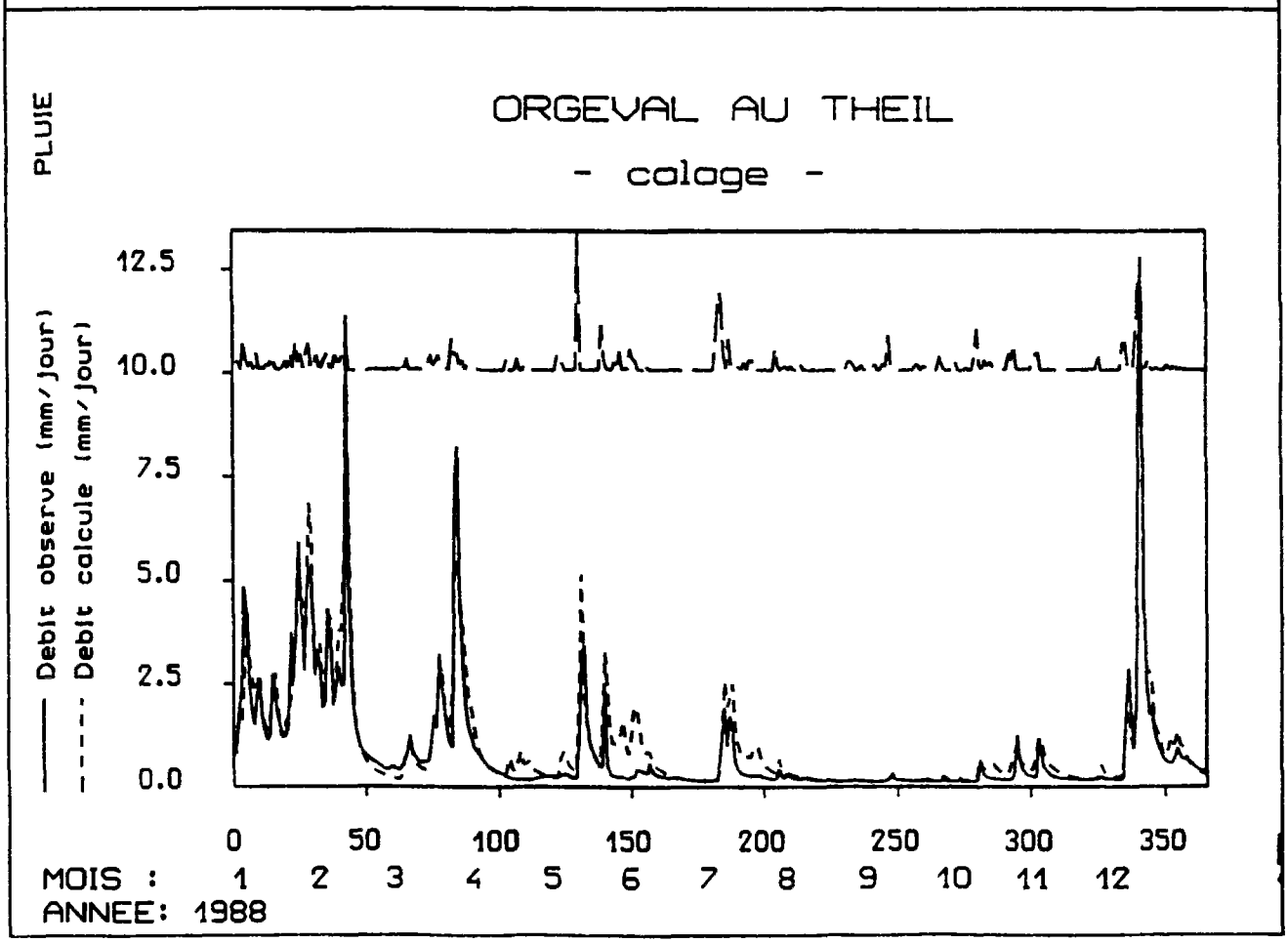
X : Humidité mesurée (0-20 cm pour la couche de surface ou 0-120 cm pour la couche globale)

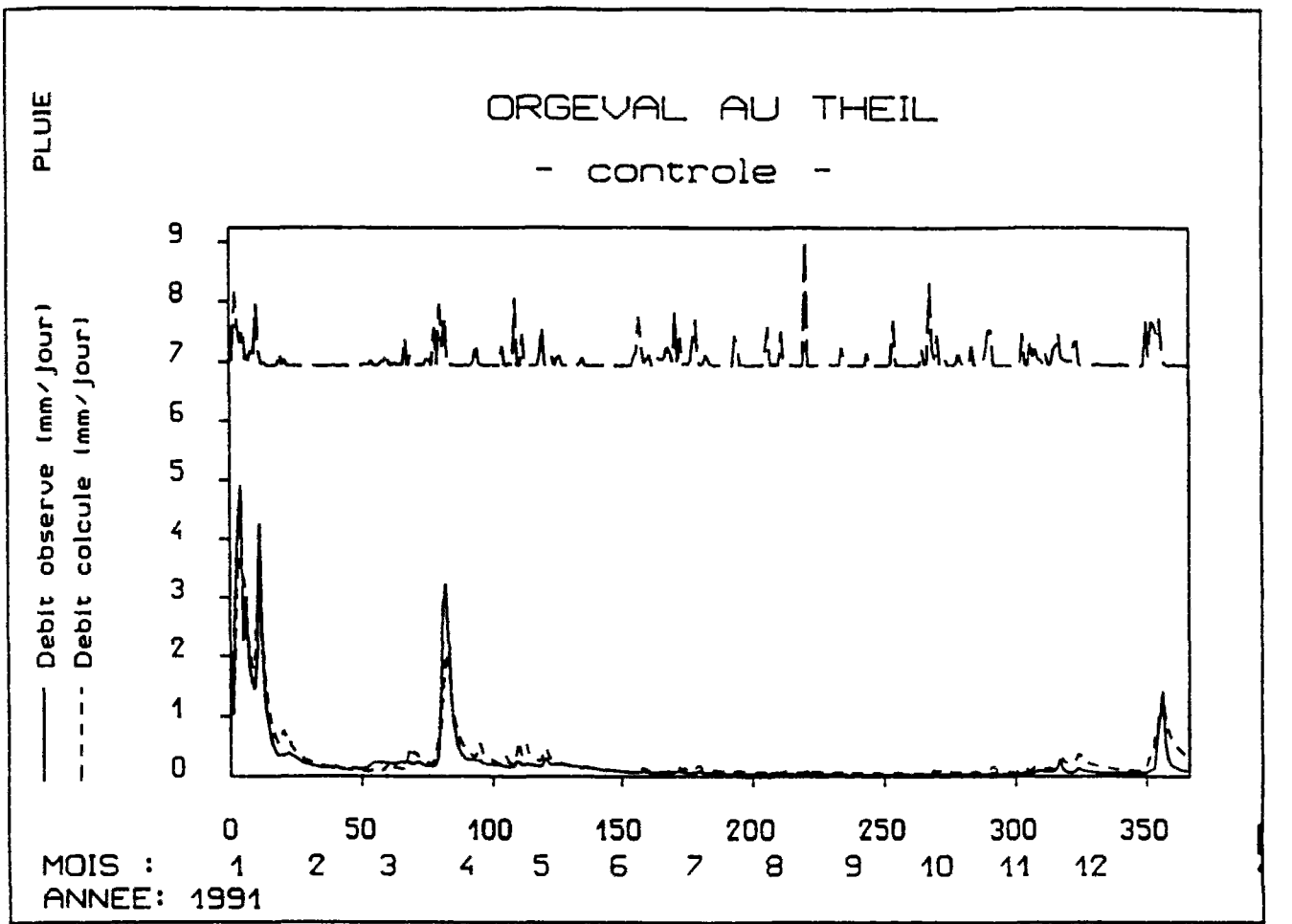
Ws : Humidité de surface

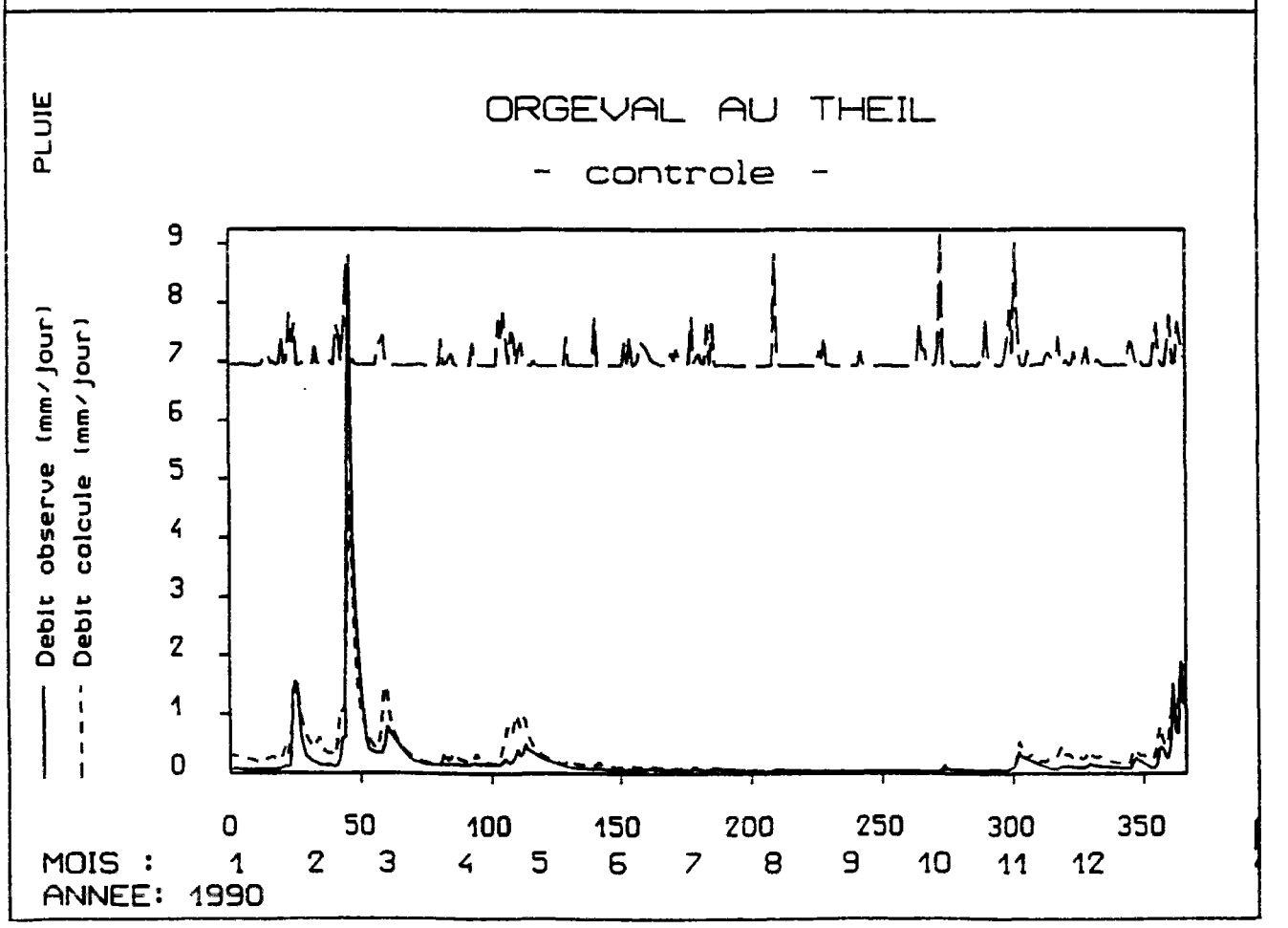
Wg : Humidité globale

Graphiques des débits de l'Orgeval - Schéma *"SHEM18-1"*

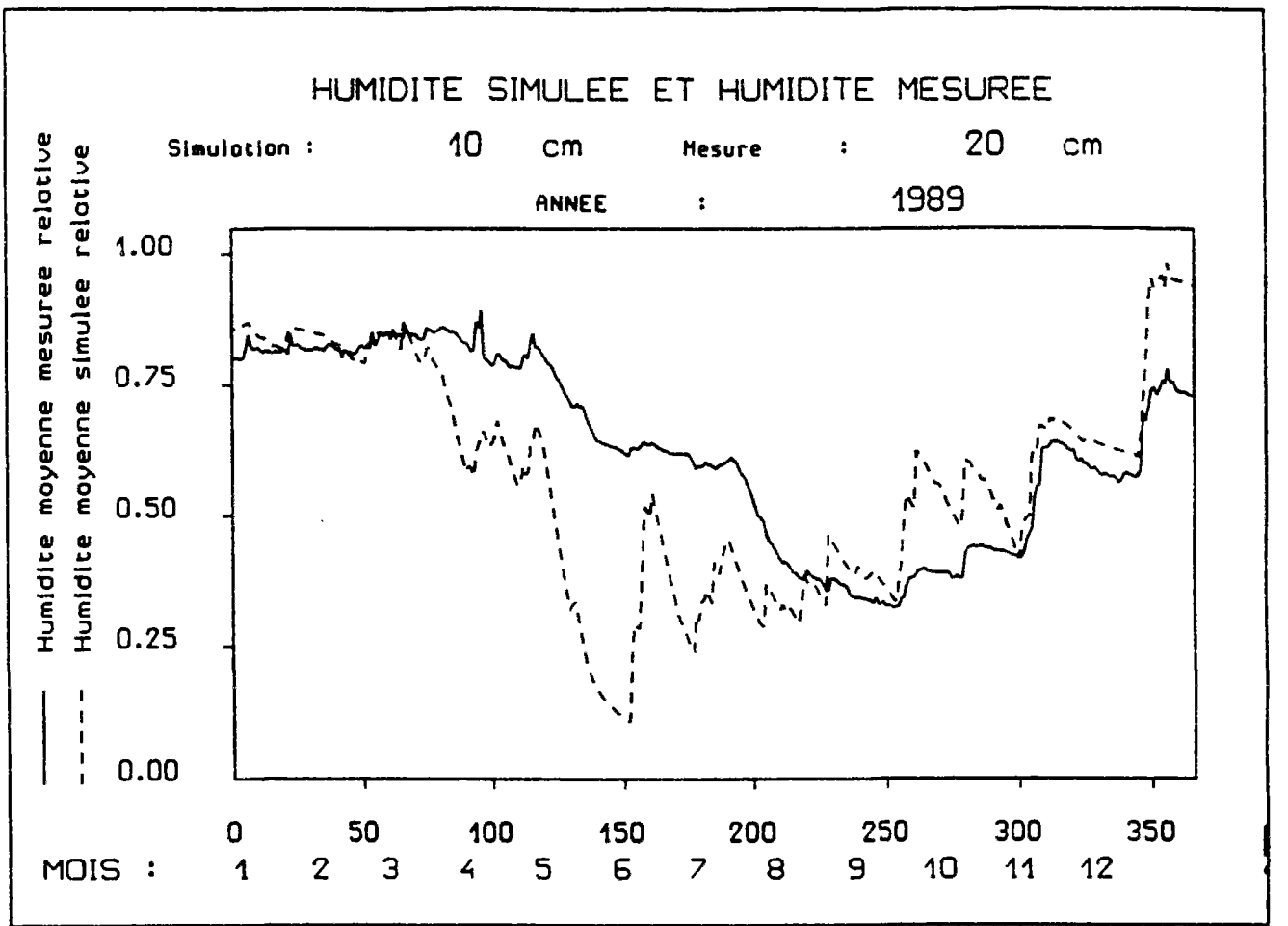


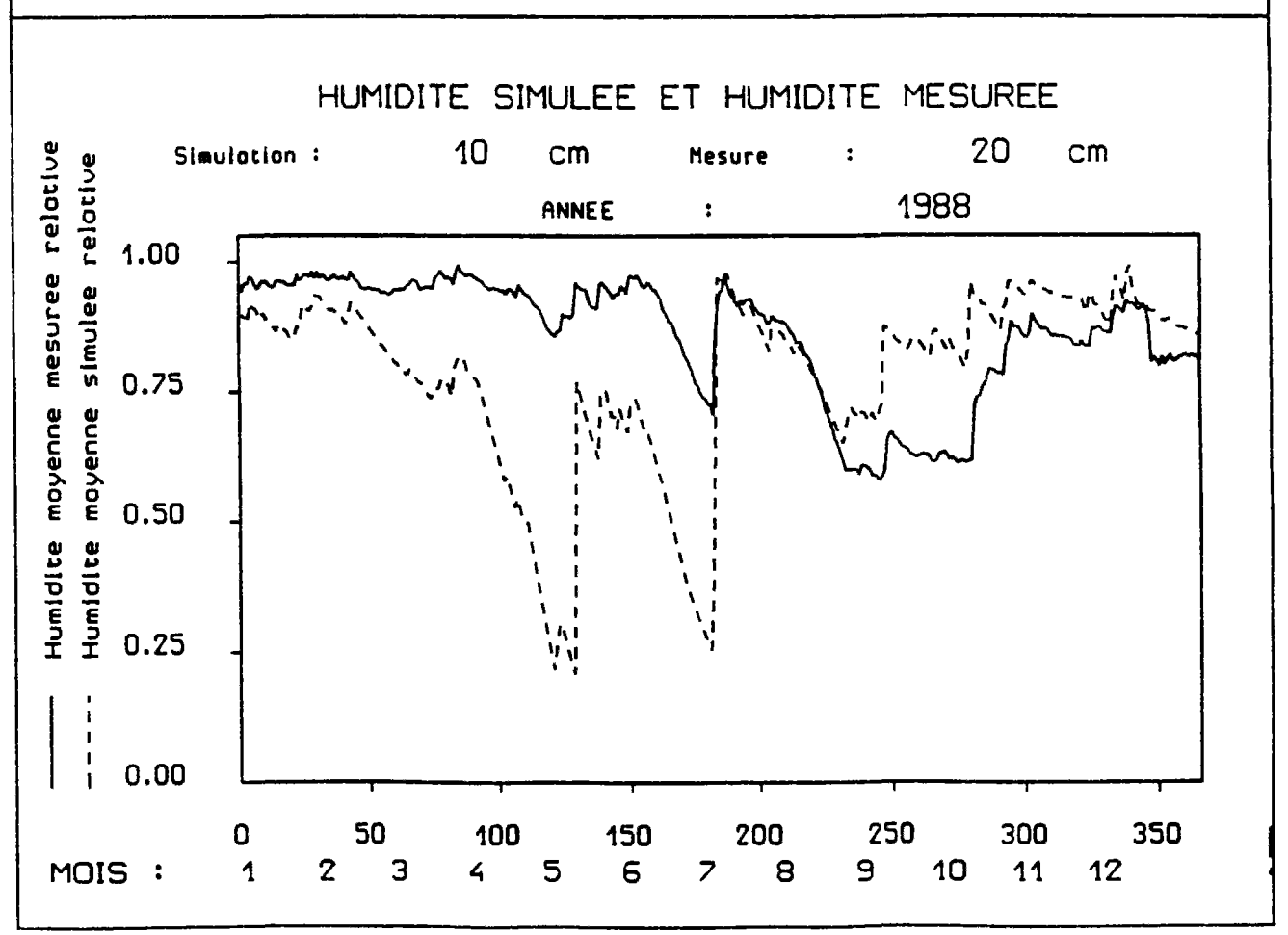


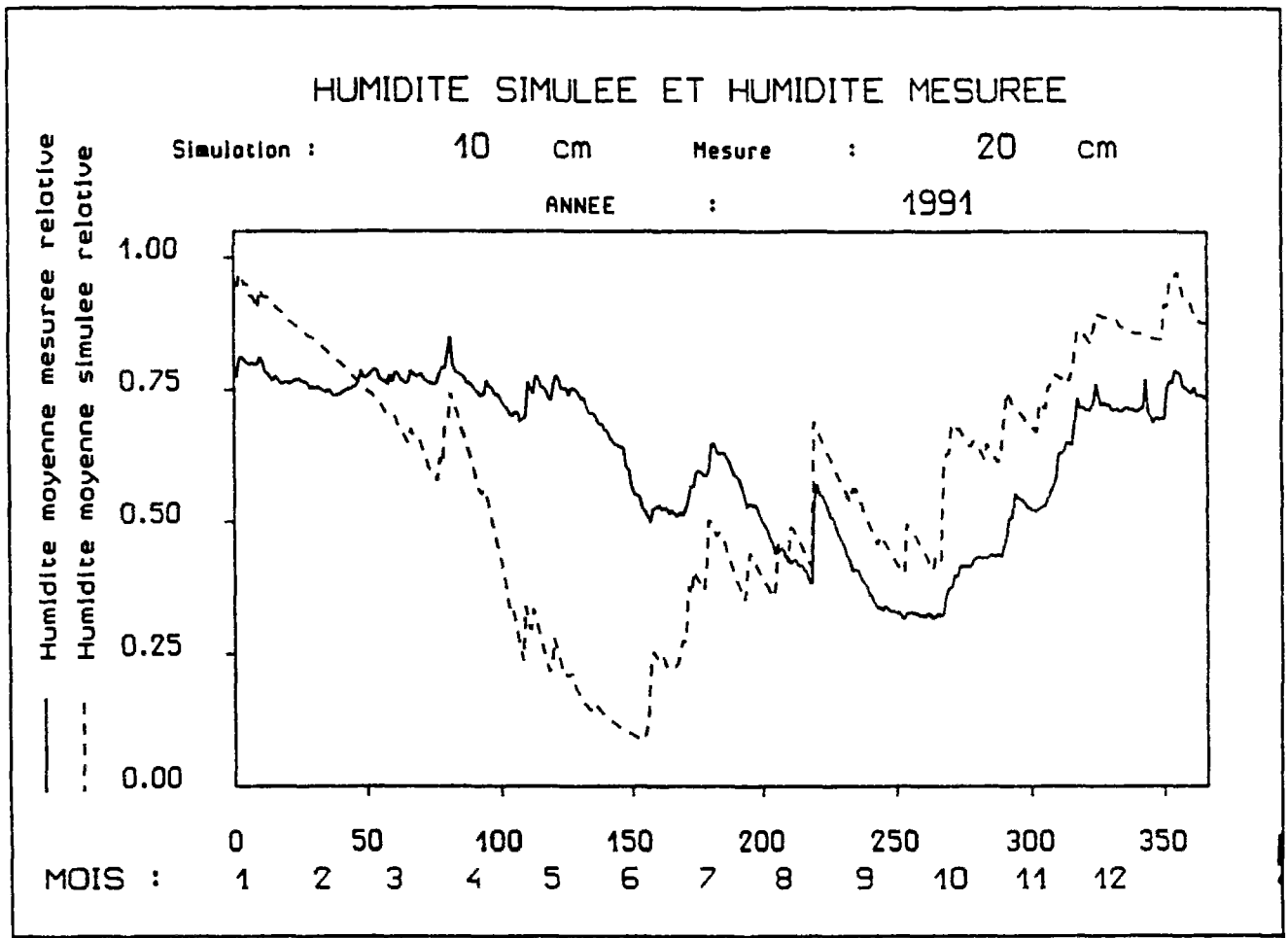

ORGEVAL AU THEIL
- controle -
PLUIE
Debit observe (mm/jour)
Debit calcule (mm/jour)
9
8
7
6
5
4
3
2
1
0
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
ANNEE: 1991

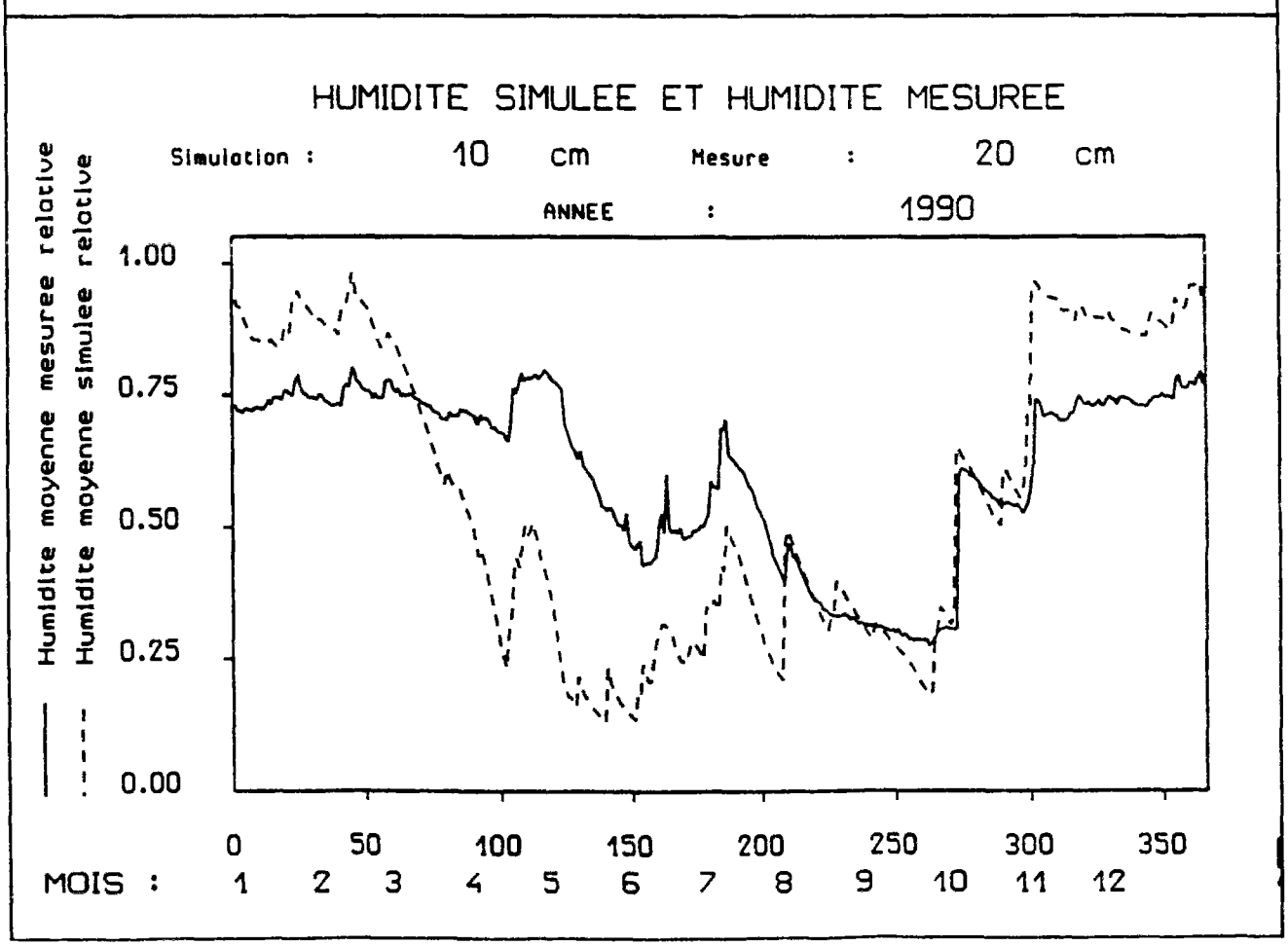

ORGEVAL AU THEIL
- controle -
PLUIE
Debit observe (mm/jour)
Debit calcule (mm/jour)
9
8
7
6
5
4
3
2
1
0
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
ANNEE: 1990

Graphiques des humidités de surface de l'Orgeval - Schéma *"SHEM18-1"*

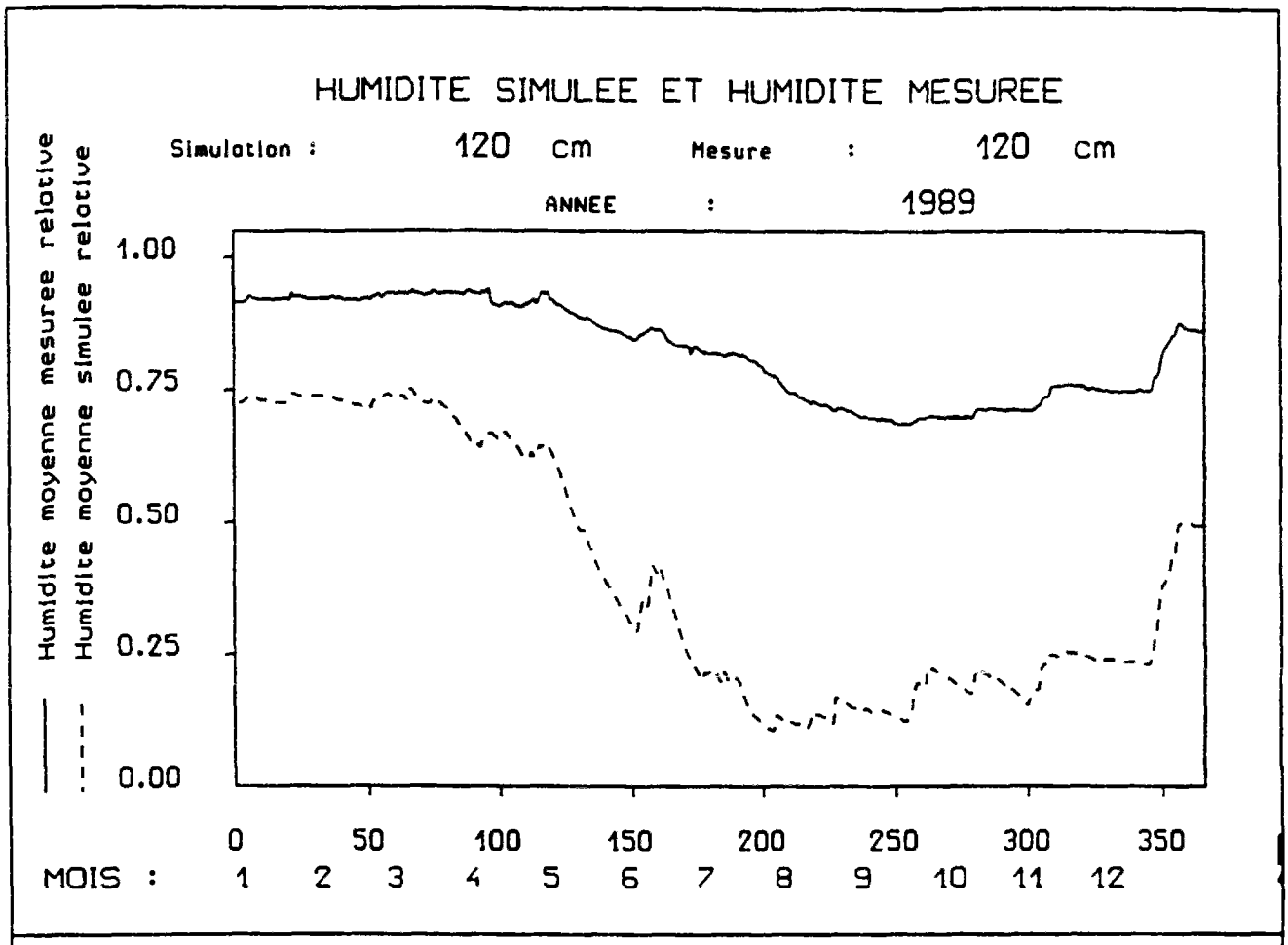


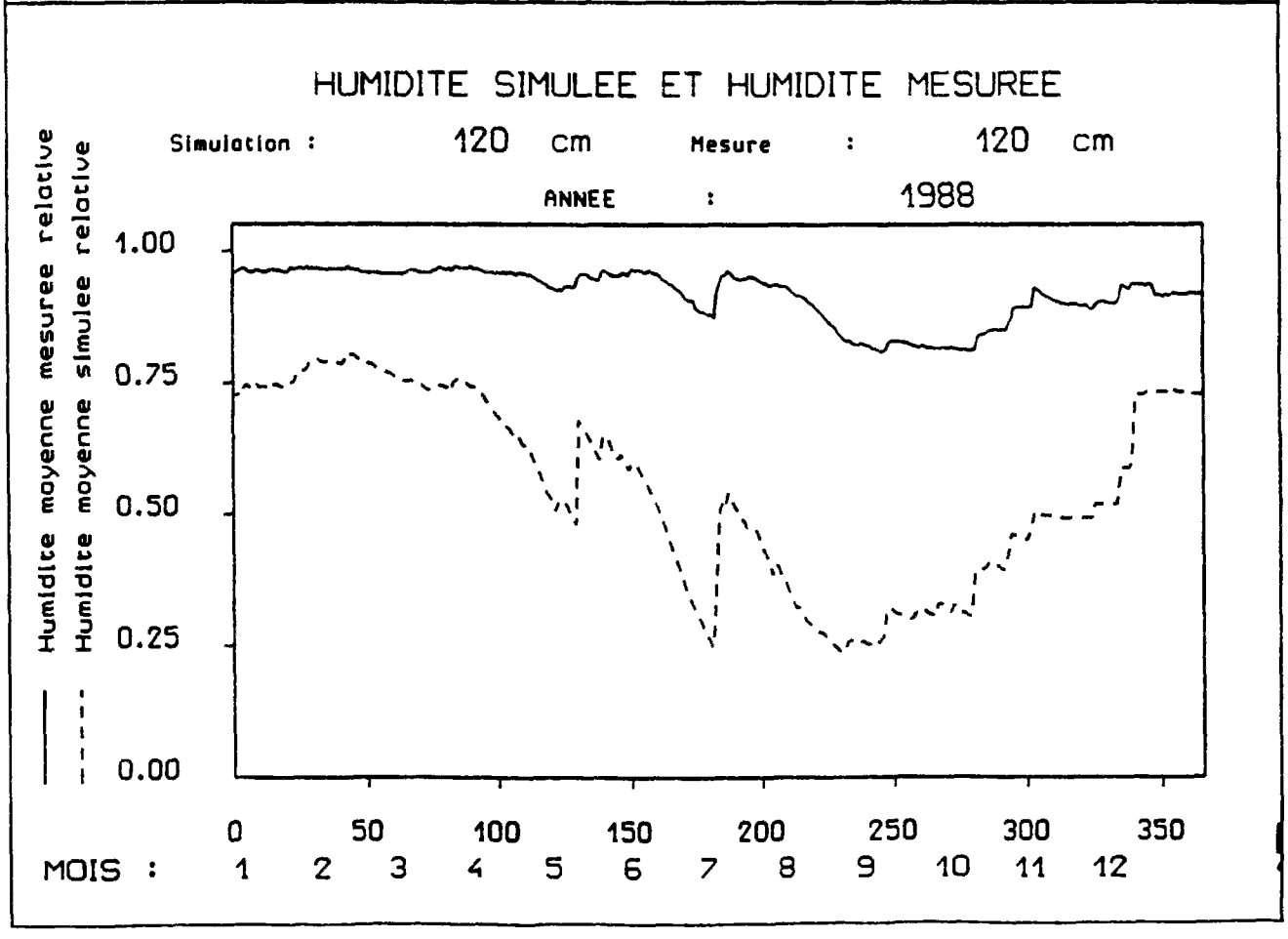


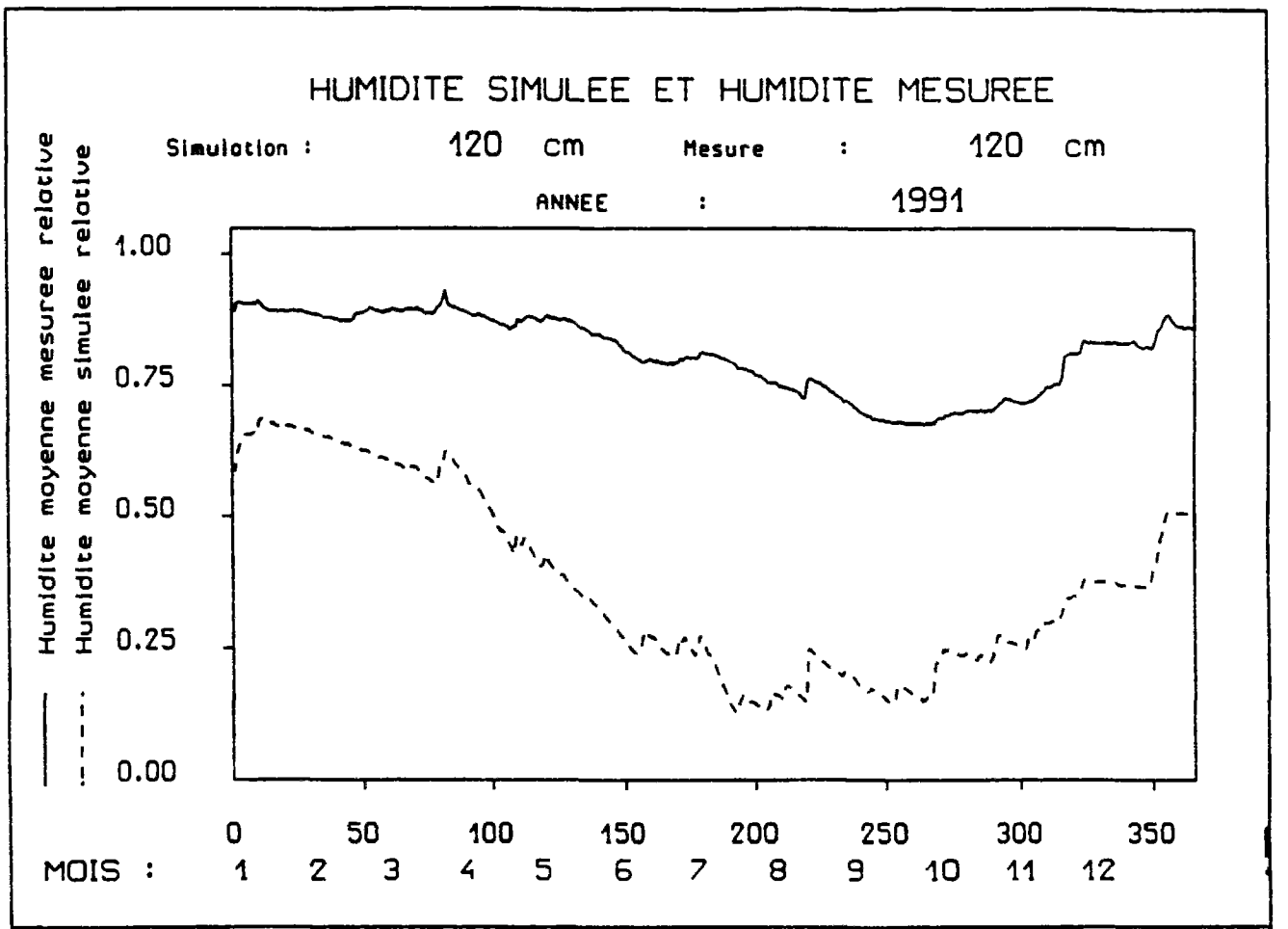

HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 10 cm Mesure : 20 cm
ANNEE : 1991
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

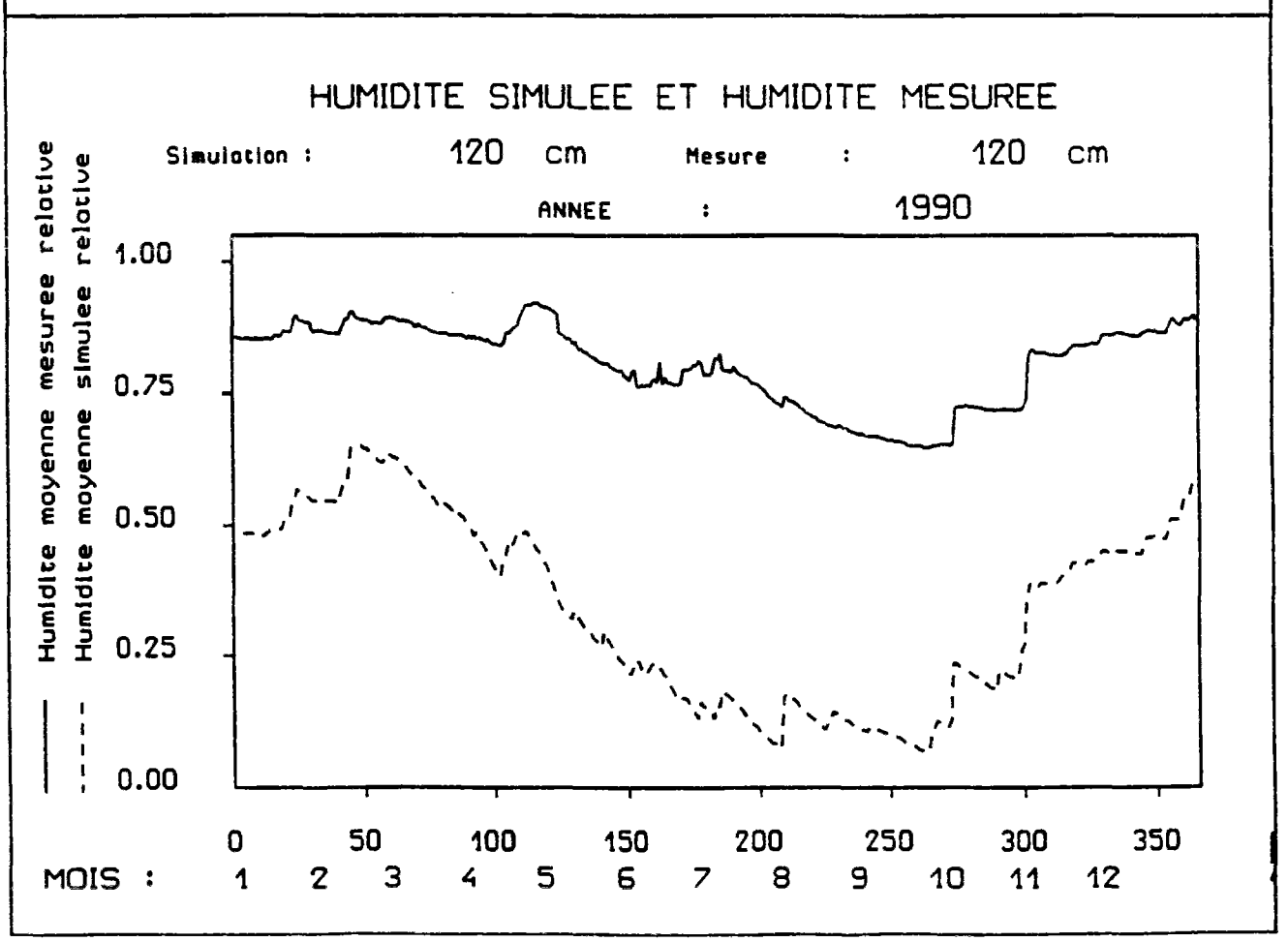

HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 10 cm Mesure : 20 cm
ANNEE : 1990
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

Graphiques des humidités globales de l'Orgeval - Schéma *"SHEM18-1"*

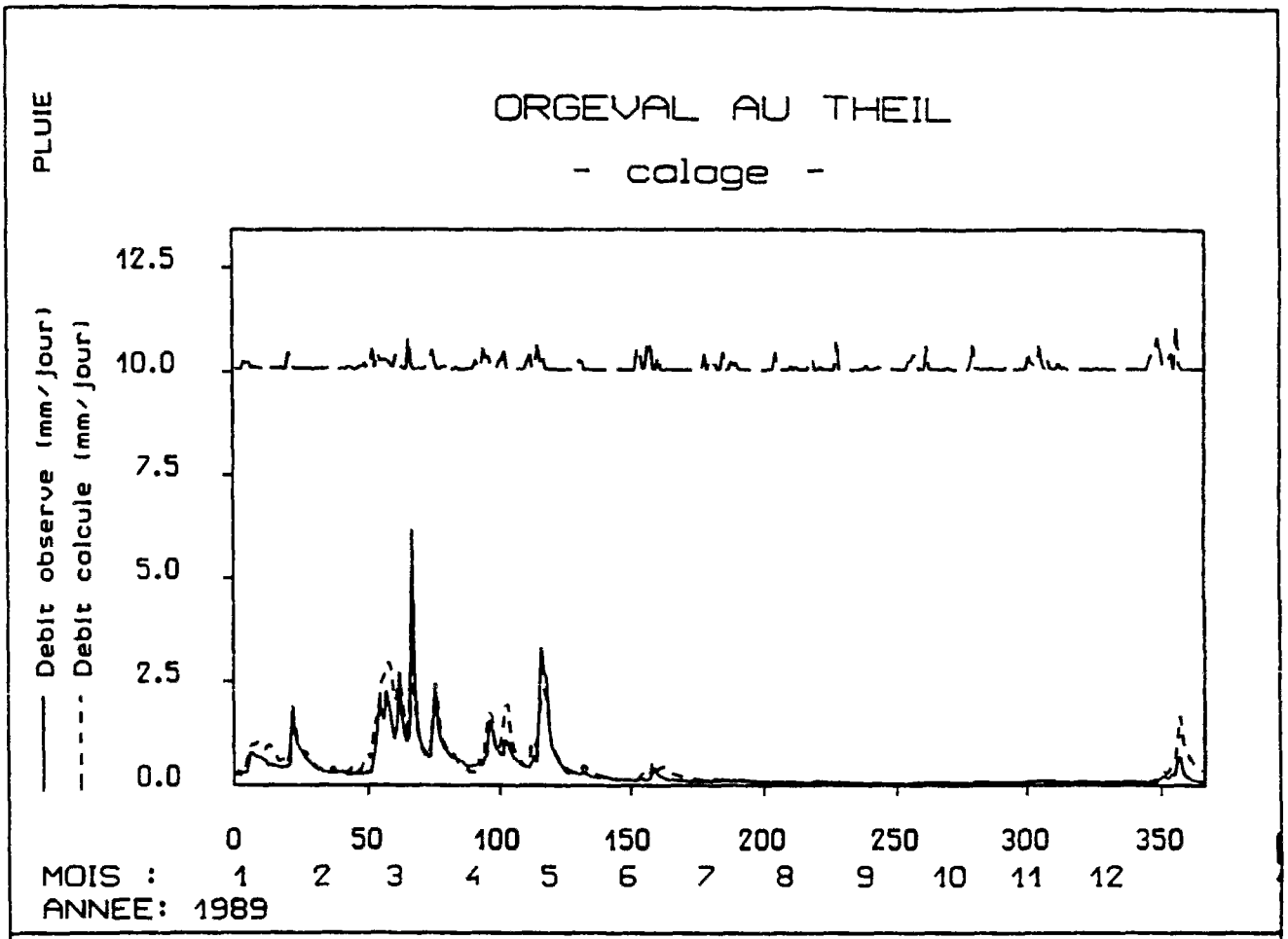


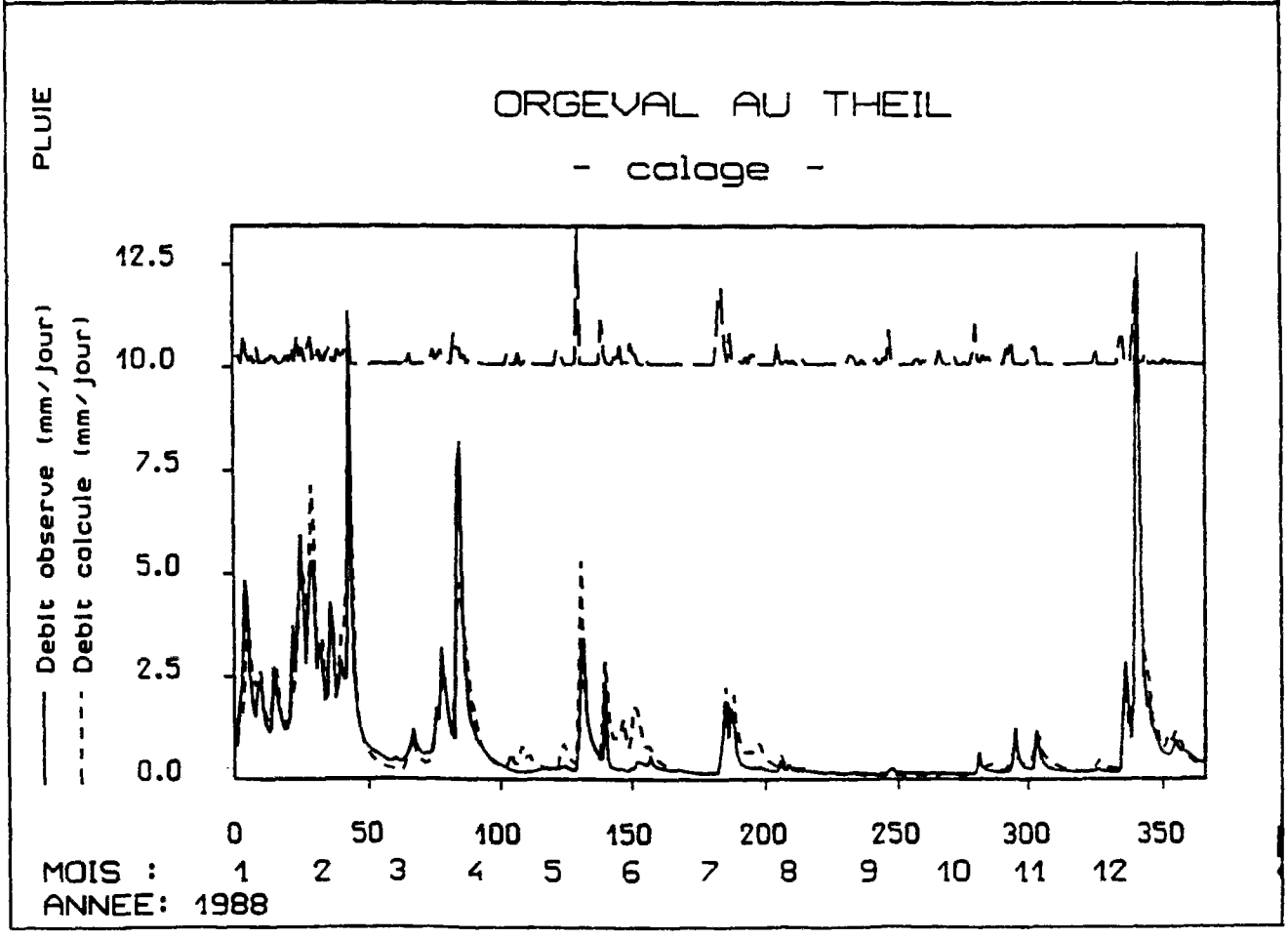


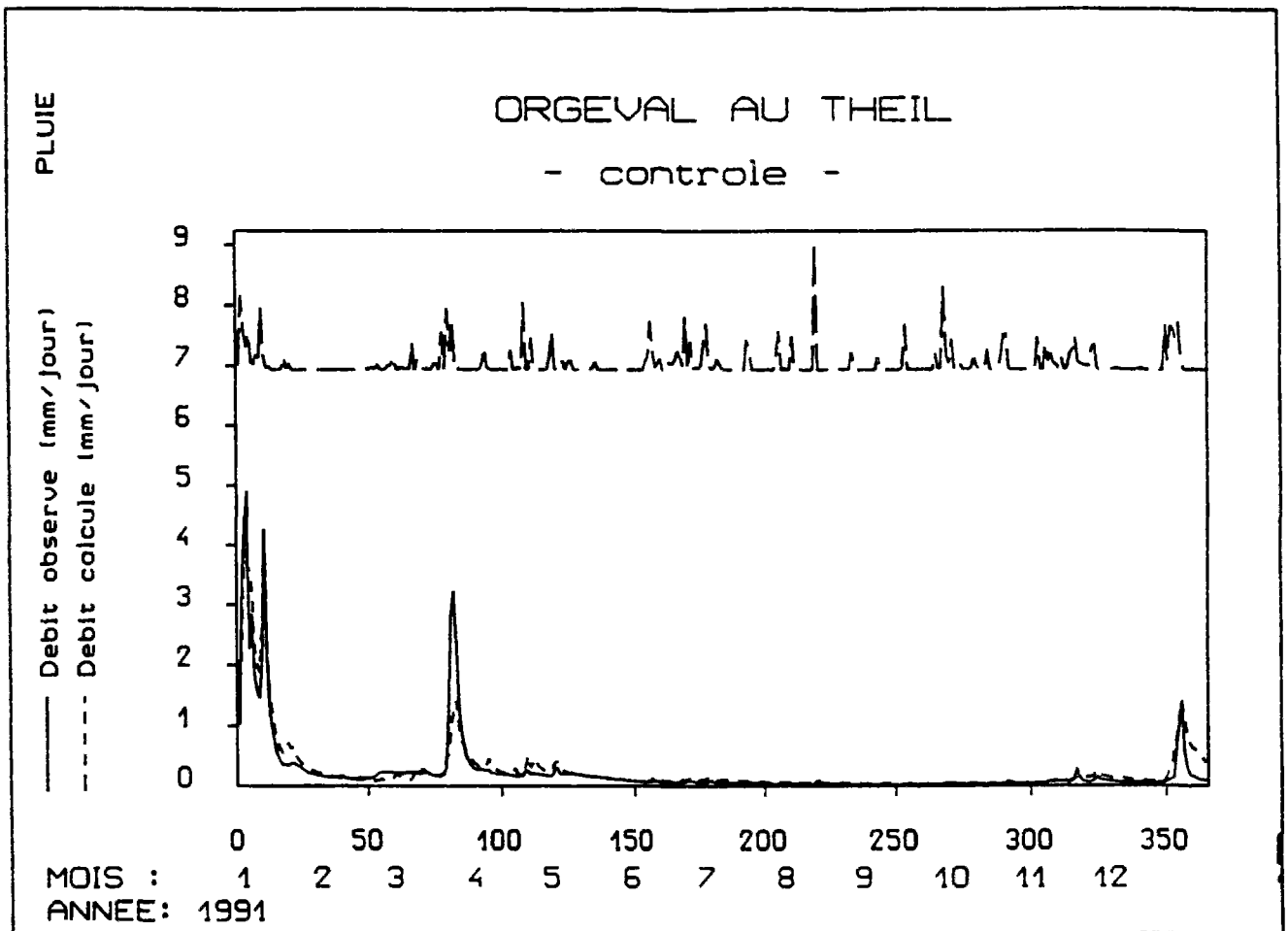

HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 120 cm Mesure : 120 cm
ANNEE : 1991
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

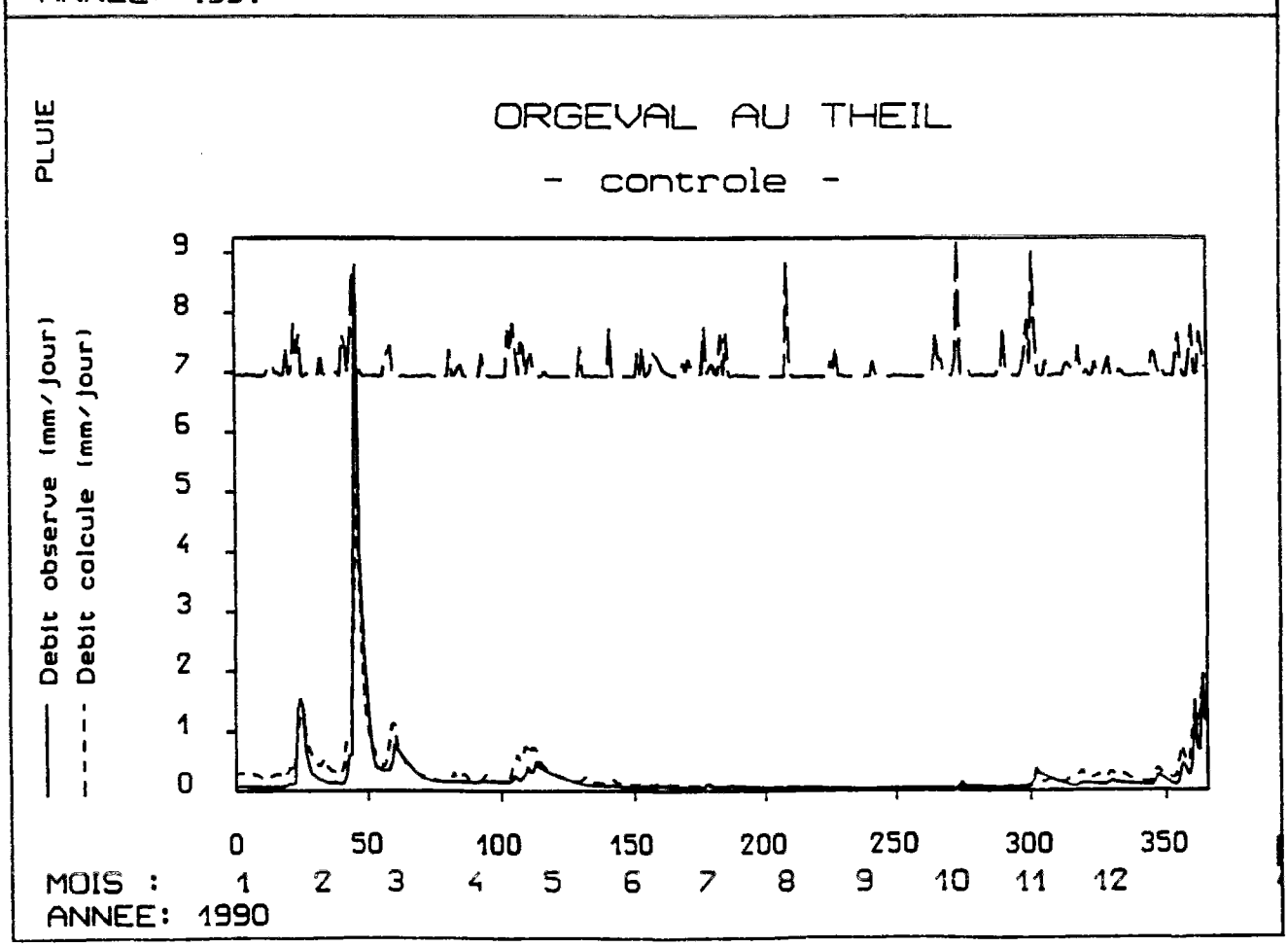

HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 120 cm Mesure : 120 cm
ANNEE : 1990
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

Graphiques des débits de l'Orgeval - Schéma *"SHEM22-1"*

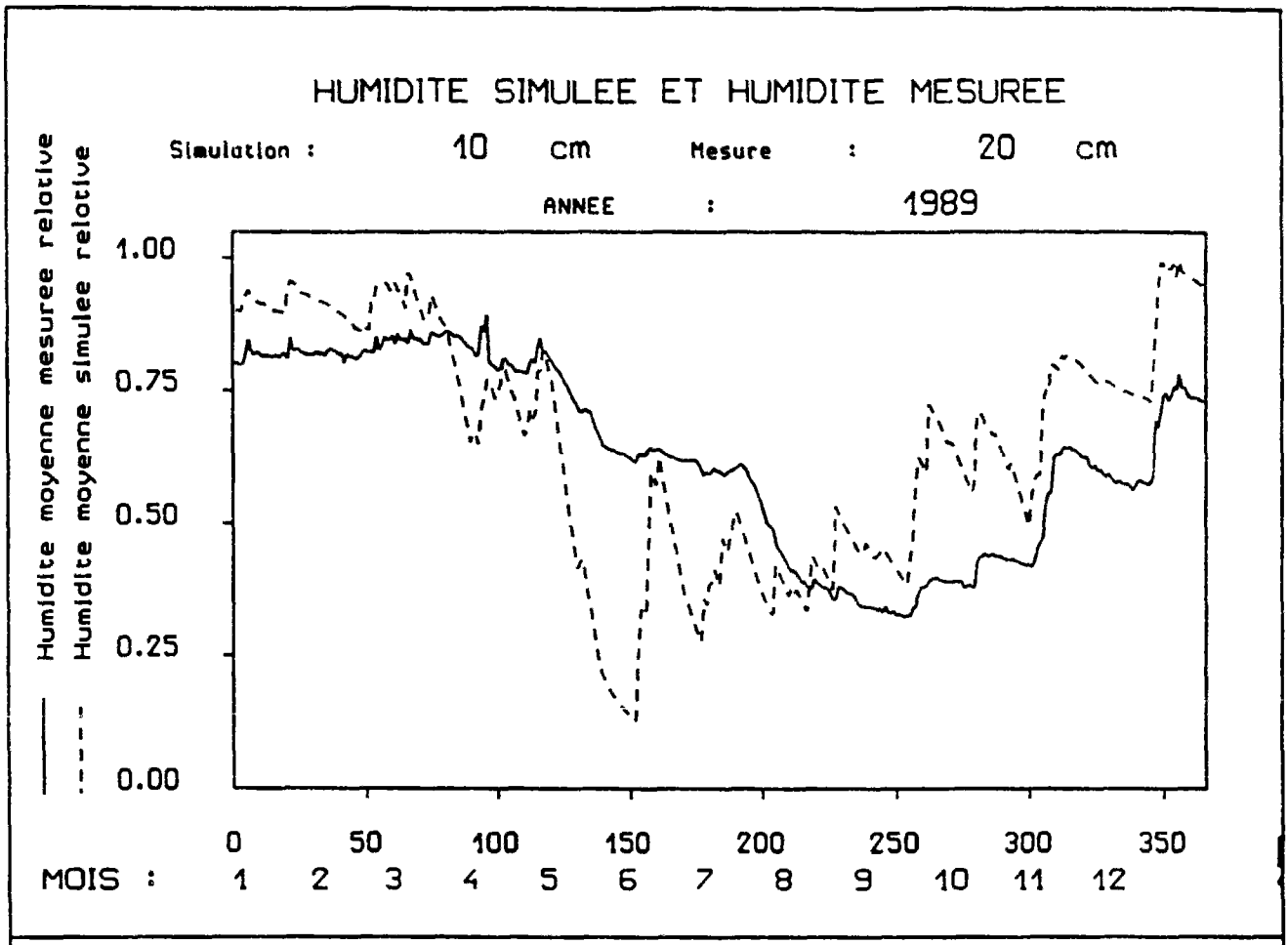


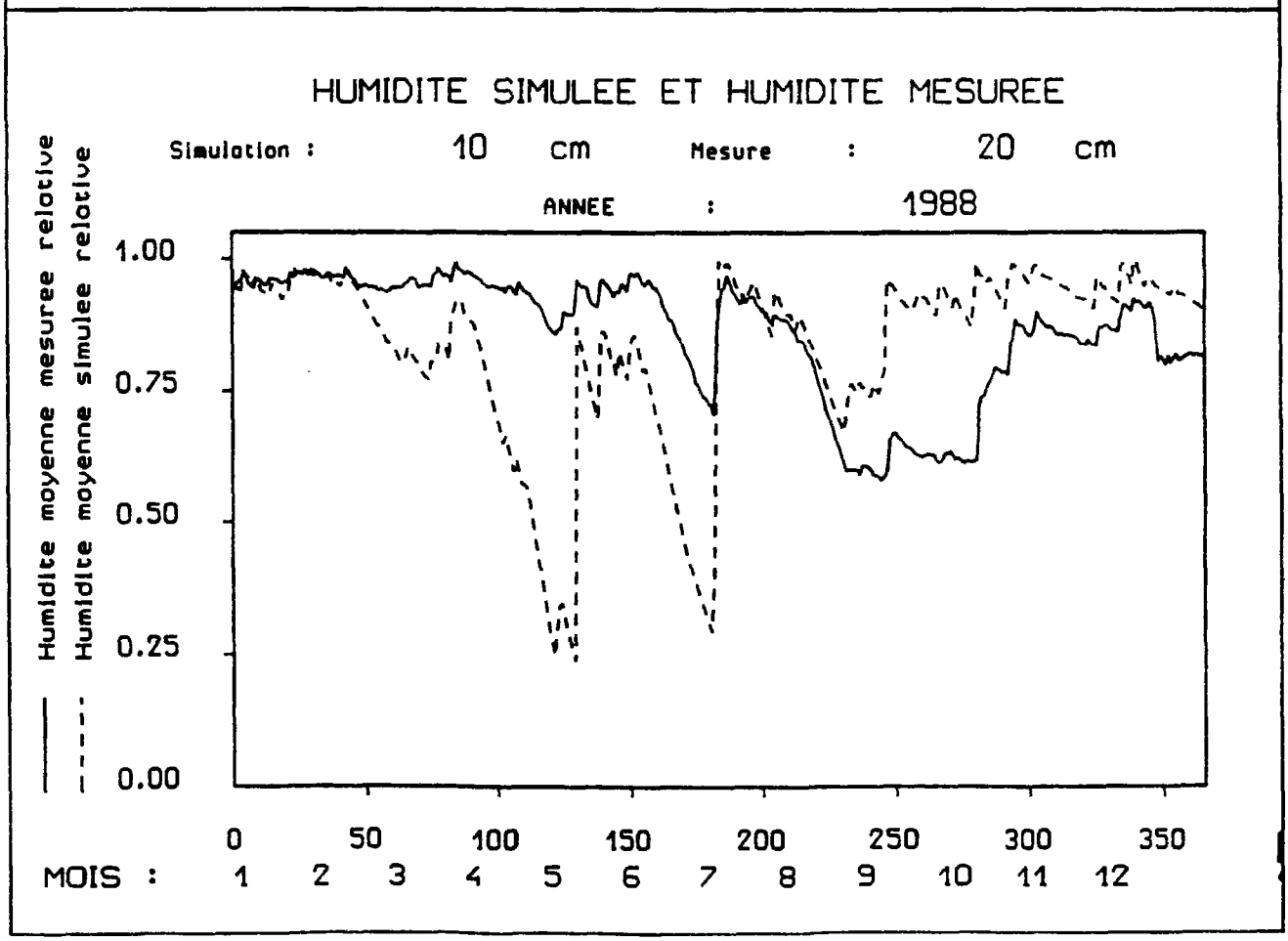


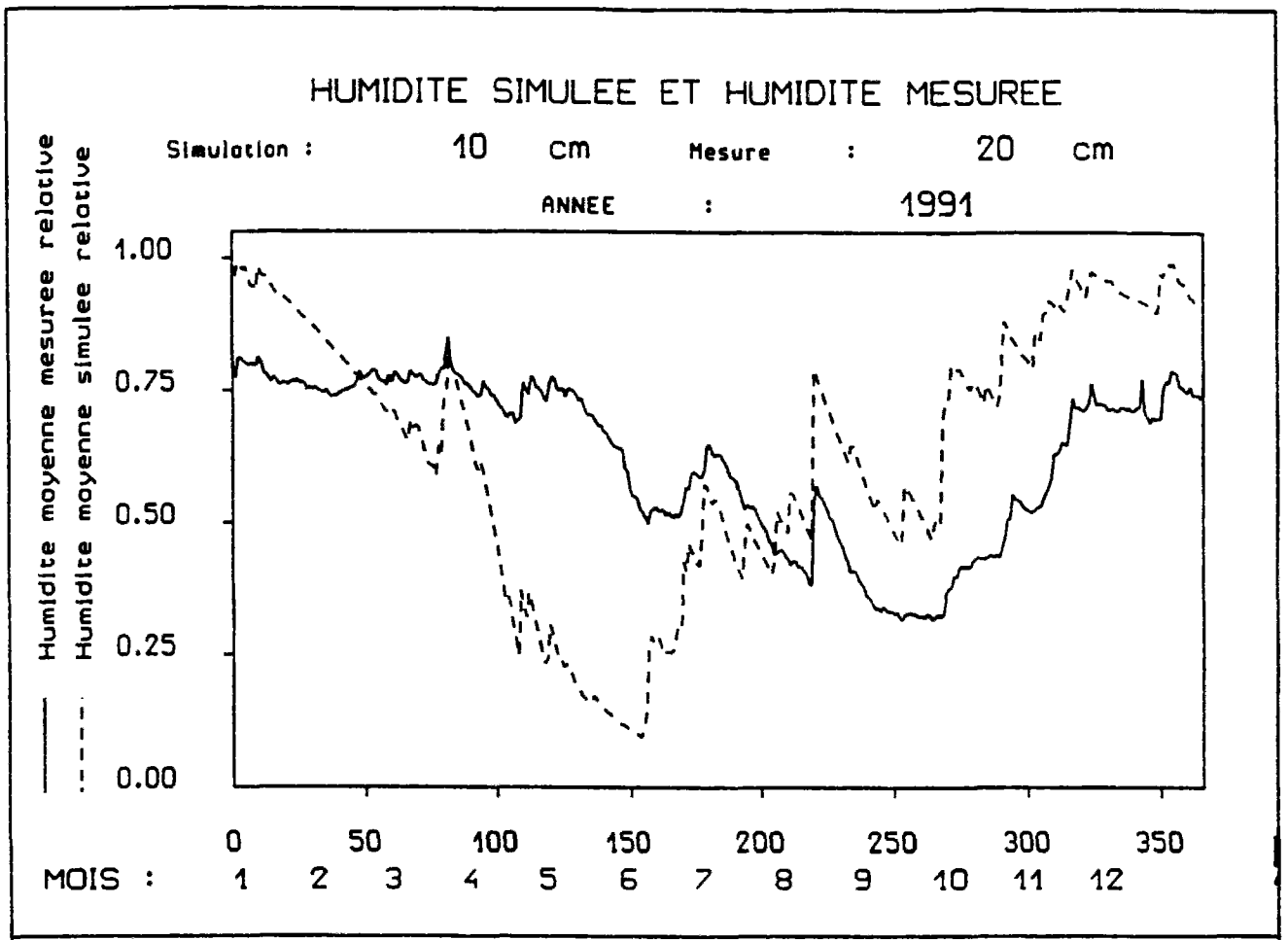

ORGEVAL AU THEIL
- controle -
PLUIE
Debit observe (mm/jour)
Debit calcule (mm/jour)
9
8
7
6
5
4
3
2
1
0
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
ANNEE: 1991

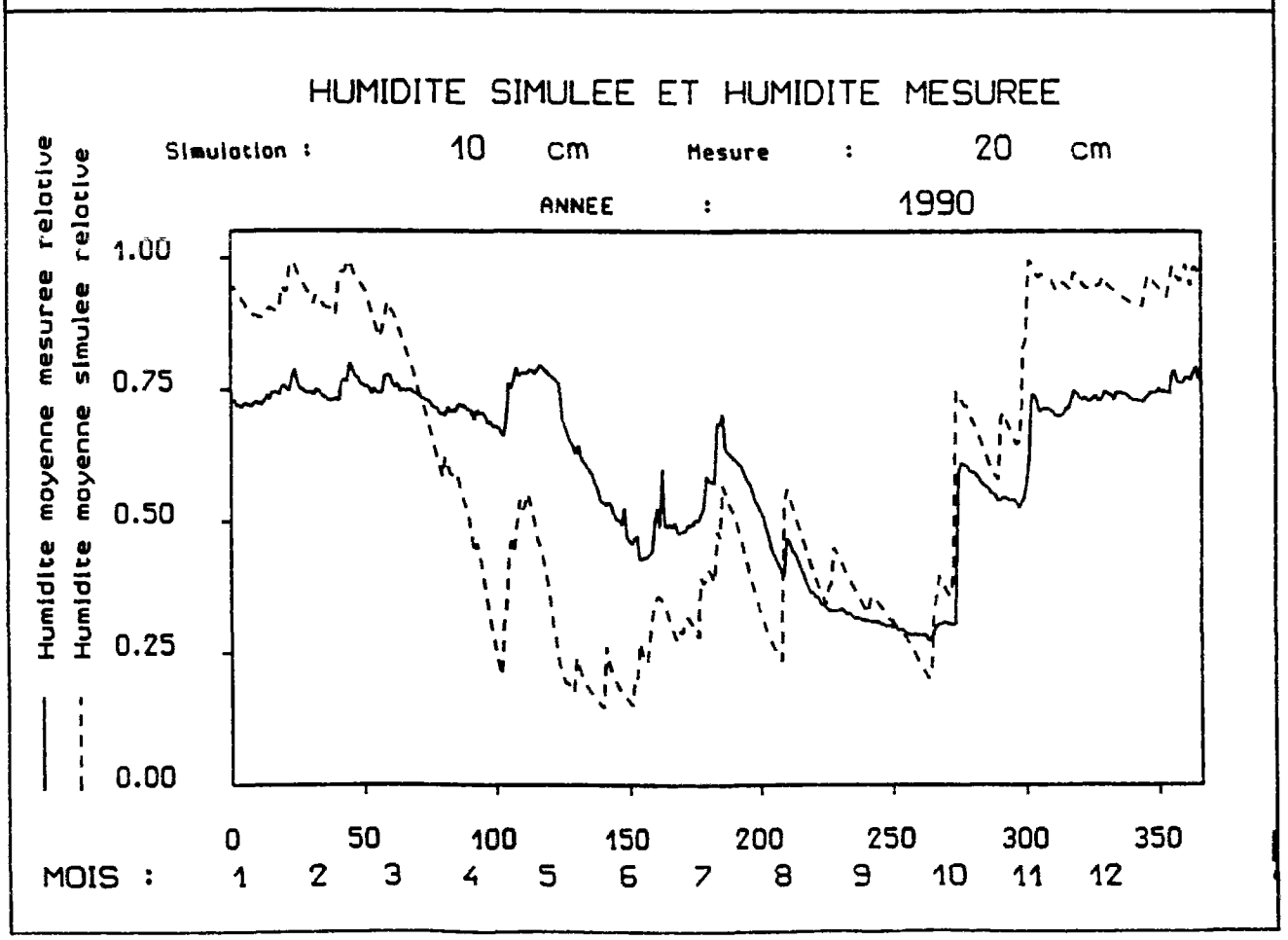

ORGEVAL AU THEIL
- controle -
PLUIE
Debit observe (mm/jour)
Debit calcule (mm/jour)
9
8
7
6
5
4
3
2
1
0
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
ANNEE: 1990

Graphiques des humidités de surface de l'Orgeval - Schéma *"SHEM22-1"*

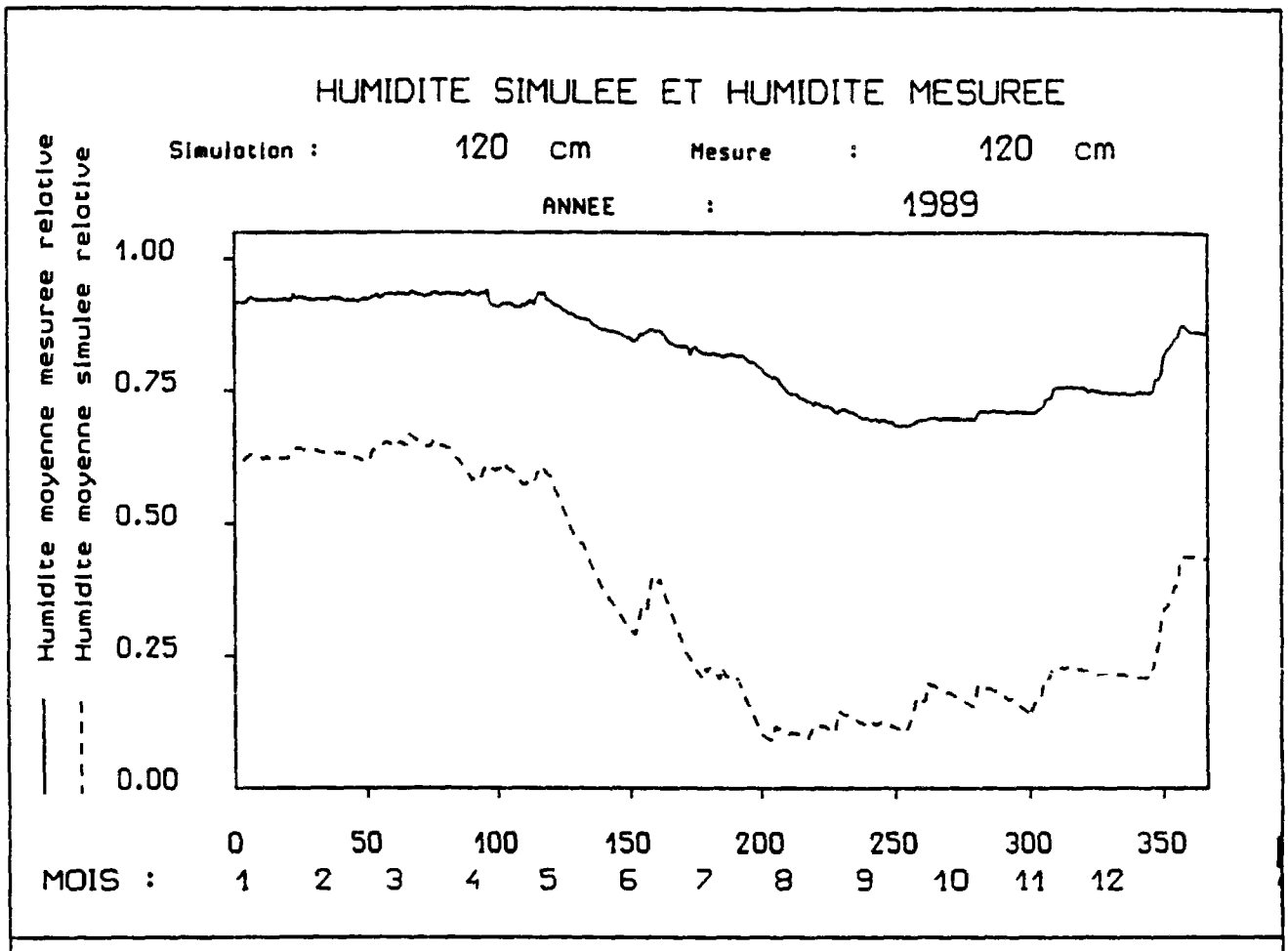


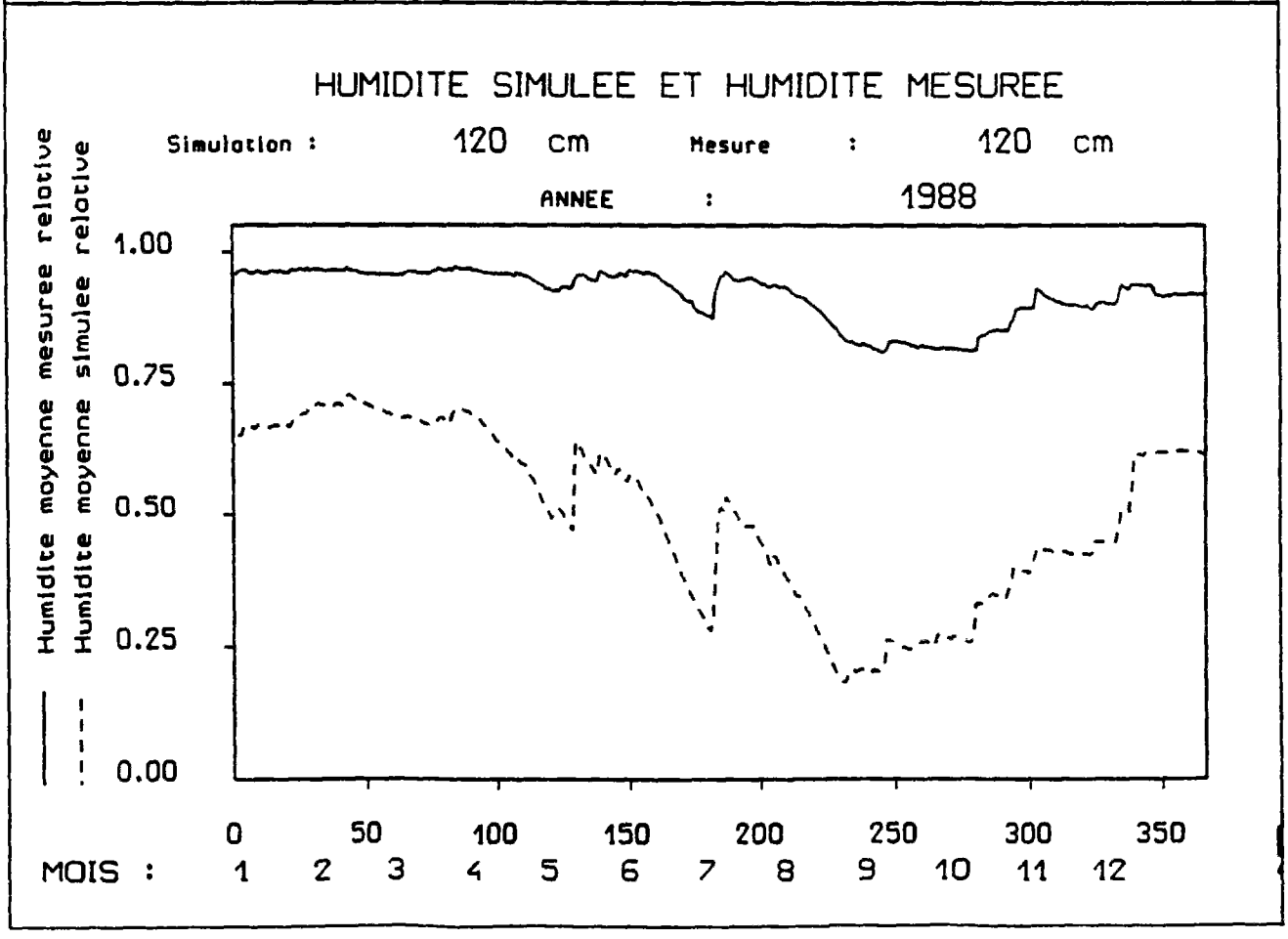


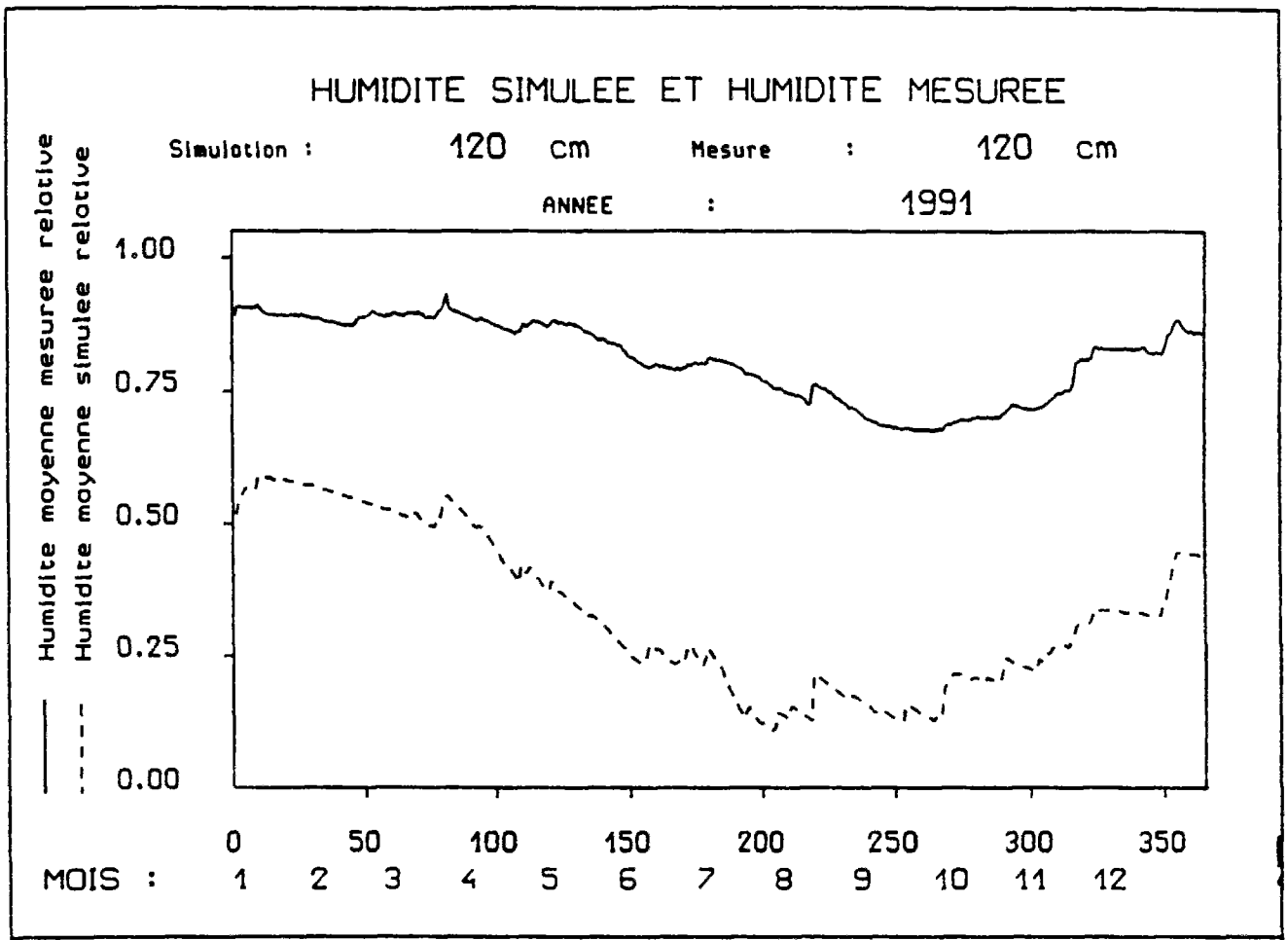

HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 10 cm Mesure : 20 cm
ANNEE : 1991
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

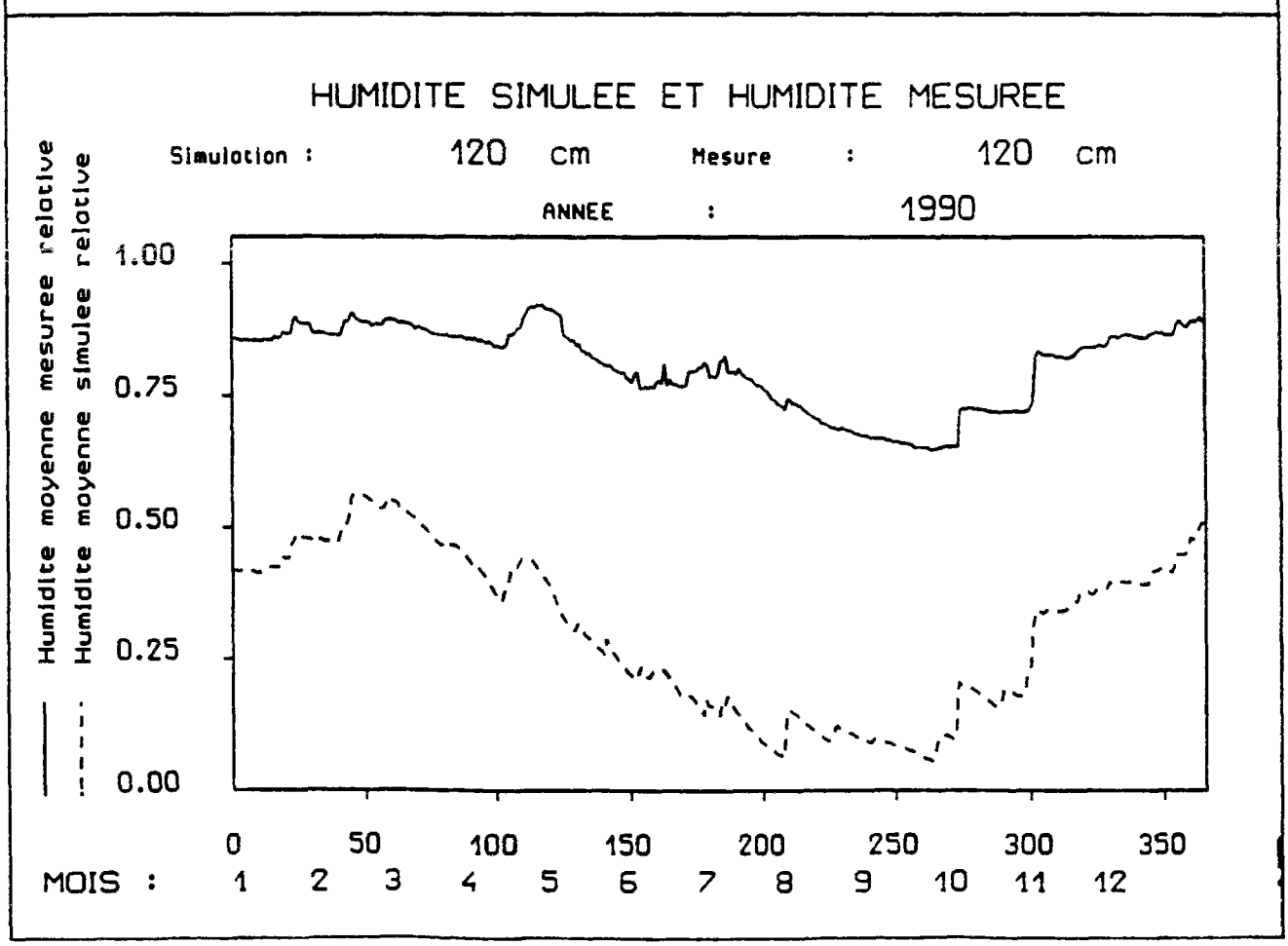

HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 10 cm Mesure : 20 cm
ANNEE : 1990
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

Graphiques des humidités globales de l'Orgeval - Schéma *"SHEM22-1"*






HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 120 cm
Mesure : 120 cm
ANNEE : 1991
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12


HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 120 cm
Mesure : 120 cm
ANNEE : 1990
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

ANNEXE III

VALIDATION DU MODELE COUPLE

ANNEXE III

VALIDATION DU MODELE COUPLE

INTRODUCTION

La validation du modèle couplé retenu s'est basée sur deux procédures avec réduction du nombre de paramètres et introduction des ***"échanges souterrains"*** gérés par le paramètre **D**. Ces deux procédures ont été appliquées aux 36 bassins versants bretons sélectionnés pour le projet ERS-1 dont le bassin versant représentatif expérimental de Naizin. Les résultats des ces deux procédures ont permis de choisir l'un des deux schémas de couplage que la mise au point a fait ressortir.

Cette annexe est structurée en trois parties.

La première partie présente la liste des bassins versants bretons avec un résumé de leurs caractéristiques (superficie, période de données disponible, stations pluviométriques et météorologiques utilisées ainsi que leur poids respectif) et la liste des stations pluviométriques utilisées avec les périodes de lacunes des données.

La seconde partie réunit les résultats numériques de la simulation des débits obtenus sur les BVRE de l'Orgeval, de Naizin et sur les bassins versants bretons lors de l'application des deux procédures de validation des deux schémas de couplage. Nous ne présentons que les résultats initiaux (nombre de paramètres maximal) et finaux (nombre de paramètres minimal).

La troisième partie récapitule les graphiques de débits des bassins versants bretons obtenus avec le modèle couplé retenu. Elle comprend aussi les graphiques de débits et d'état hydrique des BVRE de l'Orgeval et de Naizin.

III-1- BASSINS VERSANTS BRETONS DE LA VALIDATION

BASSIN	Code	Surface (km^2)	Période	Station pluvio.	Poids (pluvio.)	Station météo.	Poids (météo)
Aff Inférieur	J 860241	30	86-92	Paimpont Plelan-le-Grand	0.5 0.5	RENNES	1.0
Aff Supérieur	J 863241	334	86-92	Paimpont Plelan-le-Grand Ploermel Maure-de-Bretagne	0.5 0.5 0.5 0.5	RENNES	1.0
Arguenon	J 110301	104	86-92	Collinée Langast	1.0 1.0	DINARD	1.0
Aulne	J 360181	117	86-92	Scrignac Plourac'h	1.0 1.0	ROSTRENE	1.0
Aven	J 462301	184	86-91	Coray Roudouallec Quimperlé Faouet	1.0 1.0 1.0 0.5	LORIENT	1.0
Blavet	J 520211	21	86-92	Pont-Melvez Kerrien	1.0 1.0	ROSTRENE	
Canut	J 797301	37	86-92	Langon Guipry Maure-de-Bretagne	1.0 1.0 1.0	RENNES	1.0
Claie	J 843301	137	89-92	Moreac St Allouetre	1.0 1.0	LORIENT	1.0
Coët Organ	J 570481	48	86-92	Plouay Inguiniel Bubry	1.0 1.0 1.0	LORIENT	1.0
Combs	J 865301	103	86-92	Paimpont Plélan-le-grand Monfort/Meu Maure-de-Bretagne Guipry	0.5 0.5 0.5 1.0 1.0	RENNES	1.0
Elle Inférieur	J 474201	578	88-92	Faouet Langonnet Quimperlé Plouay	0.5 0.5 0.3 0.3	LORIENT ROSTRENE	0.7 0.3
Elle Supérieur	J 471501	142	86-92	Faouet Langonnet	0.5 0.5	LORIENT ROSTRENE	0.5 0.5
Evel	J 561301	316	86-92	Moreac St;Alloustre Pontivy	1.0 1.0 1.0	LORIENT	1.0
Evron	J 132401	142	86-92	Langast Collinée	1.0 1.0	DINARD	1.0
Flume	J 721401	93	86-92	St Jacques de la landes Monfort/Meu	1.0 0.5	RENNES	1.0
Gouessant	J 131301	242	86-92	Langast Collinée	1.0 1.0	DINARD	1.0
Gouet	J 151301	138	86-92	Harmoye St Gilles	1.0 1.0	ROSTRENE	1.0
Hyère	J 371301	252	86-92	Plourac'h Cartraix Duault Locarn	0.3 0.3 0.3 0.3	ROSTRENE	1.0

Inam	J 473401	118	88-92	Roudouallec Faouet Langonnet	**0.5** **0.5** **0.5**	ROSTRENE	**1.0**
Isole Inférieur	J 481301	224	88-92	Roudouallec Qimperlé Coray Faouet	**1.0** **1.0** **0.5** **0.5**	LORIENT	**1.0**
Isole Supérieur	J 480301	97	88-92	Roudouallec Coray	**1.0** **0.5**	LORIENT ROSTRENE	**0.5** **0.5**
Jarlot	J 261301	44	86-92	Pleyber-Christ Scrignac	**1.0** **1.0**	ROSTRENE	**1.0**
Jaudy	J 202301	164	86-92	Plouissy Louargat	**1.0** **1.0**	ROSTRENE	**1.0**
Leff	J 181301	339	86-92	Plouissy St; Gilles Harmoye	**1.0** **0.5** **0.5**	DINARD ROSTRENE	**0.5** **0.5**
Leguer	J 223301	260	86-92	Plounevez-M Louargat Scrignac Plourac'h Pont-Melvez	**0.2** **0.2** **0.2** **0.2** **0.2**	ROSTRENE	**1.0**
Lie	J 813301	295	86-92	Langast Uzel Collinée	**1.0** **0.5** **0.5**	RENNES ROSTRENE	**0.5** **0.5**
Meu	J 735301	468	86-92	Monfort/Meu Merdrignac Tremorel Bleruais	**1.0** **1.0** **1.0** **1.0**	RENNES	**1.0**
Neal	J 062661	83	86-92	Monfort/Meu St. Jacques-de-la- landes Bleruais	**0.33** **0.33** **0.33**	RENNES	**1.0**
Oust	J 022301	254	86-92	Uzel Harmoye	**1.0** **1.0**	ROSTRENE LORIENT	**0.5** **0.5**
Rance	J 061161	153	86-92	Collinée Merdrignac Tremorel	**1.0** **1.0** **1.0**	RENNES	**1.0**
Rosette	J 111401	102	86-92	Collinée Merdrignac	**0.5** **0.5**	DINARD ROSTRENE	**0.5** **0.5**
Scorff	J 502221	300	86-92	Plouay Inguiniel	**1.0** **1.0**	LORIENT	**1.0**
Ster Goz	J 461401	70	86-92	Roudouallec Faouet Quimperlé Coray	**0.33** **0.33** **0.33** **1.0**	LORIENT	**1.0**
Tromorgant	J 261531	42	86-92	Pleyber-Christ Scrignac Plufur	**0.33** **0.33** **0.33**	ROSTRENE	**1.0**
Yar	J 231491	59	86-92	Plufur	**1.0**	ROSTRENE DINARD	**0.8** **0.2**

III-2- STATIONS PLUVIOMETRIQUES UTILISEES POUR LA BRETAGNE

35 - ILE-ET-VILAINE

CODE	NOM	PERIODE	LACUNES
35 281001	St. Jacques de la Landes	1/85-12/92	Pas de lacunes
35 145001	Langon	1/85-11/92	Pas de lacunes
35 211001	Paimpont	185/11/92	Pas de lacunes
35 223001	Plélan-Le-Grand	1/85-11/92	Pas de lacunes
35 188001	Montfort/Meu	1/85-12/88	Pas de lacunes
35 040001	Breteil	2/85-12/92	22 et 23/03/91 du 15 au 19/05/91 16/08/91 30 et 31/10/91 du 26 au 28/02/92 27/03/92 - 30/04/92 18 et 20/12/92
35 026001	Bleruais	1/85-11/92	Pas de lacunes
35 129001	Guipry	1/86-12/92	27/02/89 - 30/07/89 24/03/90 - 03/06/90 30/6/90 14 et 15/8/90 1 et 2/11/90 20/11/90 - 26/11/90 17/01/91 - 21/2/91 27/02/91 - 11/3/90 07/08/91 - 16/10/91 04/11/91 - 08/11/91 25/11/91 - 20/12/91 22/04/92 - 21/9/92
35 168001	Maure-de-Bretagne	1/86-12/88	Pas de lacunes
35 168003	Maure-de-Bretagne	4/89-12/92	Pas de lacunes

56 - MORBIHAN

CODE	NOM	PERIODE	LACUNES
56 100001	Langonnet	1/85-9/86	Pas de lacunes
56 100002	Langonnet	12/88-11/92	Pas de lacunes
56 057001	Faouet	1/85-6-90	Pas de lacunes
56 166001	Plouay	1/85-12/91	Pas de lacunes
56 166003	Plouay	1/92-12/92	Pas de lacunes
56 026001	Bubry	1/85-12/91	14 et 15/12/90 19/12/90 - 31/12/90
56 026002	Bubry	1/92-11/92	du 12 au 22/03/92
56 140001	Moreac	1/85-11/92	Pas de lacunes
56 165001	Ploermel	1/85-12/90	Pas de lacunes
56 199001	Roudouallec	12/88-11/92	du 01 au 31/07/92
56 089001	Inguiniel	12/88-11/92	Pas de lacunes
56 204001	St. Alloustre	12/88-10/92	Pas de lacunes
56 178001	Pontivy	1/86-12/90	Pas de lacunes

29 - FINISTERE

CODE	NOM	PERIODE	LACUNES
29 024003	Carhais-Plouger	1/88-11/92	Pas de lacunes
29 275001	Scrignac	1/86-12/88	Pas de lacunes
29 275002	Scrignac	10/89-12/92	Pas de lacunes
29 163001	Pleyber-Christ	1/86-12/88	Pas de lacunes
29 163002	Pleyber-Christ	9/89-12/92	23/09/90
29 041001	Coray	1/85-8/90	du 07 au 11/01/90 du 13 au 15/01/90 du 17 au 31/01/90
29 041002	Coray	9/90-11/92	Pas de lacunes
29 233001	Quimperlé	1/85-11/92	du 01 au 30/06/88 14/01/89 - 21/01/89 28/01/89 - 26/03/89 09/06/90

22 - COTES D'ARMOR

CODE	NOM	PERIODE	LACUNES
22 231001	Plourac'h	1/89-11/92	Pas de lacunes
22 100001	Lnagast	1/85-12/92	Pas de lacunes
22 073001	Harmoye	1/89-11/92	Pas de lacunes
22 294002	St. Gilles-Pligeaux	1/89-11/92	08/02/91 - 01/03/91 02/08/91 - 15/10/91 du 05 au 09/12/91 23 et 24/12/91 12/01/92 - 14/01/92 13/04/92
22 135001	Louargat	5/87-11/92	09 et 10/07/89 17/07/92 - 24/07/92
22 371001	Tremorel	1/89-11/92	Pas de lacunes
22 088001	Kerien	1/89-11/92	Pas de lacunes
22 223002	Plouissy	1/85-11/92	11/07/91
22 384001	Uzel	1/89-11/92	du 23 au 31/01/91 du 02 au 06/02/91 13/02/91
22 238001	Plufur	1/89-11/92	Pas de lacunes
22 046001	Collinée	1/85-11/92	Pas de lacunes
22 249001	Pont Melvez	1/85-12/85	Pas de lacunes
22 249002	Pont Melvez	3/86-11/92	Pas de lacunes
22 052001	Duault	1/87-12/92	Pas de lacunes
22 128001	Locarn	1/86-12/92	Pas de lacunes
22 147001	Merdrignac	1/86-12/92	Pas de lacunes
22 228001	Plounevez-Moïdec	1/86-12/92	09/06/89 - 14/08/90 22/02/91 - 06/05/91 14/05/91 - 07/08/91

III-3- REDUCTION DU NOMBRE DE PARAMETRES

III-3-1- Nombre maximal de paramètres

III-3-1-1- BVRE de l'Orgeval

a) Simulation des débits

Critères	*"SHEM18-1"*		*"SHEM22-1"*	
	Calage	Contrôle	Calage	Contrôle
Nash (%)	85.0	82.1	86.5	83.5
E.B. (%)	-21.4	-26.6	-13.0	-15.7
CRU (%)	79.63	64.29	84.26	64.29
Q>4*M	50	46	41	38
Q<M/4	226	132	248	196
R	0.950	0.945	0.967	0.947

b) Simulation de l'état hydrique du sol

		"SHEM18-1"	*"SHEM22-1"*
Ws	As	0.171	0.255
	Bs	0.680	0.660
	Rst(A)	6.13	9.08
	Rst(B)	18.74	18.07
	Rs	0.570	0.556
	Estd	18.38	18.51
Wg	Ag	-1.471	-1.376
	Bg	2.233	2.073
	Rst(A)	-36.99	-44.31
	Rst(B)	49.14	58.45
	Rg	0.876	0.908
	Estd	10.72	8.37

c) Jeux de paramètres optimisés

Paramètres	*"SHEM18-1"*	*"SHEM22-1"*
ln X(1)	-9.83	-0.32
ln X(2)	9.89	1.99
ln X(3)	-1.21	-1.00
ln X(4)	-0.32	-0.33
ln X(5)	3.47	3.48
ln X(6)	1.20	2.13
ln X(7)	0.55	0.60
ln X(8)	2.35	9.99
ln X(9)	-	9.99

III-3-1-2- BVRE de Naizin

a) Simulation des débits

Critères	*"SHEM18-1"*		*"SHEM22-1"*	
	Calage	**Contrôle**	**Calage**	**Contrôle**
Nash (%)	85.3	66.0	85.8	62.1
E.B. (%)	-34.2	-63.6	-34.9	-61.0
CRU (%)	73.17	106.17	76.83	112.35
Q>4*M	42	47	45	55
Q<M/4	163	20	180	28
R	0.972	0.922	0.967	0.913

b) Jeux de paramètres optimisés

Paramètres	*"SHEM18-1"*	*"SHEM22-1"*
ln X(1)	-9.99	-0.85
ln X(2)	9.97	9.99
ln X(3)	-0.70	-0.25
ln X(4)	-1.20	-1.41
ln X(5)	4.91	4.86
ln X(6)	9.99	9.99
ln X(7)	2.18	0.35
ln X(8)	2.68	9.99
ln X(9)	-	9.99

III-3-1-3- Bassins versants bretons

a) Simulation des débits

"SHEM18-1" : 8 Paramètres

BASSIN	CALAGE			CONTROLE		
	Période	Nash (%)	E.B. (%)	Période	Nash (%)	E.B. (%),
Aff Inférieur	88-90	92,7	-16,3	90-92	87,6	-12,7
Aff Supérieur	88-90	94,5	-24,2	90-92	79,6	-41,1
Arguenon	88-90	80,7	-34,6	90-92	36,1	-38,5
Aulne	88-90	95,7	-10,9	90-92	87,5	-2,1
Aven	88-90	96,7	2,7	90-92	79,8	7,5
Blavet	89-91	93,8	-22,7	91-92	77,5	-24,4
Canut	88-90	86,0	-5,3	90-92	71,7	-41,1
Claie	89-91	92,3	-9,1	91-92	64,8	-19,7
Coët Organ	89-91	91,8	-7,8	91-92	61,8	-14,9
Combs	88-90	92,3	-19,4	90-92	63,4	-66,6
Elle Inférieur	88-90	93,9	-3,4	90-92	83,1	-15,1
Elle Supérieur	88-90	93,0	0,6	90-92	82,0	-14,7
Evel	88-90	95,3	-19,1	90-92	70,3	-50,0
Evron	88-90	87,1	-49,8	90-92	48,1	-56,9
Flume	88-90	91,2	1,3	90-92	21,7	-0,4
Gouessant	88-90	54,8	-135,2	90-92	-47,5	-137,8
Gouet	89-91	77,7	-49,2	91-92	-35,5	-60,2
Hyère	88-90	89,9	-40,1	90-92	90,8	1,3
Inam	89-91	91,6	-11,3	91-92	78,2	-17,4
Isole Inférieur	89-91	93,0	0,7	91-92	76,1	8,9
Isole Supérieur	89-91	89,6	-8,3	91-92	78,4	-24,3
Jarlot	88-90	95,7	-1,8	90-92	89,4	-10,4
Jaudy	88-90	85,3	-38,2	90-92	80,7	-26,2
Leff	88-90	66,9	-76,8	90-92	-31,9	-108,1
Leguer	89-91	94,5	0,3	91-92	87,9	11,6
Lie	89-91	92,1	-9,5	91-92	79,4	-19,4
Meu	89-91	87,8	-25,1	91-92	73,3	-28,6
Neal	88-90	81,5	-30,2	90-92	20,3	-99,0
Oust	89-91	94,1	-18,1	91-92	67,1	-23,7
Rance	89-91	81,4	-34,9	91-92	36,9	-36,6
Rosette	88-90	59,8	-80,8	90-92	51,9	-60,7
Scorff	88-90	91,0	-7,3	90-92	62,1	-21,9
Ster Goz	89-91	92,1	-9,0	91-92	75,9	5,7
Tromorgant	88-90	89,0	-12,0	90-92	67,5	-23,8
Yar	89-91	97,1	-1,8	91-92	86,5	-9,9
MOYENNE	X	**87,5**	**-23,0**	X	**62,8**	**-30,9**
ECART-TYPE	X	**9,8**	**28,0**	X	**29,9**	**33,0**

"SHEM22-1" :9 Paramètres

BASSIN	CALAGE			CONTROLE		
	Période	Nash (%)	E,B, (%)	Période	Nash (%)	E,B, (%),
Aff Inférieur	88-90	94,3	-9,8	90-92	82,3	-7,8
Aff Supérieur	88-90	96,2	-14,1	90-92	78,3	-31,1
Arguenon	88-90	80,7	-49,2	90-92	9,9	-48,2
Aulne	88-90	96,2	-9,4	90-92	90,0	-0,5
Aven	88-90	97,1	1,7	90-92	71,6	7,5
Blavet	89-91	92,6	-23,8	91-92	86,6	-20,3
Canut	88-90	85,6	-2,9	90-92	71,7	-37,0
Claie	89-91	92,7	-5,5	91-92	76,0	-3,6
Coët Organ	89-91	94,5	-6,0	91-92	85,7	-4,4
Combs	88-90	92,1	-10,7	90-92	61,3	-57,2
Elle Inférieur	88-90	94,3	-6,4	90-92	82,8	-6,7
Elle Supérieur	88-90	92,8	-0,6	90-92	78,8	-15,1
Evel	88-90	95,1	-18,8	90-92	73,2	-47,0
Evron	88-90	86,5	-54,4	90-92	28,7	-57,4
Flume	88-90	82,1	-9,0	90-92	16,7	-7,1
Gouessant	88-90	42,5	-156,2	90-92	-61,2	-144,2
Gouet	89-91	73,9	-52,4	91-92	8,4	-42,5
Hyère	88-90	90,4	-38,2	90-92	91,6	2,2
Inam	89-91	91,7	-11,9	91-92	86,9	-14,3
Isole Inférieur	89-91	92,4	0,6	91-92	79,3	8,5
Isole Supérieur	89-91	89,0	-7,9	91-92	79,7	-23,1
Jarlot	88-90	96,3	-2,6	90-92	86,5	-8,6
Jaudy	88-90	83,2	-46,6	90-92	81,8	-23,1
Leff	88-90	58,6	-89,4	90-92	-39,4	-110,3
Leguer	89-91	94,8	0,0	91-92	89,0	15,8
Lie	89-91	89,2	-13,3	91-92	84,5	-21,6
Meu	89-91	87,4	-28,8	91-92	69,7	-33,1
Neal	88-90	84,6	-19,2	90-92	17,0	-72,6
Oust	89-91	94,0	-13,2	91-92	66,1	-12,5
Rance	89-91	80,3	-33,0	91-92	19,6	-16,1
Rosette	88-90	62,9	-94,8	90-92	54,5	-57,4
Scorff	88-90	93,0	-2,1	90-92	79,9	-6,5
Ster Goz	89-91	89,8	-9,	91-92	82,3	8,8
Tromorgant	88-90	86,8	-19,2	90-92	51,0	-37,6
Yar	89-91	96,8	0,5	91-92	92,3	-2,4
MOYENNE	X	**87,2**	**-24,5**	X	**60,4**	**-26,5**
ECART-TYPE	X	**11,6**	**32,6**	X	**37,0**	**33,1**

b) Jeux de paramètres optimisés

"SHEM18-1" : 8 Paramètres

BASSIN	A8	W_{smax}	W_{gmax}	C	B	TH_s	TH_g	X_α
Aff Inférieur	-9,96	9,99	-0,49	0,20	3,67	9,99	1,74	2,55
Aff Supérieur	-3,85	9,99	-0,48	0,54	4,26	9,99	9,99	2,02
Arguenon	-9,99	9,99	0,30	0,28	4,15	9,99	0,91	3,23
Aulne	-3,13	9,95	-0,97	0,18	4,72	9,99	9,99	1,42
Aven	-2,85	9,99	-0,71	0,23	6,14	9,94	9,99	0,56
Blavet	-9,99	9,99	-0,09	0,04	6,07	9,95	1,38	1,30
Canut	-6,25	3,32	-1,02	-0,09	4,49	9,94	1,63	3,57
Claie	0,41	9,84	-0,96	0,39	5,70	9,98	0,33	1,35
Coët Organ	1,98	9,95	-1,06	0,03	5,97	9,98	9,99	0,51
Combs	-9,98	9,98	-0,96	0,26	3,78	9,96	0,95	2,53
Elle Inférieur	-9,99	9,84	-0,08	0,39	5,62	9,99	0,47	0,67
Elle Supérieur	-9,99	9,99	-0,47	0,52	4,63	7,43	0,52	1,45
Evel	-9,94	9,85	-0,67	0,49	5,38	9,99	-0,77	2,13
Evron	-9,99	9,99	-0,08	0,51	4,32	9,99	0,57	2,47
Flume	-5,30	9,69	0,69	0,07	3,15	9,95	-0,38	3,95
Gouessant	-9,99	9,99	0,41	0,41	4,75	9,98	0,92	3,95
Gouet	-9,99	9,99	-0,29	-0,09	6,01	9,99	1,65	1,78
Hyère	-1,53	9,99	-0,96	0,13	5,55	9,99	-1,35	2,40
Inam	-9,99	9,95	0,50	-0,08	5,62	9,99	1,57	2,97
Isole Inférieur	-9,59	0,40	-0,81	0,27	5,62	9,99	2,65	0,72
Isole Supérieur	-9,99	-2,91	-1,06	0,01	5,35	9,81	2,15	2,87
Jarlot	0,44	9,79	-0,95	-0,05	6,12	5,89	2,73	0,87
Jaudy	-5,67	9,99	-0,10	0,07	4,74	9,89	1,51	2,32
Leff	-9,99	9,99	0,20	0,36	5,13	9,99	1,76	9,58
Leguer	-9,99	9,98	-1,02	0,00	5,71	9,99	4,80	1,23
Lie	-9,99	9,99	-0,03	0,02	4,56	9,99	1,21	2,35
Meu	-9,98	9,99	-0,56	0,47	3,42	9,98	1,21	4,02
Neal	-4,63	9,96	-0,31	0,14	3,87	9,98	3,10	3,08
Oust	-9,93	4,09	-1,00	0,19	5,11	5,78	0,04	9,99
Rance	-9,99	9,98	-0,02	0,35	3,82	5,2	0,49	1,80
Rosette	-3,32	9,94	0,37	0,42	4,89	9,84	1,02	2,87
Scorff	-0,98	9,94	0,34	0,39	6,00	9,99	9,99	0,00
Ster Goz	-9,99	9,91	0,04	0,13	6,17	-0,34	9,98	3,57
Tromorgant	-9,99	9,99	-0,02	-0,13	5,68	6,33	2,29	1,57
Yar	-9,99	9,87	-1,18	0,19	5,72	9,99	9,59	2,46

"SHEM22-1" :9 Paramètres

BASSIN	A8	W_{smax}	W_{gmax}	C	B	TH_s	TH_g	X_α	X_β
Aff Inférieur	-9,85	9,99	-0,04	0,19	3,61	7,44	0,29	3,86	9,99
Aff Supérieur	-4,69	9,96	0,11	0,52	4,33	9,99	0,76	4,65	1,89
Arguenon	-9,99	9,94	0,63	0,23	4,74	9,99	0,08	9,96	2,05
Aulne	-9,68	9,99	-0,77	0,16	4,80	6,21	2,20	5,20	6,57
Aven	-9,99	2,03	-0,50	0,23	6,25	9,95	9,99	2,29	0,90
Blavet	-9,99	9,98	-0,28	0,04	6,38	9,99	1,28	9,77	2,02
Canut	-0,35	1,69	-0,82	-0,10	4,74	9,99	1,06	9,99	9,99
Claie	-2,84	8,01	-0,73	0,35	5,77	1,92	0,02	6,19	1,80
Coët Organ	0,42	9,89	-0,96	0,07	5,99	9,99	9,99	9,99	-0,163
Combs	-9,90	9,96	-0,79	0,24	4,02	8,15	1,07	5,20	7,51
Elle Inférieur	-9,87	9,99	0,25	0,39	5,92	9,99	0,84	3,72	0,61
Elle Supérieur	-9,98	6,32	-0,09	0,49	4,78	9,99	-0,20	2,07	3,17
Evel	-9,99	9,97	-0,47	0,49	5,51	9,99	-1,01	5,10	3,08
Evron	-9,99	9,99	0,21	0,49	4,61	9,99	0,50	9,99	4,04
Flume	-5,99	9,94	0,69	-0,07	3,93	9,99	-0,17	6,72	4,31
Gouessant	-9,99	9,96	0,41	0,40	5,53	9,99	0,76	9,99	9,99
Gouet	-9,98	9,99	-0,61	-0,08	6,47	9,99	3,01	9,25	9,01
Hyère	-9,77	9,99	-0,85	0,17	5,64	9,99	-1,55	9,00	9,00
Inam	-9,99	9,97	-0,06	-0,09	6,06	9,99	1,33	2,24	9,20
Isole Inférieur	-9,39	0,42	-0,53	0,26	5,76	9,99	1,09	0,71	9,99
Isole Supérieur	-9,99	-3,0	-1,09	0,01	5,48	9,79	1,90	6,97	9,99
Jarlot	-0,15	9,75	-0,88	-0,02	6,13	9,99	2,19	3,24	0,92
Jaudy	-2,11	9,99	0,20	0,00	5,09	9,99	0,71	9,60	9,41
Leff	-9,99	9,99	0,19	0,35	5,76	9,99	1,29	9,98	9,99
Leguer	-0,33	9,99	-0,93	-0,02	5,77	9,99	1,57	3,44	1,62
Lie	-9,99	9,94	-0,16	-0,04	5,15	9,99	1,23	2,95	9,95
Meu	-9,99	9,99	-0,20	0,42	3,82	9,99	0,00	9,99	9,98
Neal	-9,76	9,92	0,16	0,12	2,65	2,99	0,85	9,10	8,70
Oust	-9,53	2,49	-0,80	0,21	5,12	5,09	0,24	9,99	9,99
Rance	-9,99	9,97	0,13	0,30	4,02	9,99	0,28	7,69	3,52
Rosette	-0,22	9,99	-0,02	0,41	5,51	9,99	0,75	9,96	1,22
Scorff	-1,65	9,97	0,06	0,41	5,96	8,24	9,99	9,85	0,07
Ster Goz	-9,99	9,99	-0,41	0,01	6,42	-1,52	9,96	6,65	8,75
Tromorgant	-9,99	9,97	0,08	-0,15	6,11	9,99	9,96	9,00	9,40
Yar	-9,99	9,97	-1,04	0,19	5,86	9,99	9,52	9,99	9,99

III-3-2- Nombre minimal de paramètres

III-3-2-1- BVRE de l'Orgeval

a) Simulation des débits

Critères	*"SHEM18-1"*		*"SHEM22-1"*	
	Calage	Contrôle	Calage	Contrôle
Nash (%)	86.5	81.9	84.5	80.9
E.B. (%)	-11.9	-12.4	-24.1	-25.9
CRU (%)	81.48	58.93	82.41	62.50
Q>4*M	43	38	54	47
Q<M/4	258	204	206	144
R	0.962	0.942	0.953	0.938

b) Simulation de l'état hydrique du sol

		"SHEM18-1"	*"SHEM22-1"*
Ws	As	0.180	0.157
	Bs	0.669	0.752
	Rst(A)	7.02	4.73
	Rst(B)	20.08	17.38
	Rs	0.597	0.541
	Estd	16.89	21.92
Wg	Ag	-1.364	-1.610
	Bg	2.051	2.455
	Rst(A)	-46.52	-35.06
	Rst(B)	61.24	46.81
	Rg	0.915	0.866
	Estd	7.90	12.38

c) Jeux de paramètres optimisés

Paramètres	*"SHEM18-1"*	*"SHEM22-1"*
ln X(1)	5.79	9.99
ln X(2)	-0.95	-1.32
ln X(3)	-0.34	-0.33
ln X(4)	3.37	3.68
ln X(5)	0.68	3.83

III-3-2-2- BVRE de Naizin

a) Simulation des débits

Critères	*"SHEM18-1"*		*"SHEM22-1"*	
	Calage	**Contrôle**	**Calage**	**Contrôle**
Nash (%)	85.9	55.6	84.6	66.6
E.B. (%)	-36.3	-65.7	-34.1	-62.2
CRU (%)	74.39	102.47	75.61	107.41
Q>4*M	43	61	39	49
Q<M/4	155	15	164	22
R	0.973	0.909	0.970	0.922

b) Jeux de paramètres optimisés

Paramètres	*"SHEM18-1"*	*"SHEM22-1"*
ln X(1)	9.98	9.97
ln X(2)	-0.54	-0.72
ln X(3)	-1.38	-1.15
ln X(4)	5.15	4.93
ln X(5)	2.61	2.89

III-3-2-3- Bassins versants bretons

a) Simulation des débits

"SHEM18-1" : 5 Paramètres

BASSIN	CALAGE			CONTROLE		
	Période	Nash (%)	E,B, (%)	Période	Nash (%)	E,B, (%),
Aff Inférieur	88-90	91,4	-15,1	90-92	87,1	-14,7
Aff Supérieur	88-90	90,2	-5,4	90-92	84,6	-19,9
Arguenon	88-90	77,5	-38,6	90-92	38,0	-37,4
Aulne	88-90	95,0	-15,0	90-92	89,3	-6,2
Aven	88-90	92,7	7,5	90-92	70,8	14,7
Blavet	89-91	91,5	-25,5	91-92	73,6	-27,7
Canut	88-90	85,9	-4,1	90-92	73,4	-39,0
Claie	89-91	91,0	-7,5	91-92	78,2	-11,7
Coët Organ	89-91	88,5	-10,2	91-92	75,9	-22,4
Combs	88-90	91,4	-17,9	90-92	64,2	-67,4
Elle Inférieur	88-90	90,8	-4,3	90-92	80,0	-11,4
Elle Supérieur	88-90	91,9	-0,2	90-92	80,2	-14,3
Evel	88-90	94,2	-17,7	90-92	71,7	-46,8
Evron	88-90	84,0	-49,5	90-92	50,5	-51,1
Flume	88-90	79,9	-4,0	90-92	11,0	-6,2
Gouessant	88-90	49,1	-145,7	90-92	-49,6	-140,3
Gouet	89-91	73,1	-52,4	91-92	-19,0	-53,4
Hyère	88-90	86,0	-52,1	90-92	85,1	11,5
Inam	89-91	90,9	-13,0	91-92	78,3	-14,8
Isole Inférieur	89-91	91,0	-0,7	91-92	71,8	6,9
Isole Supérieur	89-91	89,5	-9,0	91-92	77,8	-25,6
Jarlot	88-90	93,4	-3,7	90-92	85,3	-12,0
Jaudy	88-90	84,1	-40,6	90-92	78,6	-25,6
Leff	88-90	64,5	-81,1	90-92	-37,6	-111,7
Leguer	89-91	93,4	-1,3	91-92	89,0	13,5
Lie	89-91	90,1	-13,4	91-92	78,6	-17,1
Meu	89-91	87,3	-29,3	91-92	74,7	-27,9
Neal	88-90	80,5	-22,8	90-92	21,6	-82,1
Oust	89-91	93,8	-17,9	91-92	71,3	-18,7
Rance	89-91	78,2	-32,9	91-92	33,7	-23,1
Rosette	88-90	53,2	-82,7	90-92	62,2	-55,6
Scorff	88-90	88,2	-7,0	90-92	72,7	-20,5
Ster Goz	89-91	91,5	-4,8	91-92	73,7	7,9
Tromorgant	88-90	87,7	-17,3	90-92	64,6	-35,5
Yar	89-91	96,9	-1,7	91-92	86,7	-4,9
MOYENNE	X	**85,7**	**-23,9**	X	**60,8**	**-28,3**
ECART-TYPE	X	**10,8**	**29,9**	X	**34,7**	**32,7**

"SHEM22-1" : 5 Paramètres

BASSIN	CALAGE			CONTROLE		
	Période	Nash (%)	E,B, (%)	Période	Nash (%)	E,B, (%),
Aff Inférieur	88-90	93,4	-13,4	90-92	76,1	-11,6
Aff Supérieur	88-90	95,7	-14,0	90-92	66,9	-32,1
Arguenon	88-90	78,5	-51,7	90-92	9,9	-47,6
Aulne	88-90	96,1	-9,4	90-92	90,2	0,0
Aven	88-90	95,4	4,5	90-92	70,3	13,7
Blavet	89-91	91,8	-24,6	91-92	83,9	-22,0
Canut	88-90	87,0	-13,5	90-92	35,8	-41,7
Claie	89-91	92,5	-5,6	91-92	76,9	-4,2
Coët Organ	89-91	91,8	-5,6	91-92	79,1	-11,1
Combs	88-90	93,2	-11,4	90-92	61,6	-48,7
Elle Inférieur	88-90	93,0	-5,3	90-92	80,7	-10,8
Elle Supérieur	88-90	92,6	0,4	90-92	77,3	-14,0
Evel	88-90	94,7	-17,3	90-92	74,2	-43,5
Evron	88-90	85,0	-61,3	90-92	22,1	-61,5
Flume	88-90	81,1	-15,9	90-92	4,5	-17,0
Gouessant	88-90	35,9	-168,1	90-92	-72,5	-151,0
Gouet	89-91	73,3	-53,0	91-92	8,0	-42,7
Hyère	88-90	85,8	-49,4	90-92	83,1	17,5
Inam	89-91	91,0	-13,1	91-92	85,9	-13,1
Isole Inférieur	89-91	91,3	-2,7	91-92	79,9	8,8
Isole Supérieur	89-91	89,0	-7,7	91-92	79,9	-22,7
Jarlot	88-90	95,1	-3,6	90-92	85,5	-11,2
Jaudy	88-90	82,6	-46,2	90-92	79,1	-25,8
Leff	88-90	54,8	-93,7	90-92	-50,3	-116,0
Leguer	89-91	94,3	-0,8	91-92	89,2	13,0
Lie	89-91	86,6	-15,8	91-92	81,9	-20,4
Meu	89-91	83,7	-36,3	91-92	70,6	-38,5
Neal	88-90	84,2	-26,8	90-92	4,7	-80,2
Oust	89-91	94,1	-6,9	91-92	72,1	-6,5
Rance	89-91	77,2	-39,4	91-92	21,6	-25,1
Rosette	88-90	50,1	-98,2	90-92	55,6	-61,7
Scorff	88-90	90,9	-13,3	90-92	48,2	-23,8
Ster Goz	89-91	89,8	-1,9	91-92	80,9	14,3
Tromorgant	88-90	86,8	-19,2	90-92	51,1	-37,6
Yar	89-91	96,8	0,5	91-92	92,3	-2,4
MOYENNE	X	**85,6**	**-26,8**	X	**55,9**	**-27,9**
ECART-TYPE	X	**13,3**	**34,6**	X	**39,2**	**34,8**

b) Jeux de paramètres optimisés

"*SHEM18-1*" :5 Paramètres

BASSIN	W_{smax}	W_{gmax}	C	B	TH
Aff Inférieur	9,96	-0,62	0,19	3,69	9,99
Aff Supérieur	9,79	-0,48	0,57	3,82	9,99
Arguenon	9,95	0,25	0,24	4,19	1,16
Aulne	9,95	-1,09	0,13	4,87	9,99
Aven	3,54	-0,72	0,19	6,16	9,99
Blavet	9,99	0,56	0,02	5,93	1,35
Canut	8,85	-1,04	-0,7	4,47	2,25
Claie	9,74	-1,03	0,35	5,73	0,85
Coët Organ	9,99	-1,12	0,01	6,13	9,99
Combs	9,99	-1,10	0,28	3,88	9,99
Elle Inférieur	1,47	0,78	0,45	5,22	1,77
Elle Supérieur	1,77	-0,19	0,55	4,45	1,29
Evel	9,96	-0,81	0,49	5,41	-0,11
Evron	9,98	-0,14	0,52	4,26	1,11
Flume	2,00	0,34	0,04	3,29	0,35
Gouessant	9,98	0,37	0,41	4,84	1,16
Gouet	9,98	-0,07	-0,10	5,98	1,72
Hyère	9,99	-0,90	0,14	5,60	-0,42
Inam	9,99	0,30	-0,09	5,66	1,60
Isole Inférieur	0,25	0,19	0,30	5,44	2,65
Isole Supérieur	-3,06	-0,99	0,02	5,33	2,22
Jarlot	9,93	-1,06	-0,11	6,28	9,99
Jaudy	9,96	-0,15	0,05	4,85	2,69
Leff	9,96	0,01	0,36	5,26	2,29
Leguer	9,99	-1,07	-0,02	5,83	9,99
Lie	9,96	0,15	0,02	4,58	1,41
Meu	9,98	-0,67	0,46	3,58	2,51
Neal	9,99	-0,40	0,14	2,76	9,99
Oust	9,94	-1,00	0,21	5,04	0,19
Rance	9,95	-0,27	0,28	3,91	2,18
Rosette	9,95	-0,02	0,41	5,08	1,30
Scorff	-1,06	0,59	0,36	5,27	1,34
Ster Goz	9,56	0,29	0,16	6,10	9,74
Tromorgant	9,98	0,34	-0,11	5,64	9,99
Yar	9,99	-1,18	0,17	5,72	9,99

"SHEM22-1" : 5 Paramètres

BASSIN	W_{smax}	W_{gmax}	C	B	TH
Aff Inférieur	9,91	-0,15	0,09	3,61	1,05
Aff Supérieur	9,96	-0,22	0,52	4,29	4,21
Arguenon	9,98	0,41	0,13	4,65	1,02
Aulne	9,81	-0,77	0,15	4,76	2,61
Aven	9,67	-0,71	0,21	6,34	9,99
Blavet	9,95	-0,09	-0,04	6,33	1,38
Canut	-0,26	-0,73	-0,06	4,49	9,94
Claie	9,60	-0,88	0,34	5,81	1,03
Coët Organ	1,91	-0,92	0,05	6,12	8,24
Combs	1,19	-0,69	0,29	3,76	9,99
Elle Inférieur	9,53	0,89	0,41	5,66	2,15
Elle Supérieur	8,01	0,03	0,49	4,63	0,60
Evel	9,98	-0,57	0,46	5,46	-0,43
Evron	9,98	0,13	0,45	4,66	1,00
Flume	9,96	0,30	-0,11	4,11	0,74
Gouessant	9,98	0,36	0,40	5,59	1,01
Gouet	9,98	-0,62	-0,09	6,47	3,56
Hyère	9,99	-0,52	0,09	5,54	-0,40
Inam	9,90	0,08	-0,14	6,03	1,54
Isole Inférieur	-0,41	-0,04	0,23	5,76	1,97
Isole Supérieur	-2,90	-1,09	0,00	5,48	1,90
Jarlot	9,99	-0,92	-0,07	6,35	4,47
Jaudy	9,96	-0,15	-0,05	5,29	2,14
Leff	9,98	0,16	0,27	5,82	1,48
Leguer	9,98	-0,98	-0,02	5,94	9,99
Lie	9,99	-0,07	-0,09	5,08	1,12
Meu	9,99	-0,25	0,36	3,92	0,63
Neal	9,99	0,16	0,08	2,64	1,05
Oust	1,34	-0,61	0,19	4,84	0,54
Rance	9,99	0,16	0,17	3,90	0,41
Rosette	9,94	-0,03	0,39	5,75	1,37
Scorff	9,94	9,99	0,39	5,91	9,99
Ster Goz	9,59	-0,49	0,11	6,44	9,99
Tromorgant	9,98	0,08	-0,15	6,11	9,99
Yar	9,84	-1,04	0,19	5,86	9,99

III-4- INTRODUCTION DES ECHANGES SOUTERRAINS

III-4-1- BVRE de l'Orgeval

a) Simulation des débits

Critères	*"SHEM18-1"*		*"SHEM22-1"*	
	Calage	Contrôle	Calage	Contrôle
Nash (%)	88.4	82.1	88.1	82.6
E.B. (%)	3.9	27.6	3.1	22.1
CRU (%)	82.41	60.71	82.41	58.93
Q>4*M	37	29	33	30
Q<M/4	325	453	313	410
R	0.970	0.956	0.973	0.953

b) Simulation de l'état hydrique du sol

		"SHEM18-1"	*"SHEM22-1"*
Ws	As	0.162	0.189
	Bs	0.723	0.653
	Rst(A)	4.94	7.30
	Rst(B)	16.97	19.39
	Rs	0.532	0.583
	Estd	21.59	17.05
Wg	Ag	-1.571	-1.349
	Bg	2.415	2.038
	Rst(A)	-33.01	-43.86
	Rst(B)	44.41	57.99
	Rg	0.854	0.907
	Estd	12.83	8.29

c) Jeux de paramètres optimisés

Paramètres	*"SHEM18-1"*	*"SHEM22-1"*
ln X(1)	9.99	3.75
ln X(2)	-1.39	-1.02
ln X(3)	-0.32	-0.31
ln X(4)	3.51	3.28
ln X(5)	2.88	0.63
ln X(6)	0.05	0.03

III-4-2- BVRE de Naizin

a) Simulation des débits

Critères	*"SHEM18-1"*		*"SHEM22-1"*	
	Calage	**Contrôle**	**Calage**	**Contrôle**
Nash (%)	87.5	79.9	89.1	74.6
E.B. (%)	-3.0	-29.0	-2.7	-25.4
CRU (%)	65.85	101.23	73.17	108.64
Q>4*M	33	39	34	40
Q<M/4	336	121	308	136
R	0.972	0.937	0.975	0.921

b) Jeux de paramètres optimisés

Paramètres	*"SHEM18-1"*	*"SHEM22-1"*
ln X(1)	9.97	9.93
ln X(2)	-1.00	-0.75
ln X(3)	-1.06	-1.28
ln X(4)	5.07	5.10
ln X(5)	9.99	2.37
ln X(6)	0.08	0.08

III-4-3- Bassins Versants Bretons

a) Simulation des débits

"SHEM18-1"

BASSIN	CALAGE			CONTROLE		
	Période	Nash (%)	E,B, (%)	Période	Nash (%)	E,B, (%),
Aff Inférieur	88-90	91,8	-2,5	90-92	89,0	-3,2
Aff Supérieur	88-90	90,2	-5,4	90-92	84,6	-19,9
Arguenon	88-90	81,0	-2,9	90-92	38,0	-1,2
Aulne	88-90	96,0	-1,9	90-92	90,8	6,4
Aven	88-90	94,1	-3,6	90-92	82,5	1,2
Blavet	89-91	94,9	-2,7	91-92	80,2	2,8
Canut	88-90	85,9	-4,1	90-92	73,4	-39,0
Claie	89-91	91,0	-7,4	91-92	78,2	-11,7
Coët Organ	89-91	91,5	-0,7	91-92	70,0	-7,6
Combs	88-90	91,4	-17,9	90-92	64,2	-67,4
Elle Inférieur	88-90	90,9	-2,0	90-92	80,9	-8,7
Elle Supérieur	88-90	91,9	-1,7	90-92	79,3	-16,6
Evel	88-90	94,9	-11,1	90-92	75,2	-39,5
Evron	88-90	89,9	-0,7	90-92	66,5	7,2
Flume	88-90	79,9	-4,3	90-92	12,1	-5,8
Gouessant	88-90	90,9	21,5	90-92	-0,1	39,0
Gouet	89-91	89,9	-1,8	91-92	29,5	18,2
Hyère	88-90	95,7	-0,8	90-92	69,2	45,7
Inam	89-91	91,9	0,3	91-92	80,0	2,9
Isole Inférieur	89-91	91,0	-0,7	91-92	71,8	6,9
Isole Supérieur	89-91	89,8	-2,5	91-92	81,3	-16,3
Jarlot	88-90	94,5	0,0	90-92	83,6	-8,3
Jaudy	88-90	90,2	3,3	90-92	78,5	21,4
Leff	88-90	90,8	5,1	90-92	31,8	-5,7
Leguer	89-91	93,4	-1,3	91-92	89,0	13,5
Lie	89-91	91,7	6,5	91-92	79,3	4,1
Meu	89-91	92,0	-0,1	91-92	74,7	1,3
Neal	88-90	80,5	-22,8	90-92	21,6	-82,1
Oust	89-91	96,2	-0,1	91-92	74,4	4,9
Rance	89-91	82,4	9,0	91-92	26,4	29,3
Rosette	88-90	76,5	20,8	90-92	58,6	34,1
Scorff	88-90	88,3	-1,5	90-92	75,3	-15,3
Ster Goz	89-91	91,6	-2,0	91-92	71,8	11,3
Tromorgant	88-90	90,3	-1,3	90-92	74,4	-17,5
Yar	89-91	96,9	-1,7	91-92	86,7	-4,9
MOYENNE	X	**90,3**	**-1,1**	X	**66,4**	**-3,4**
ECART-TYPE	X	**4,8**	**7,9**	X	**23,4**	**25,5**

"SHEM22-1"

BASSIN	CALAGE			CONTROLE		
	Période	Nash (%)	E,B, (%)	Période	Nash (%)	E,B, (%),
Aff Inférieur	88-90	93,9	-1,3	90-92	77,7	1,1
Aff Supérieur	88-90	95,7	-14,0	90-92	66,9	-32,1
Arguenon	88-90	85,7	1,6	90-92	17,1	6,9
Aulne	88-90	96,3	-2,2	90-92	89,9	6,8
Aven	88-90	96,3	-3,0	90-92	74,5	-1,4
Blavet	89-91	94,9	-4,5	91-92	86,7	1,9
Canut	88-90	87,0	-13,8	90-92	39,9	-42,2
Claie	89-91	92,5	-5,6	91-92	76,9	-4,2
Coët Organ	89-91	92,7	-2,7	91-92	83,0	-1,4
Combs	88-90	93,2	-11,4	90-92	61,6	-48,7
Elle Inférieur	88-90	93,2	-3,1	90-92	78,7	-8,6
Elle Supérieur	88-90	92,6	-2,4	90-92	76,6	-17,3
Evel	88-90	95,5	-9,0	90-92	75,8	-34,8
Evron	88-90	92,6	12,2	90-92	40,7	17,3
Flume	88-90	81,1	-15,9	90-92	4,5	-17,0
Gouessant	88-90	90,2	28,2	90-92	-28,5	45,5
Gouet	89-91	89,4	3,3	91-92	-41,1	51,4
Hyère	88-90	96,5	3,1	90-92	81,6	28,8
Inam	89-91	91,9	-0,6	91-92	87,1	2,2
Isole Inférieur	89-91	91,4	-1,1	91-92	79,2	11,4
Isole Supérieur	89-91	89,2	-1,1	91-92	82,4	-13,1
Jarlot	88-90	95,2	-1,3	90-92	86,0	-8,7
Jaudy	88-90	91,3	7,3	90-92	76,7	29,8
Leff	88-90	88,6	10,5	90-92	25,4	8,7
Leguer	89-91	94,3	-0,8	91-92	89,2	13,0
Lie	89-91	88,7	8,6	91-92	84,6	7,2
Meu	89-91	90,3	7,5	91-92	71,6	15,0
Neal	88-90	85,5	3,8	90-92	17,6	-35,2
Oust	89-91	94,2	-0,8	91-92	73,1	1,7
Rance	89-91	85,3	20,3	91-92	-7,4	65,7
Rosette	88-90	75,4	-1,2	90-92	56,1	8,0
Scorff	88-90	91,6	-3,8	90-92	51,1	-15,0
Ster Goz	89-91	89,8	-2,2	91-92	81,0	14,1
Tromorgant	88-90	90,2	-0,4	90-92	62,5	-16,7
Yar	89-91	96,8	0,5	91-92	92,3	-2,4
MOYENNE	X	**91,1**	**0,1**	X	**59,1**	**1,1**
ECART-TYPE	X	**4,5**	**8,7**	X	**34,5**	**24,6**

c) Jeux de paramètres optimisés

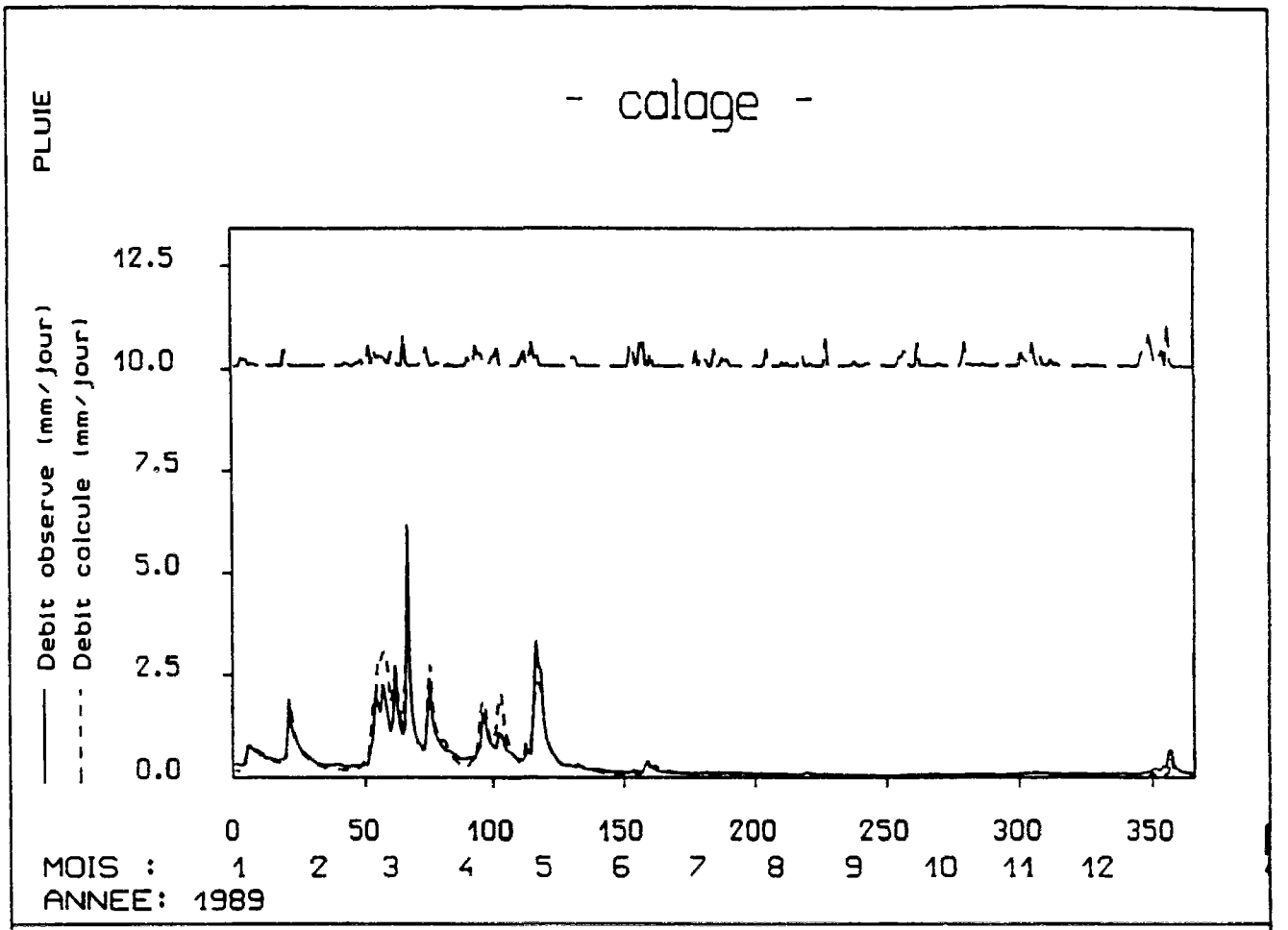
"SHEM18-1"

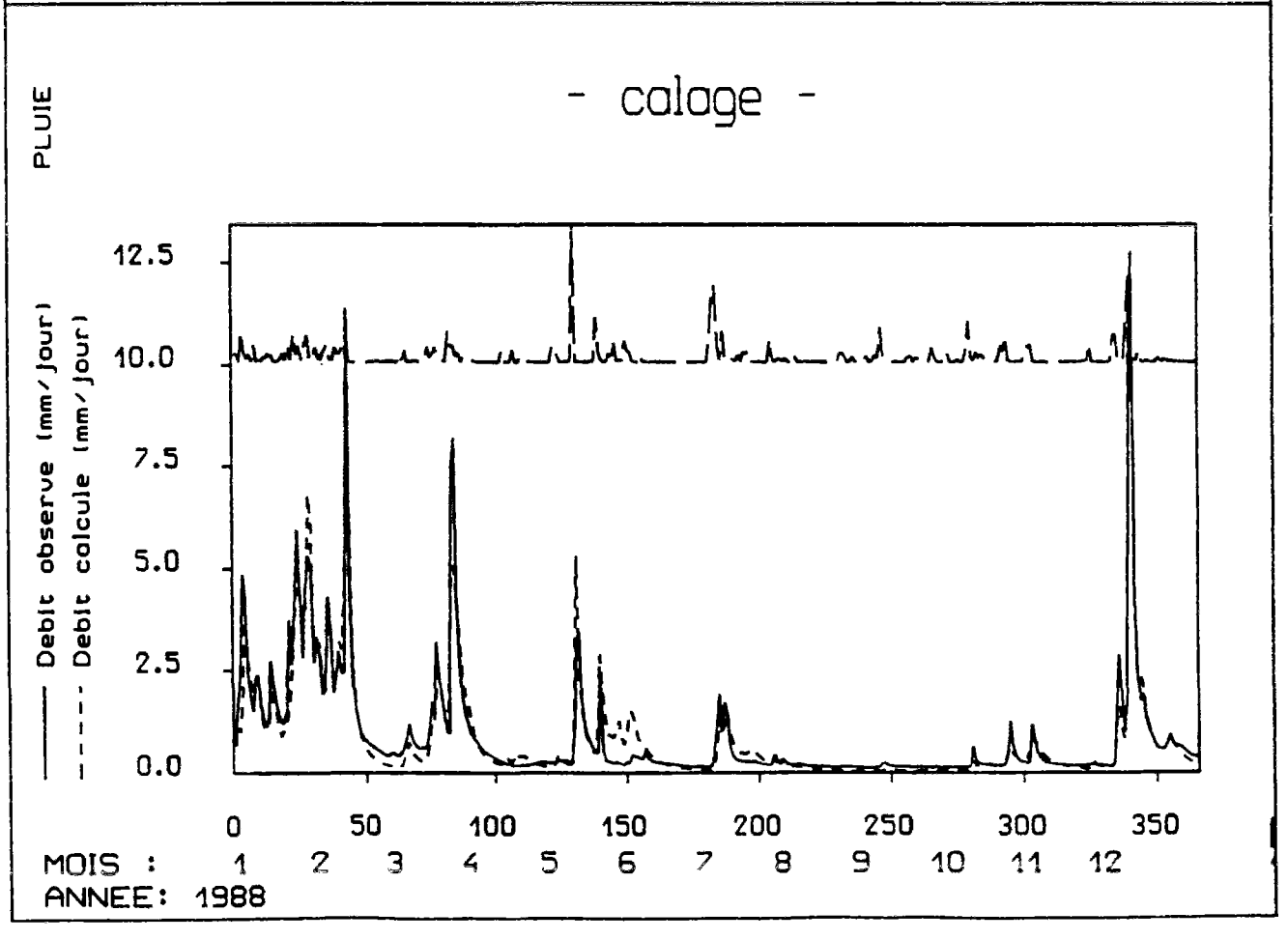
BASSIN	W_{smax}	W_{gmax}	C	B	TH	D
Aff Inférieur	9,99	-0,67	0,19	3,66	9,99	0,01
Aff Supérieur	9,79	-0,48	0,57	3,82	9,99	0,00
Arguenon	9,95	0,15	0,45	3,94	1,67	0,04
Aulne	9,95	-1,32	0,11	4,94	9,99	0,07
Aven	9,41	-0,19	0,26	5,84	9,91	-0,07
Blavet	9,84	0,64	-0,01	5,75	1,31	0,07
Canut	9,07	-1,05	-0,07	4,48	2,28	0,00
Claie	9,94	-1,03	0,35	5,73	0,86	0,00
Coët Organ	9,96	-1,92	0,03	6,49	9,81	0,14
Combs	9,98	-1,10	0,28	3,88	9,99	0,00
Elle Inférieur	0,91	0,85	0,45	5,23	1,80	0,01
Elle Supérieur	2,97	-0,22	0,55	4,45	1,24	-0,01
Evel	9,99	-0,93	0,48	5,55	-0,26	0,02
Evron	9,99	-0,47	0,55	4,17	2,22	0,06
Flume	2,13	0,35	0,04	3,29	0,22	0,00
Gouessant	0,06	0,48	0,60	3,61	1,60	0,20
Gouet	9,96	0,04	-0,13	5,53	1,86	0,11
Hyère	9,96	-1,27	0,20	5,38	-0,05	0,17
Inam	9,99	0,30	-0,07	5,54	1,71	0,05
Isole Inférieur	0,25	0,19	0,29	5,44	2,65	0,00
Isole Supérieur	-3,46	-0,99	0,04	5,27	2,24	0,04
Jarlot	9,95	-1,63	-0,11	6,62	9,96	0,09
Jaudy	9,65	-0,15	0,15	4,52	3,08	0,07
Leff	9,89	0,20	0,40	5,52	2,83	0,10
Leguer	9,99	-1,07	-0,02	5,83	9,99	0,00
Lie	9,89	0,25	0,06	4,41	1,4	0,04
Meu	9,98	-0,94	0,47	3,56	9,99	0,04
Neal	9,99	-0,40	0,14	2,76	9,99	0,00
Oust	9,99	-1,32	0,18	5,26	0,06	0,07
Rance	9,98	-0,27	0,35	3,63	2,18	0,05
Rosette	9,99	0,40	0,54	3,65	0,97	0,11
Scorff	-1,06	0,60	0,38	5,24	1,34	0,01
Ster Goz	9,56	0,38	0,16	6,08	8,91	0,01
Tromorgant	9,85	0,91	-0,07	5,46	9,98	0,05
Yar	9,99	-1,18	0,17	5,72	9,99	0,00

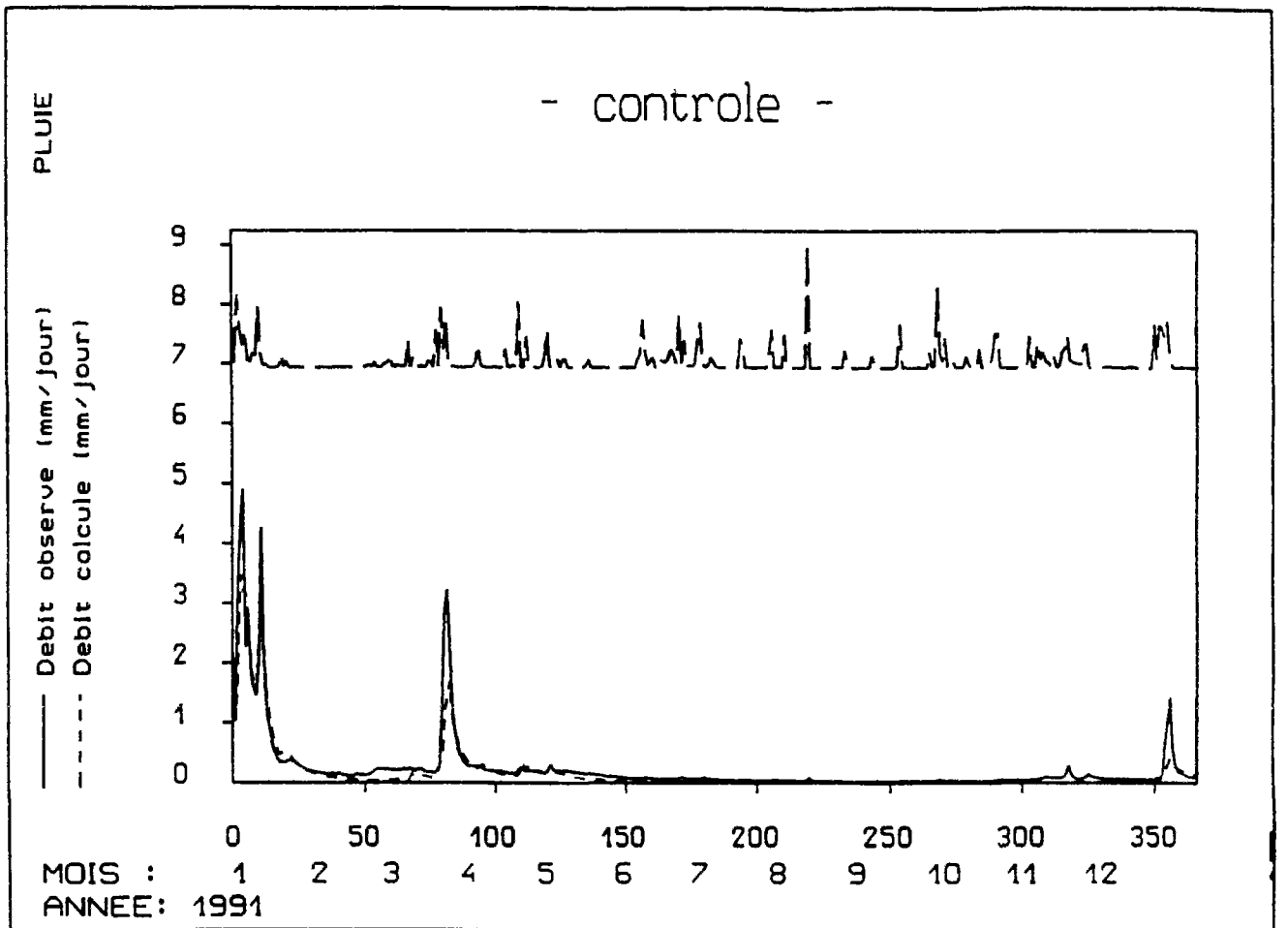
"SHEM22-1"

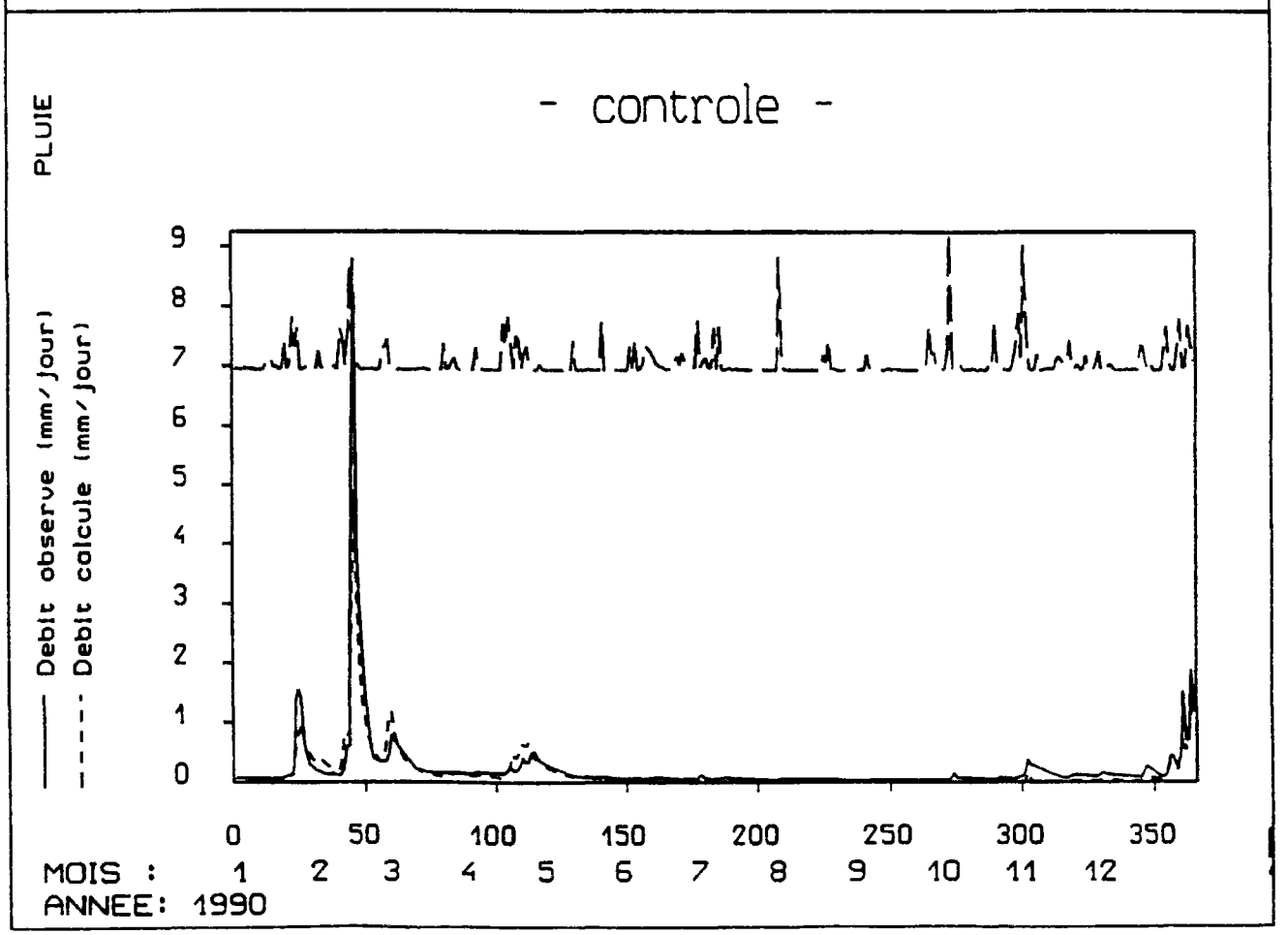
BASSIN	W_{smax}	W_{gmax}	C	B	TH	D
Aff Inférieur	9.94	-0.22	0,09	3.62	1.23	0.01
Aff Supérieur	9.96	-0.22	0.52	4.29	4.21	0,00
Arguenon	9.97	0.59	0.19	4.24	1.03	0.06
Aulne	9.97	-0.79	0.16	4.71	2.45	0.02
Aven	9.29	0,09	0.24	6.04	9.99	-0,06
Blavet	9.96	0.36	-0,05	6.14	1.38	0.07
Canut	-0.26	-0.74	-0.06	4,50	9.99	0.00
Claie	9.65	-0.88	0.34	5.82	1.03	0.00
Coët Organ	0.24	-1.40	0,05	6,33	9.99	0.07
Combs	1.19	-0.69	0.29	3.76	9.99	0.00
Elle Inférieur	9.64	0.89	0.41	5.72	3.05	0.01
Elle Supérieur	7.83	0,03	0.49	4.66	0.64	-0.01
Evel	9.94	-0.83	0.45	5.65	-0.56	0,04
Evron	9.88	0.01	0.55	4,08	0.95	0,09
Flume	9.79	0.30	-0.11	4.11	0.74	0.00
Gouessant	9.95	0.83	0,55	3.82	1.19	0.22
Gouet	9.98	-1.21	-0.23	6.19	9.99	0,19
Hyère	9.99	-2.05	0.26	5,64	3.62	0.17
Inam	9.90	0.28	-0.11	5.89	1,54	0,05
Isole Inférieur	-0.64	-0.04	0.25	5,76	2.00	0,01
Isole Supérieur	-3.22	-1.15	0.01	5.44	1.82	0.04
Jarlot	9.93	-0.98	-0.08	6.37	4.45	0.01
Jaudy	9.89	-0.15	0,05	4.87	2.85	0,10
Leff	9.88	0.20	-0.01	4.98	1.49	0.12
Leguer	9.98	-0.98	-0.02	5.94	9.99	0.00
Lie	9.91	0.05	-0.05	4.86	1.12	0.05
Meu	9.98	-0.60	0.34	3.75	0.68	0.05
Neal	9.91	0.16	0.13	2.39	1.04	0.01
Oust	1.34	-0.61	0.21	4.81	0.54	0.01
Rance	9.91	-0.32	0.21	3.53	0.46	0,09
Rosette	9.60	-0.02	0.39	4.87	2.30	0.10
Scorff	9.94	9.99	0.39	5.84	9.99	0.02
Ster Goz	4.18	-0.49	0.11	6.44	9.95	0.00
Tromorgant	9.86	0.90	-0.13	5.97	9.99	0.07
Yar	9.82	-1.04	0.19	5.86	9.99	0.00

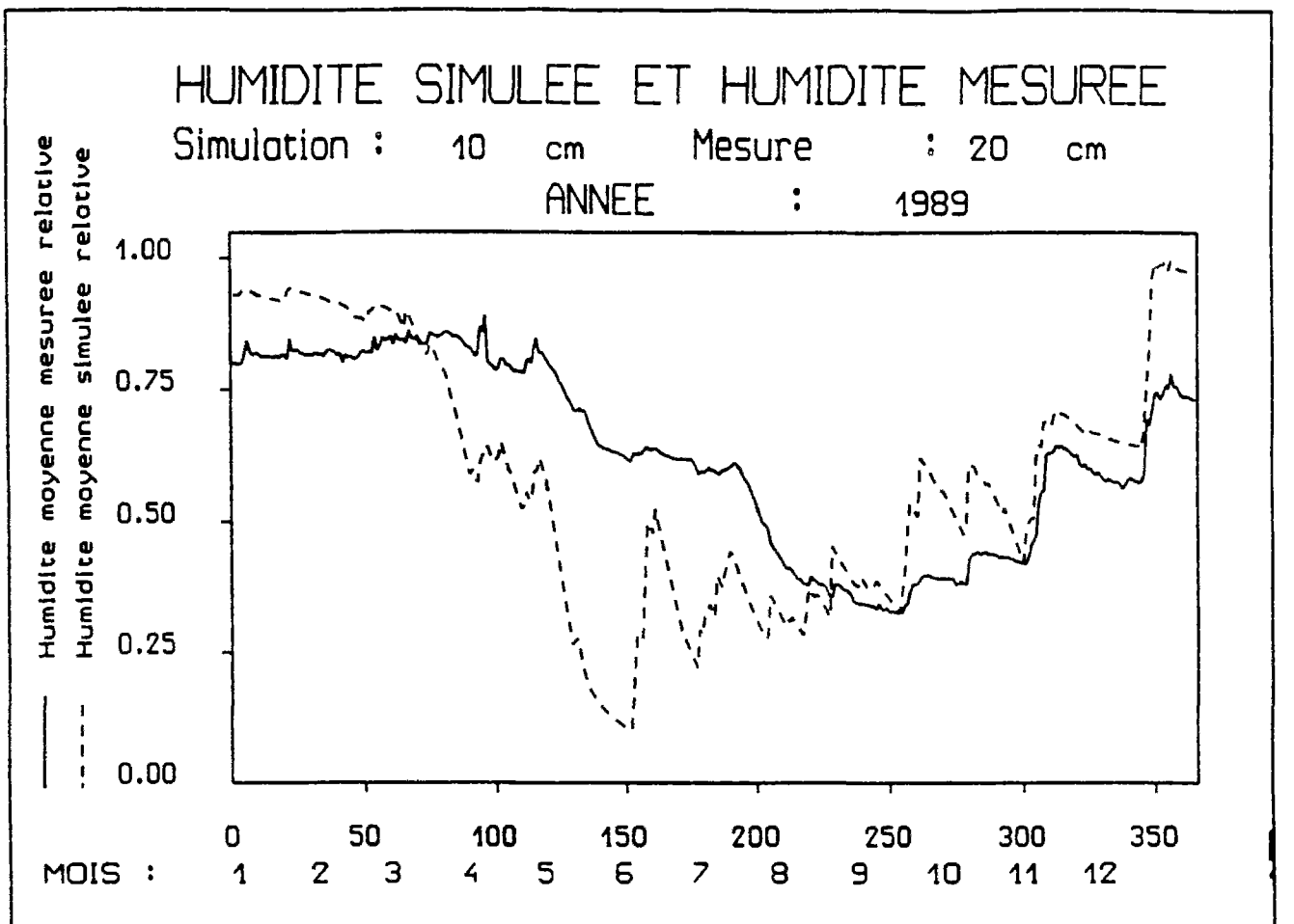
BASSIN VERSANT REPRESENTATIF ET EXPERIMENTAL DE L'ORGEVAL

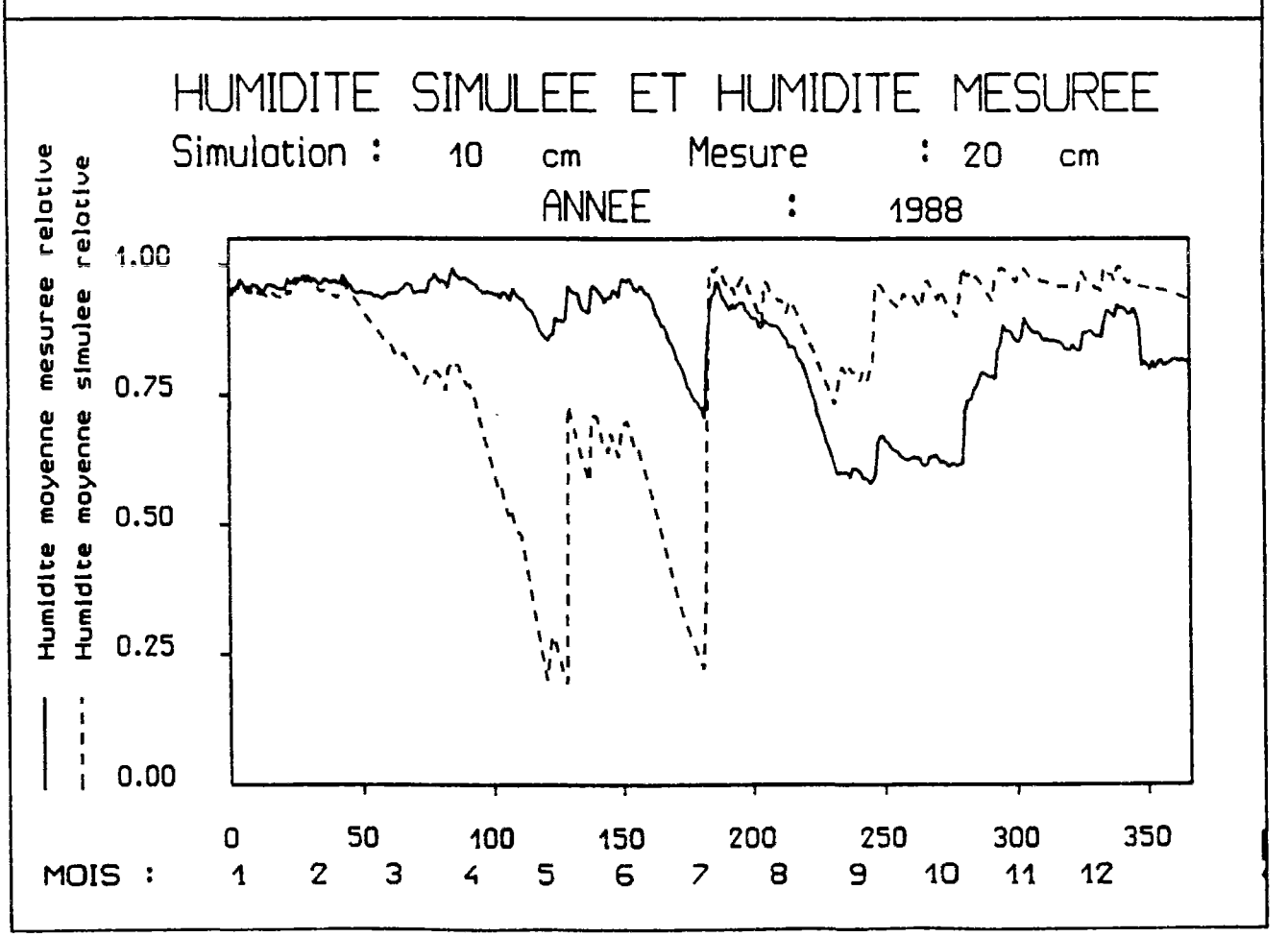


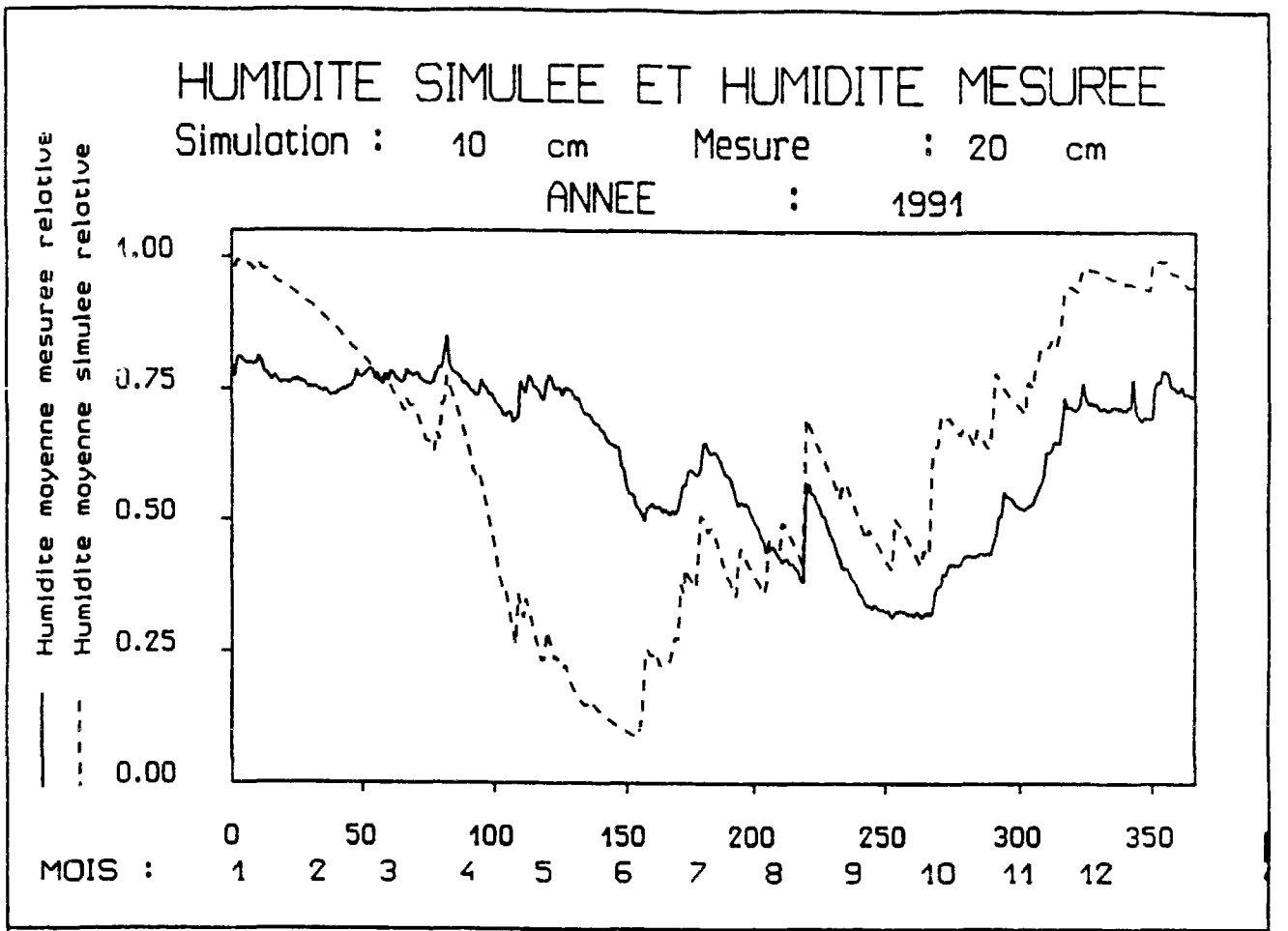


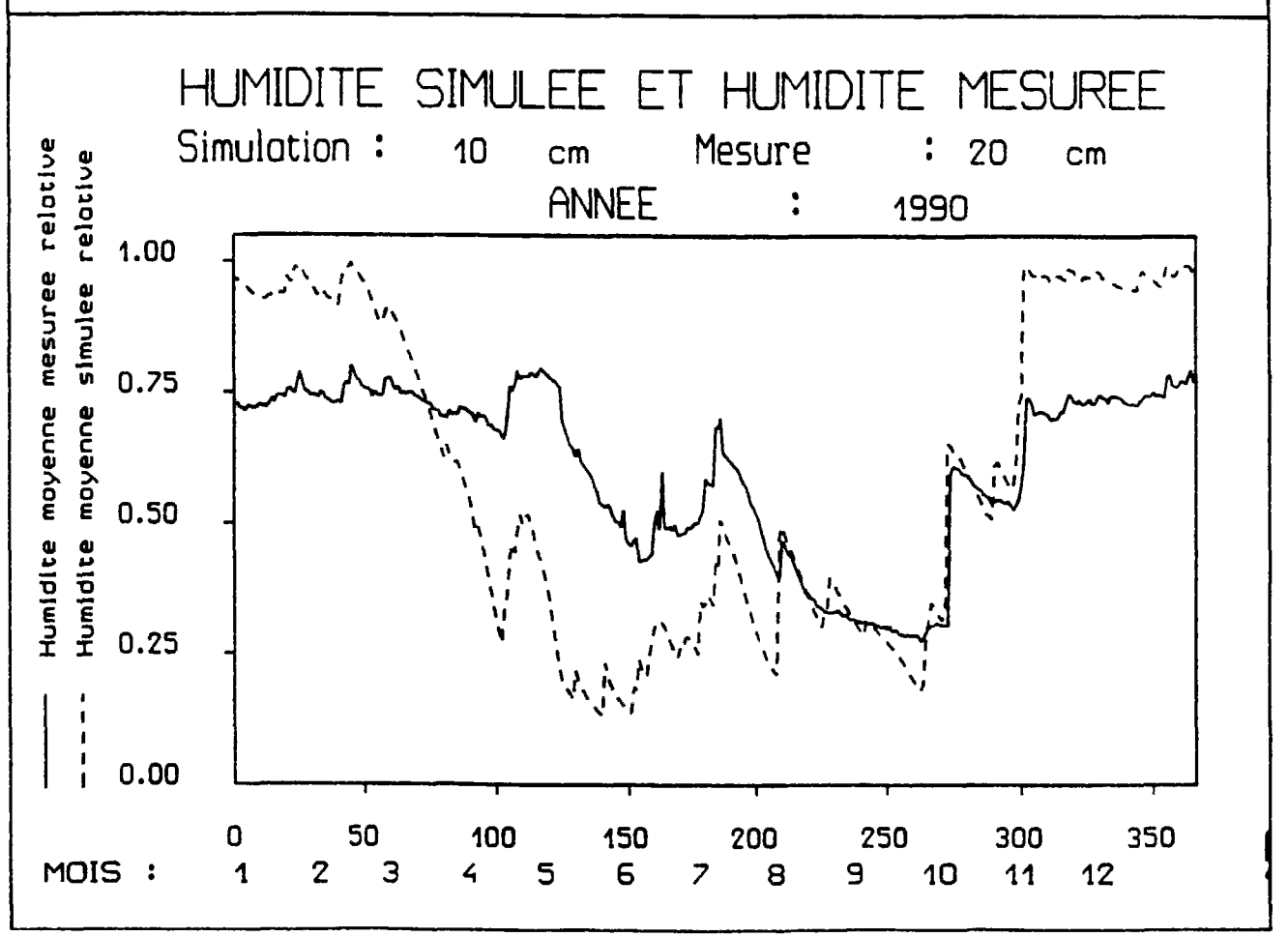

- controle -
PLUIE
Debit observe (mm/jour)
Debit calcule (mm/jour)
9
8
7
6
5
4
3
2
1
0
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
ANNEE: 1991

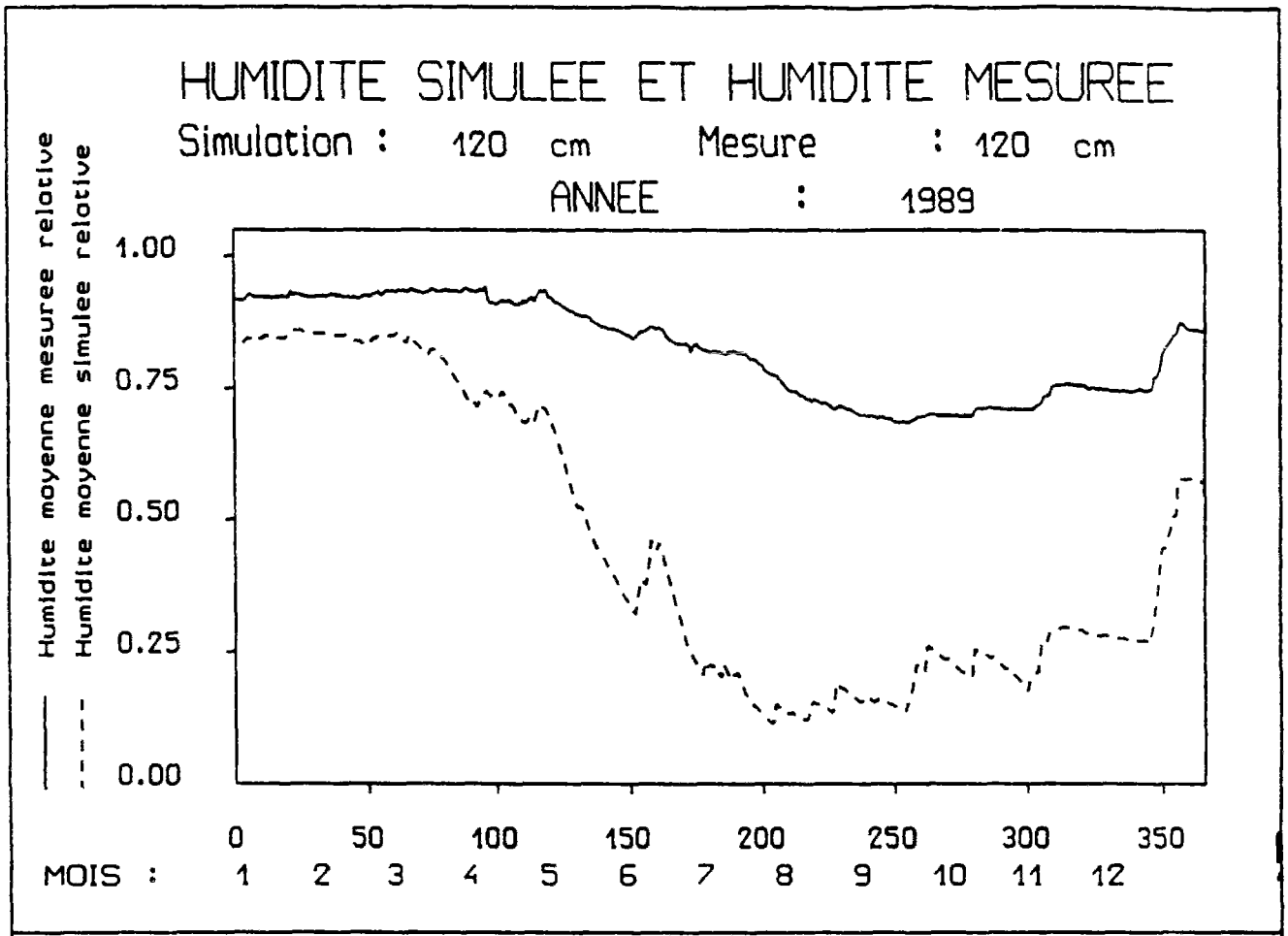

- controle -
PLUIE
Debit observe (mm/jour)
Debit calcule (mm/jour)
9
8
7
6
5
4
3
2
1
0
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
ANNEE: 1990

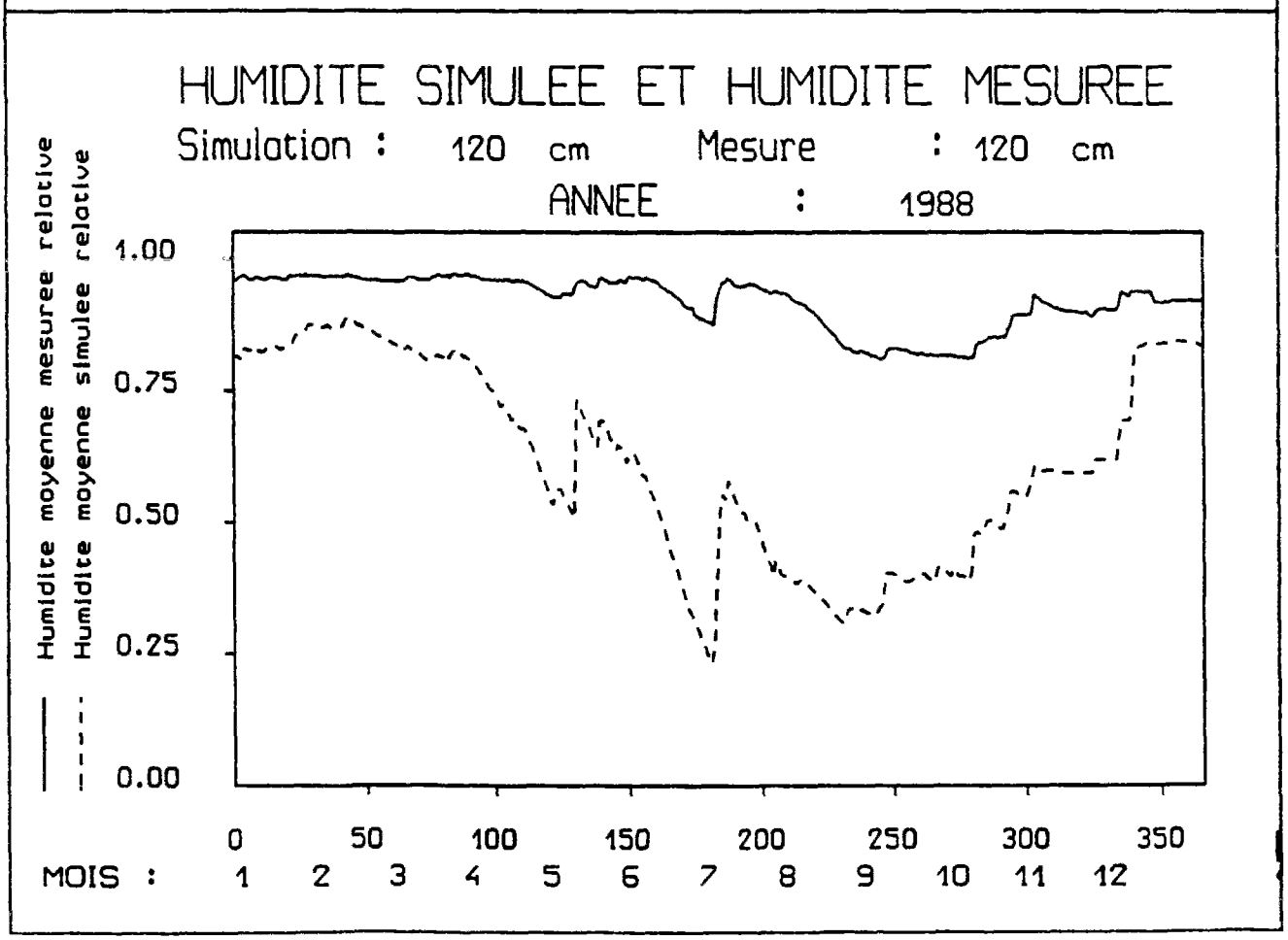

HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 10 cm Mesure : 20 cm
ANNEE : 1989
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

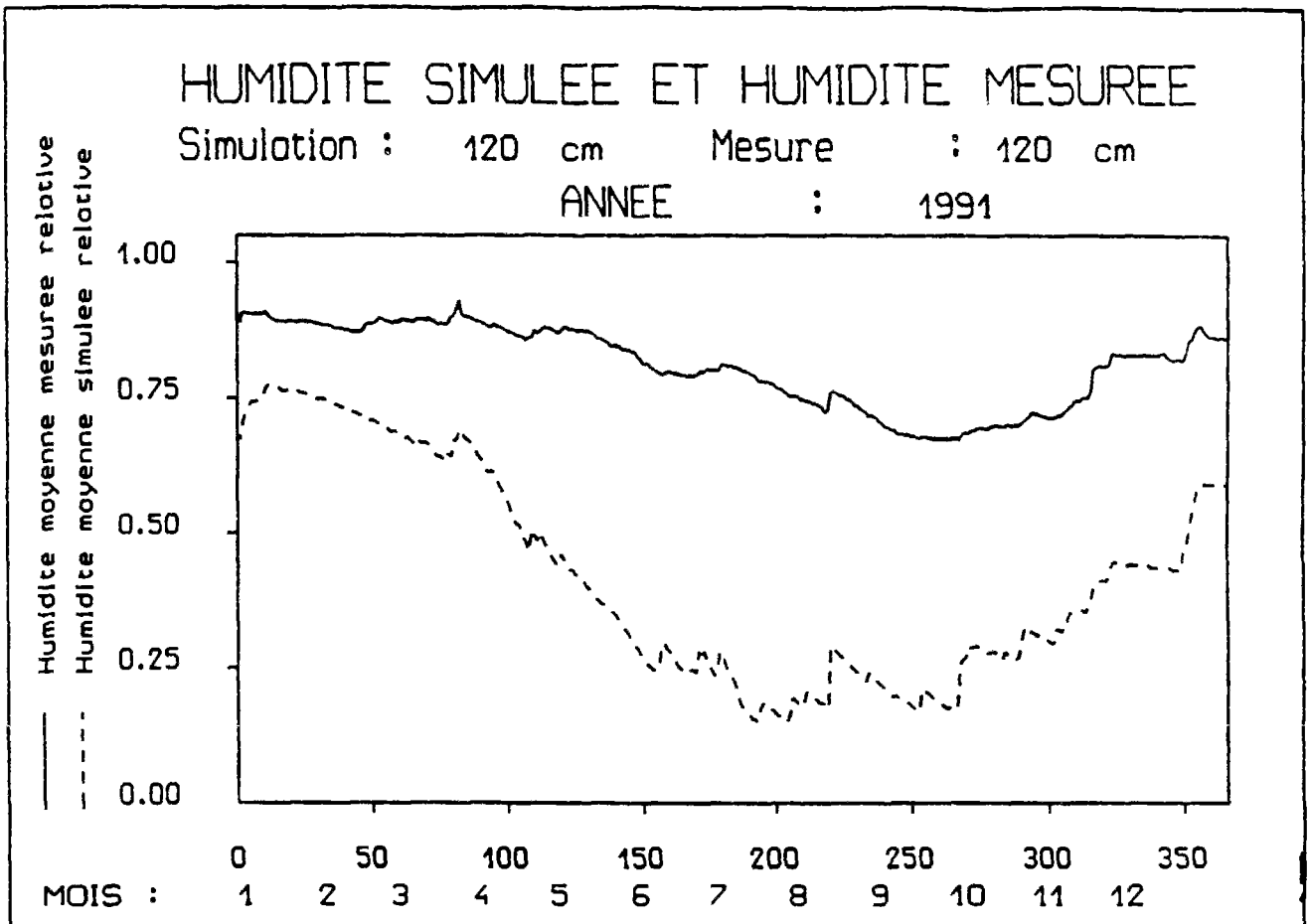

HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 10 cm Mesure : 20 cm
ANNEE : 1988
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

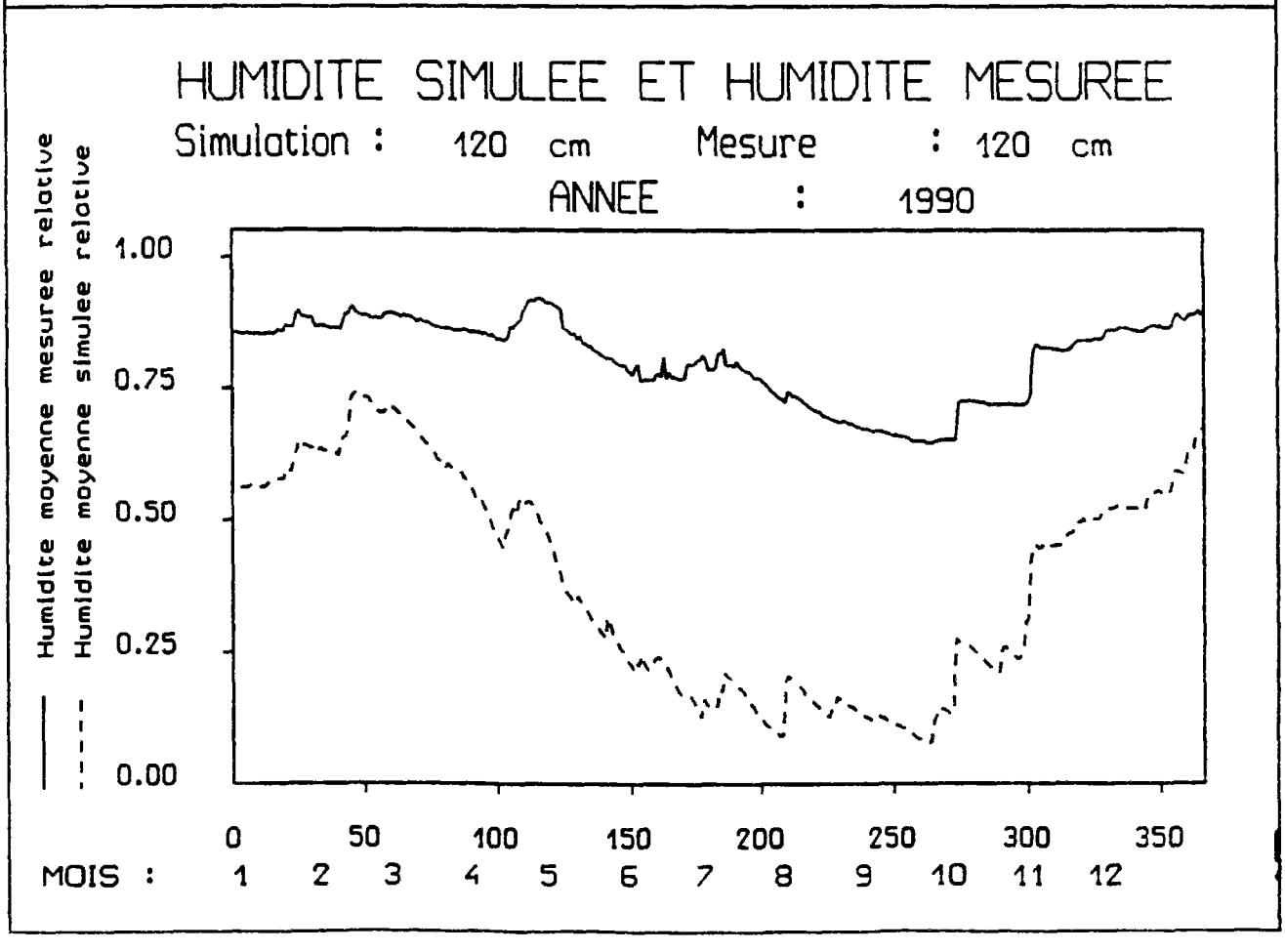

HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 10 cm Mesure : 20 cm
ANNEE : 1991
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12


HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 10 cm Mesure : 20 cm
ANNEE : 1990
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

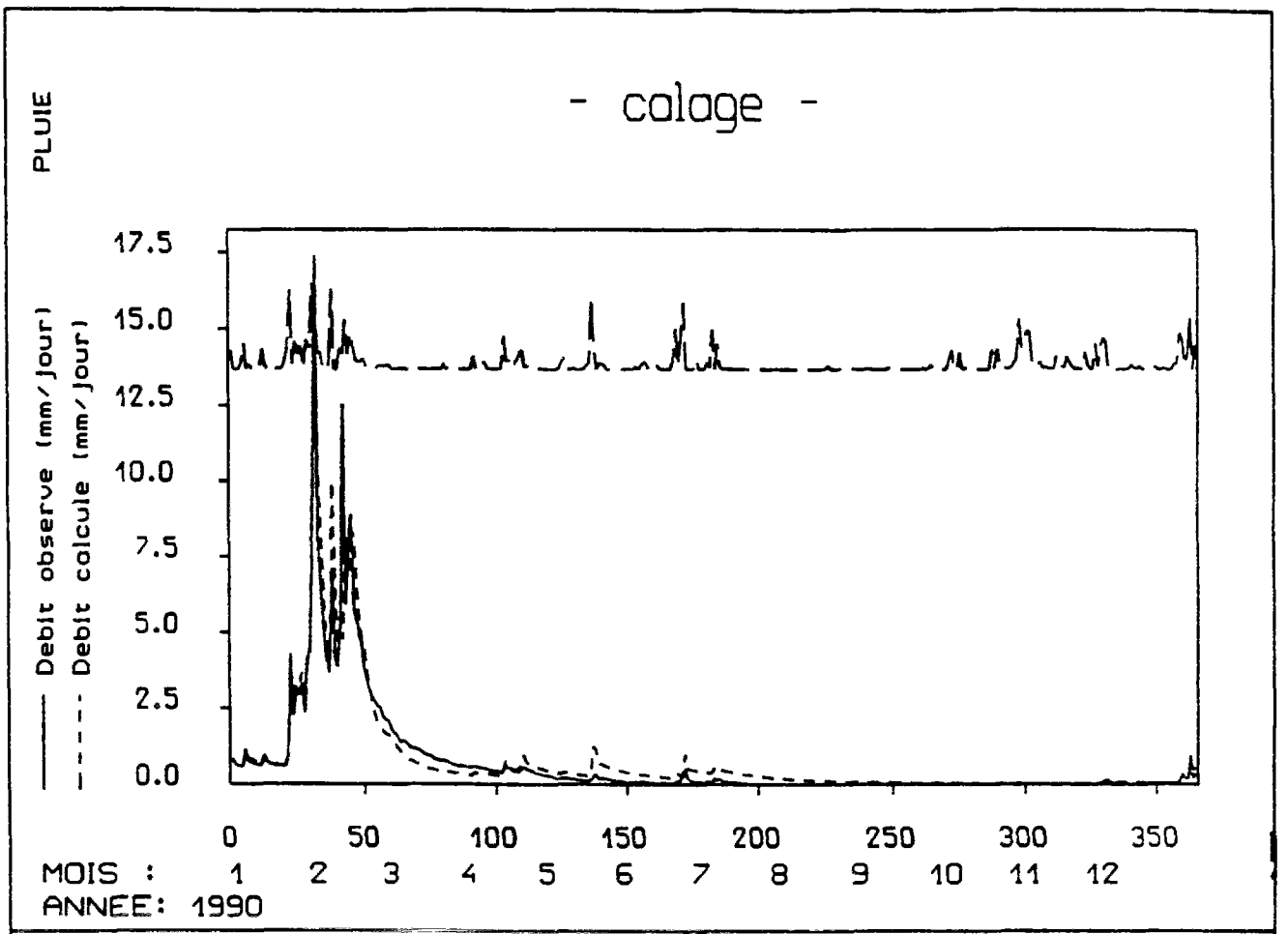

HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 120 cm Mesure : 120 cm
ANNEE : 1989
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

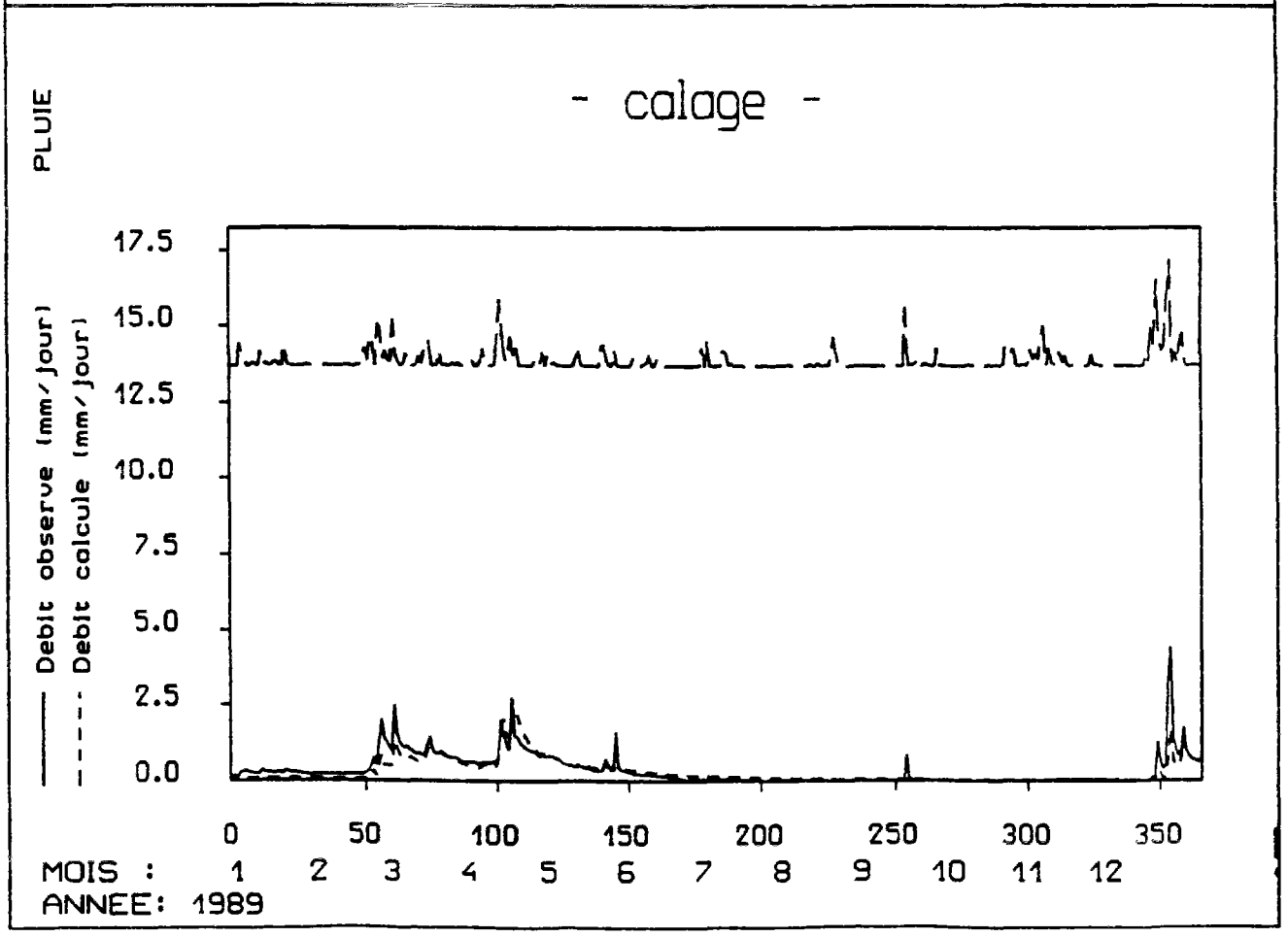

HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 120 cm Mesure : 120 cm
ANNEE : 1988
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

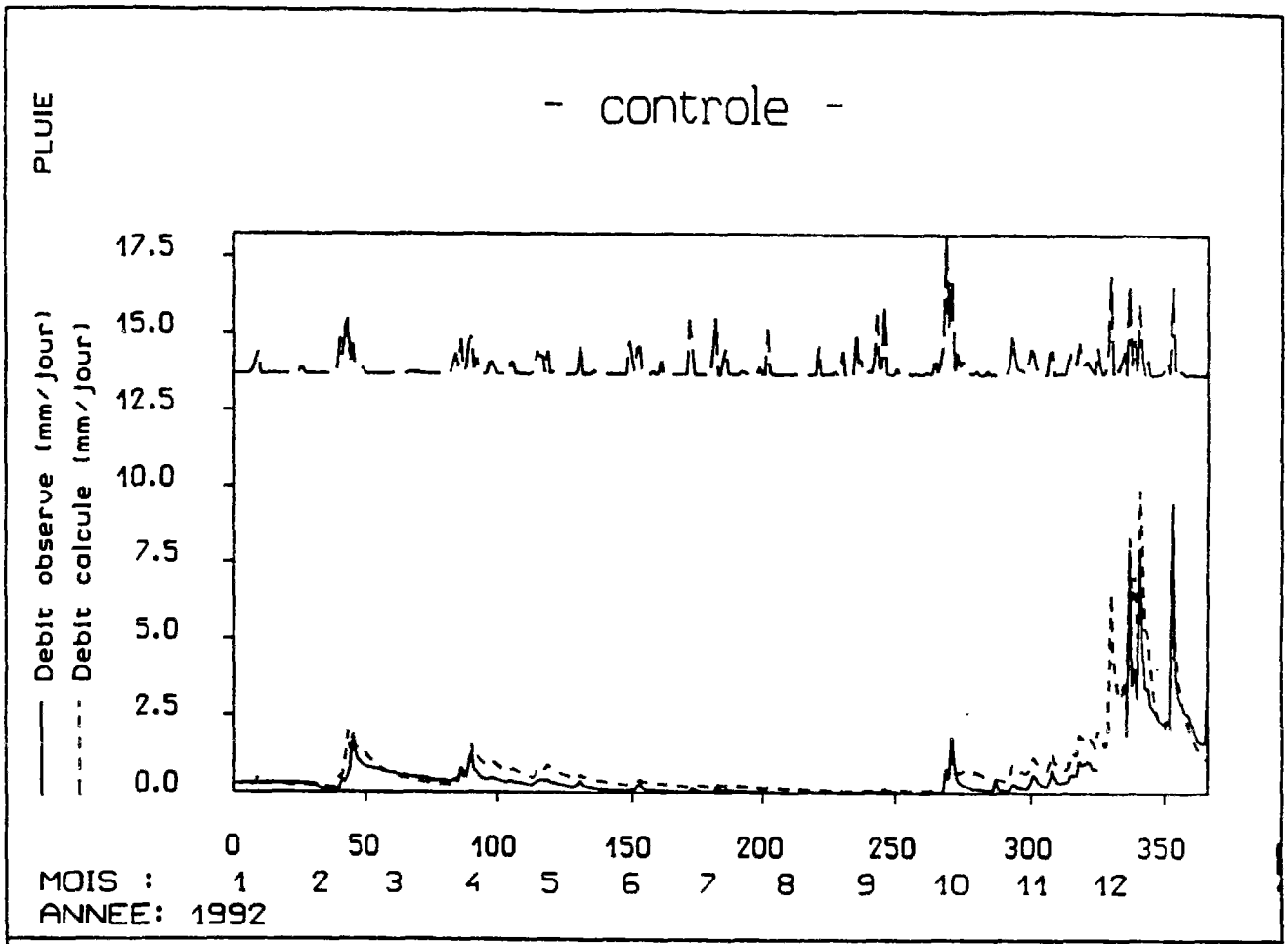

HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 120 cm Mesure : 120 cm
ANNEE : 1991
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

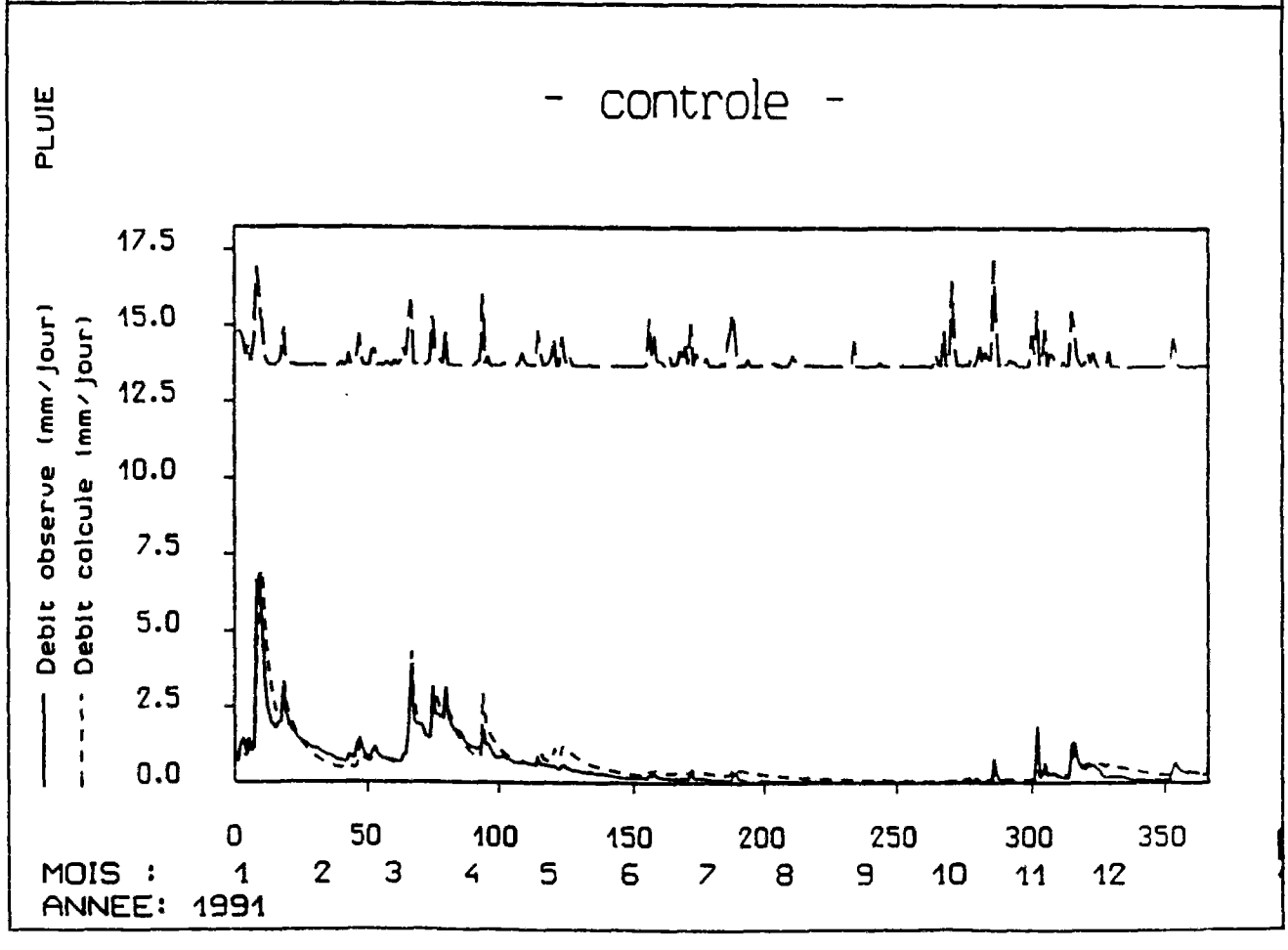

HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 120 cm Mesure : 120 cm
ANNEE : 1990
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

BASSIN VERSANT REPRESENTATIF ET EXPERIMENTAL DE NAIZIN

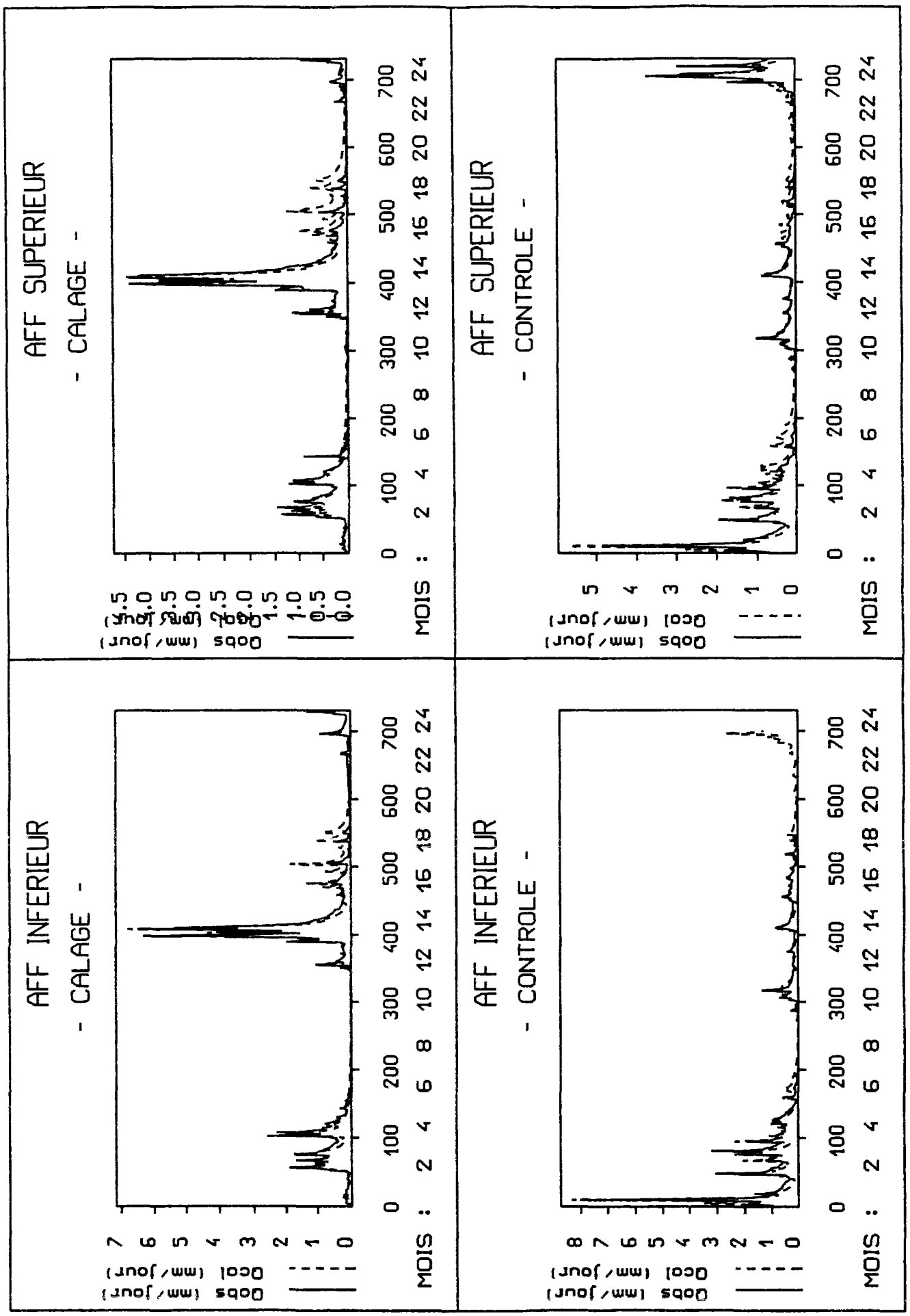


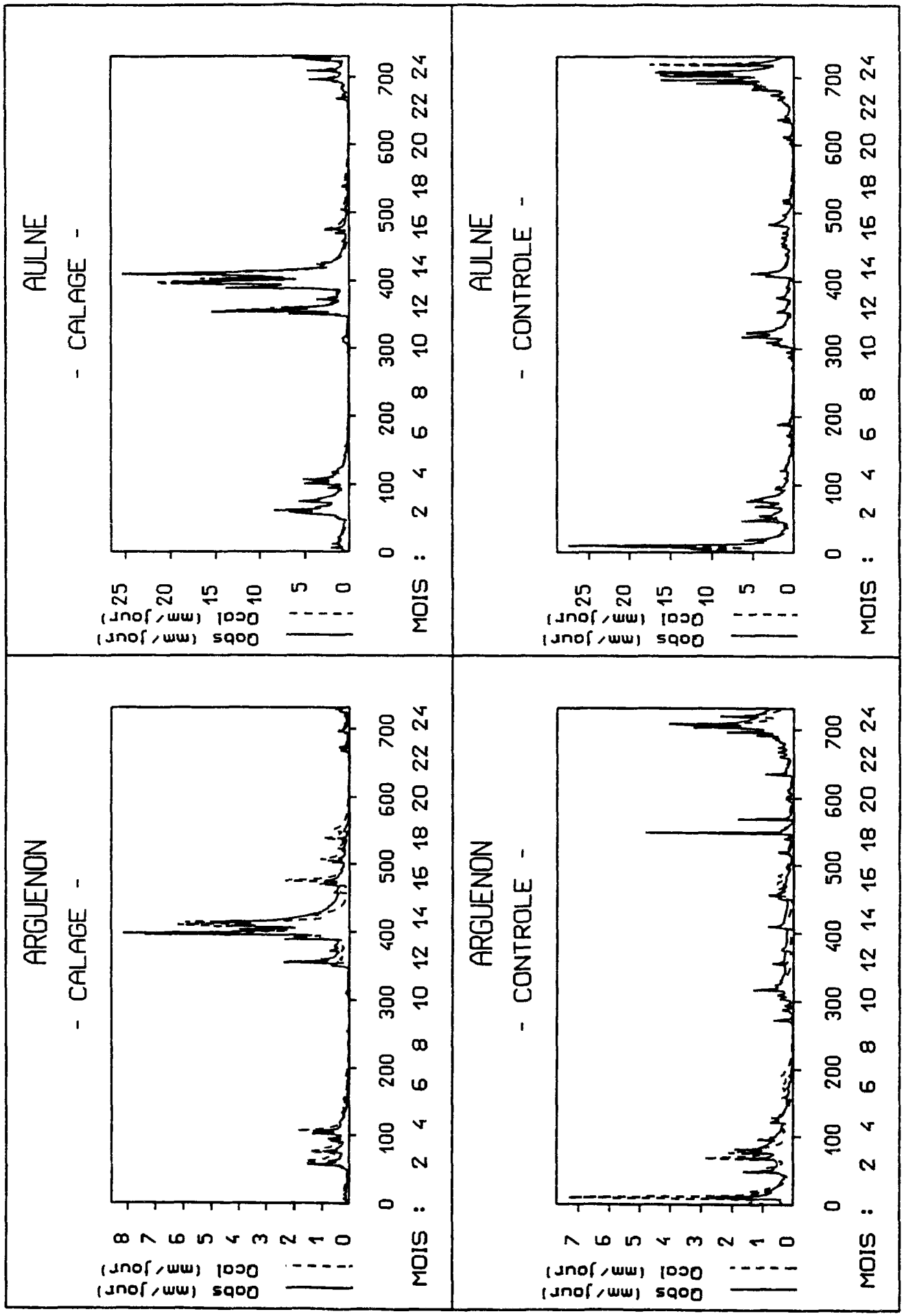


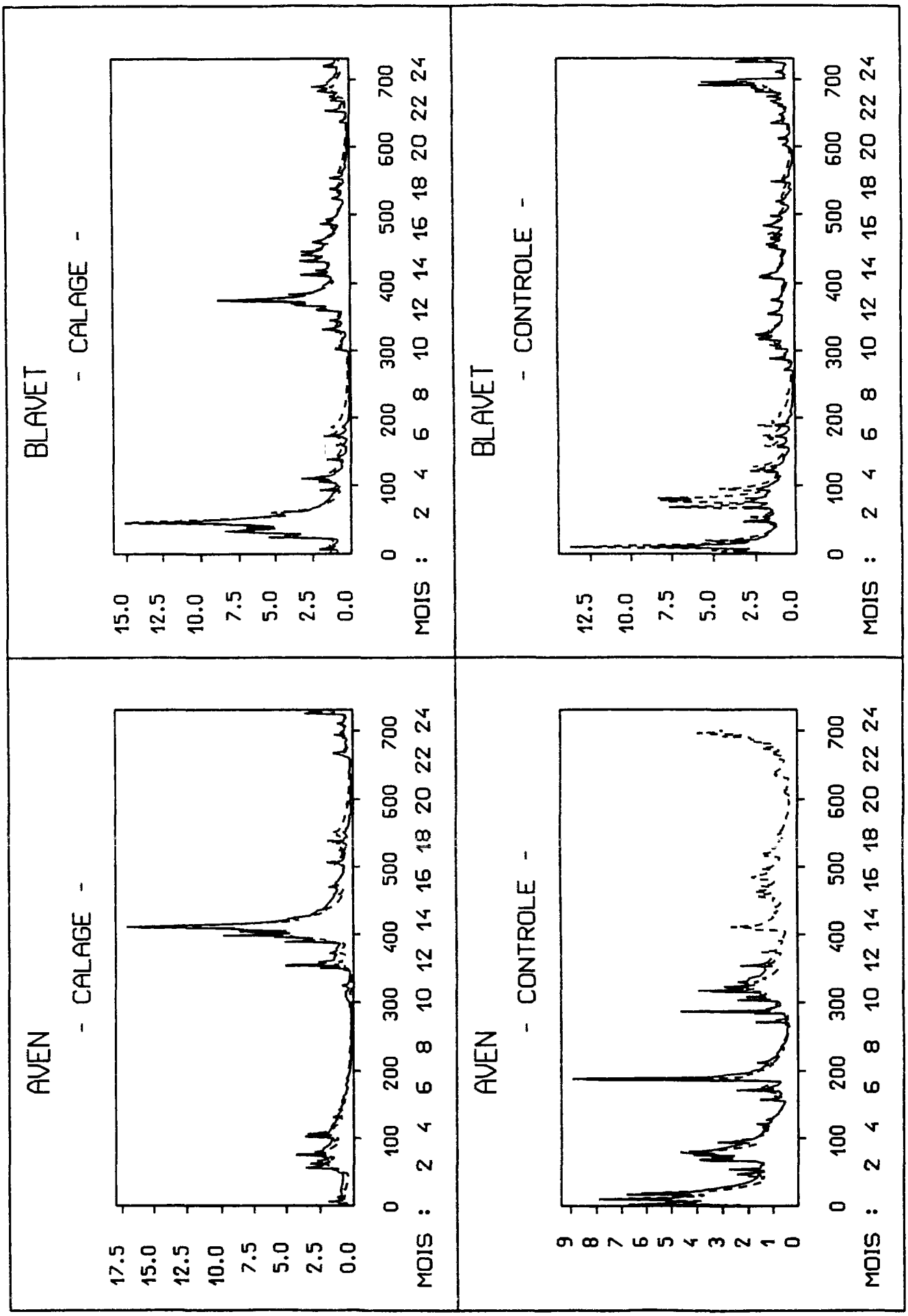

- controle -
PLUIE
Debit observe (mm/jour)
Debit calcule (mm/jour)
17.5
15.0
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
ANNEE: 1992

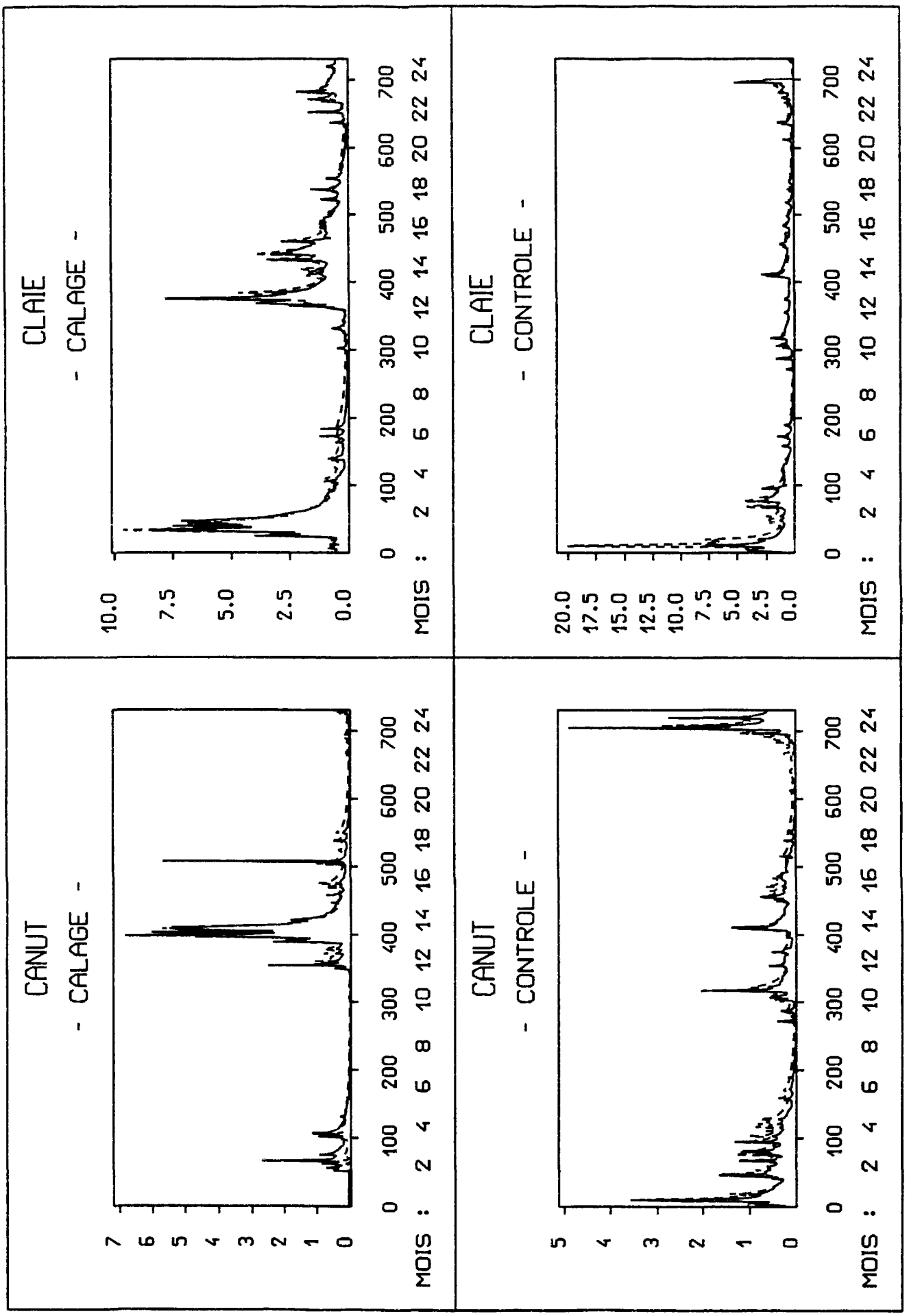

- controle -
PLUIE
Debit observe (mm/jour)
Debit calcule (mm/jour)
17.5
15.0
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
ANNEE: 1991

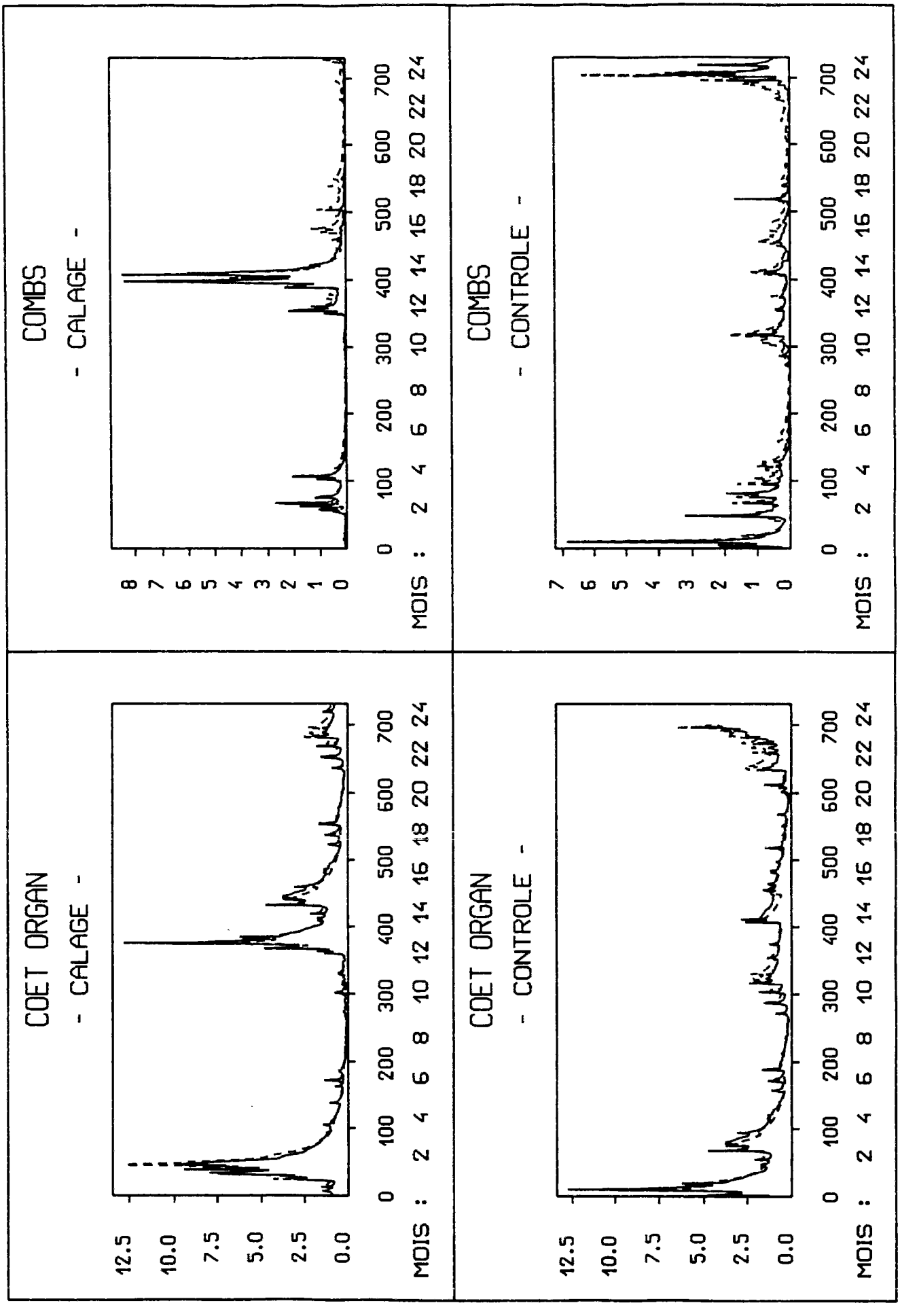
BASSINS VERSANTS BRETONS

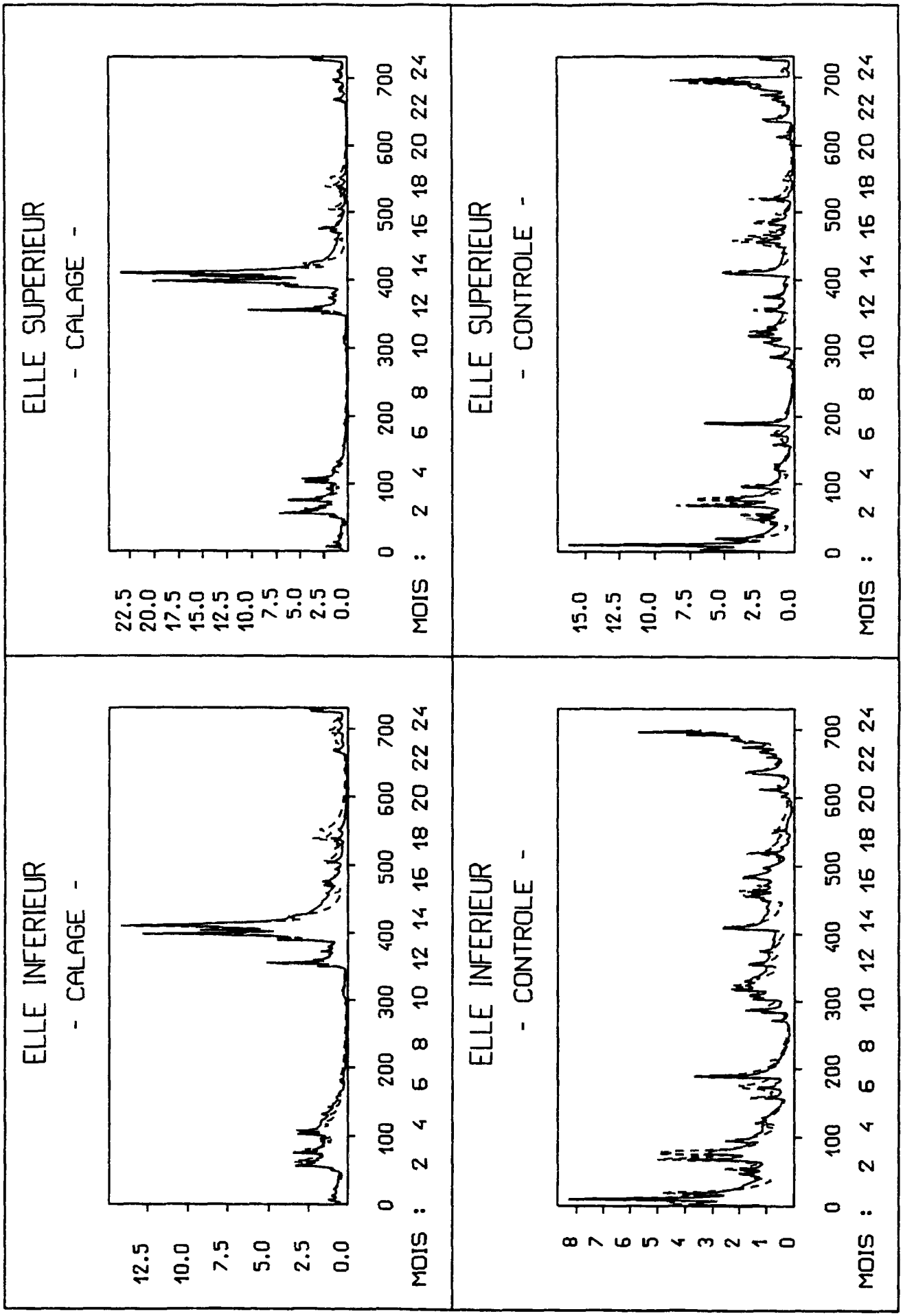


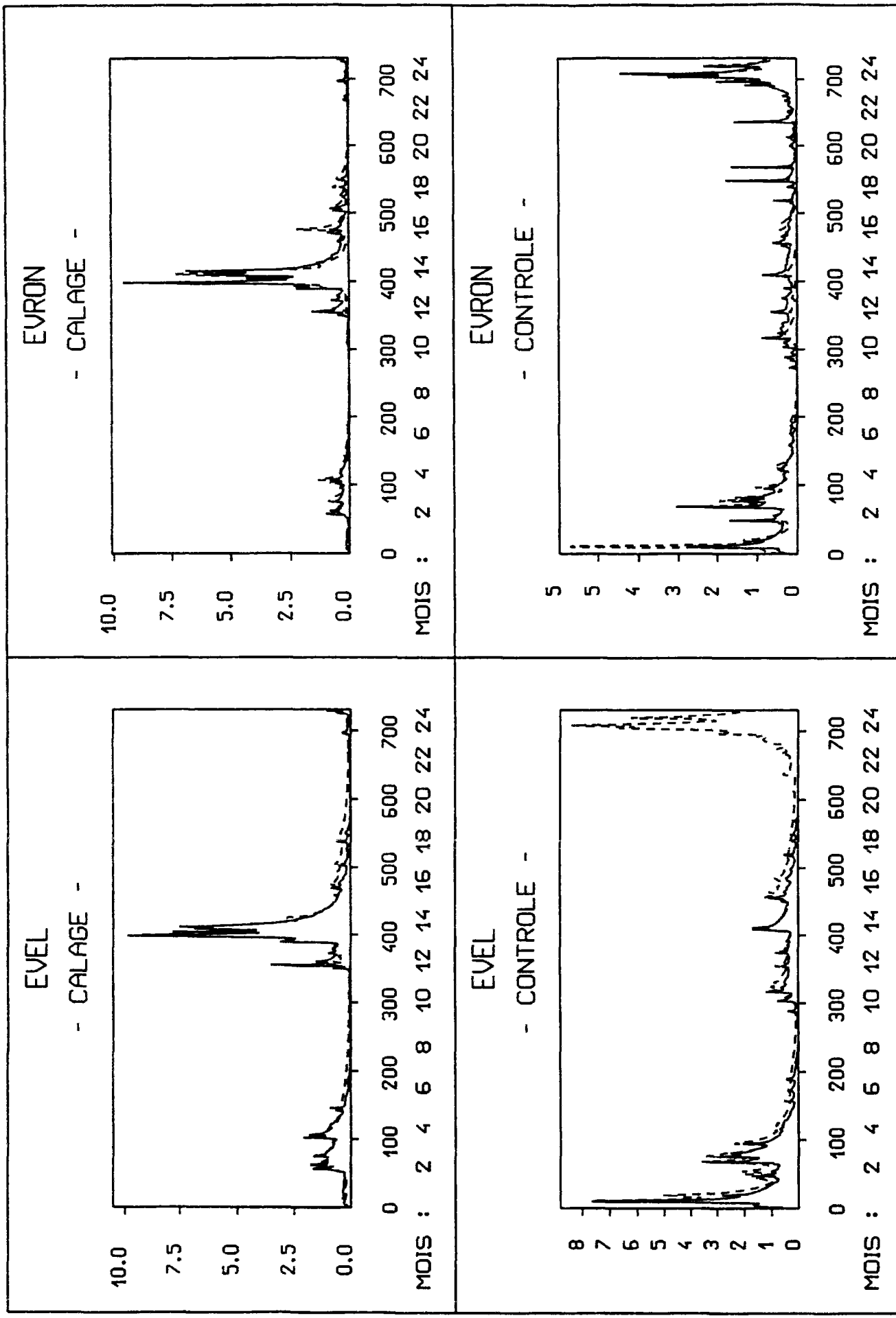

AULNE
- CALAGE -
AULNE
- CONTROLE -
ARGUENON
- CALAGE -
ARGUENON
- CONTROLE -
Qobs (mm/jour)
Qcal (mm/jour)
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700

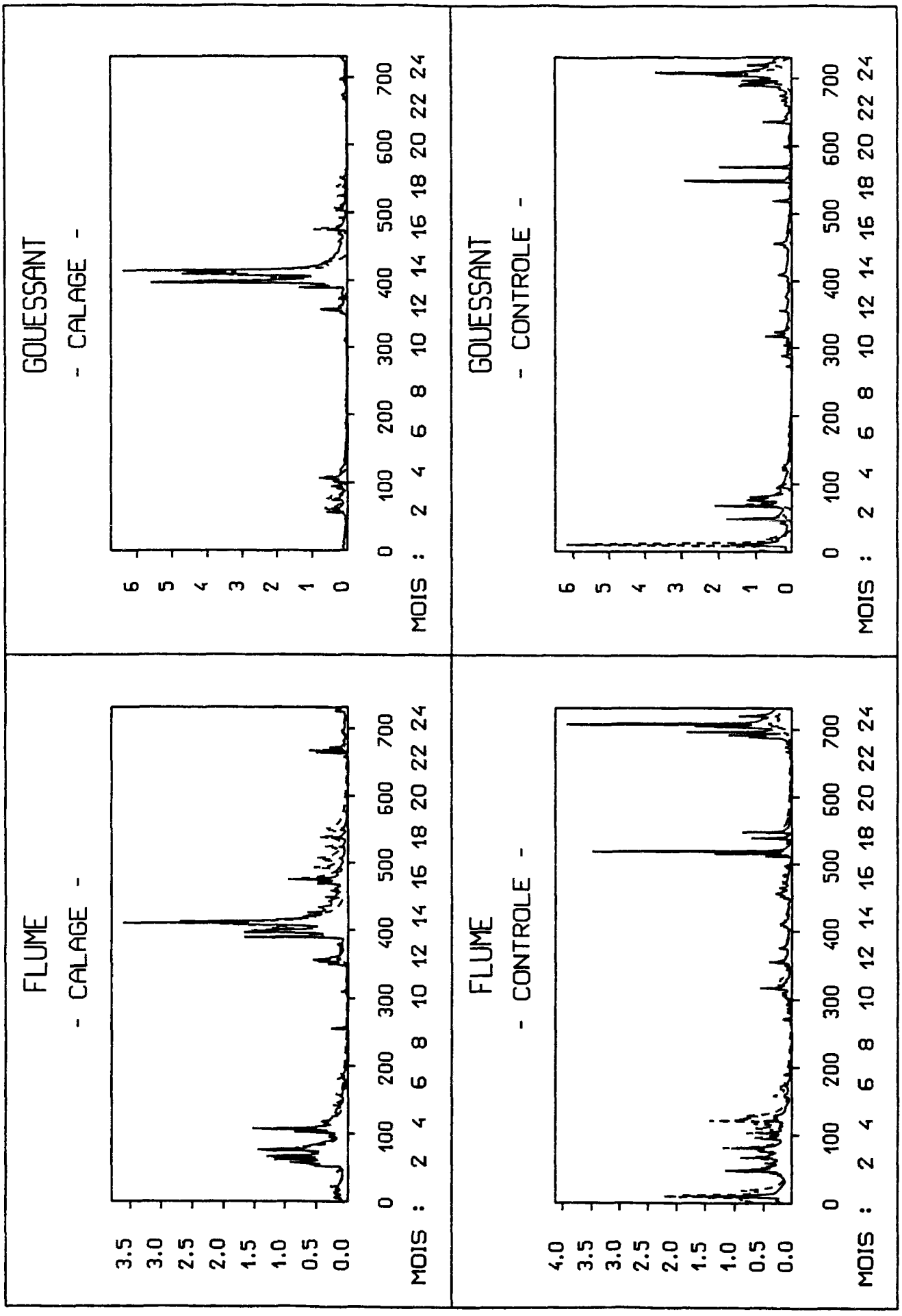

BLAVET
- CALAGE -
15.0
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
MOIS : 0 2 4 100 6 200 8 300 10 400 12 500 14 600 16 700 18 20 22 24
BLAVET
- CONTROLE -
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
MOIS : 0 2 4 100 6 200 8 300 10 400 12 500 14 600 16 700 18 20 22 24
AVEN
- CALAGE -
17.5
15.0
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
MOIS : 0 2 4 100 6 200 8 300 10 400 12 500 14 600 16 700 18 20 22 24
AVEN
- CONTROLE -
9
8
7
6
5
4
3
2
1
0
MOIS : 0 2 4 100 6 200 8 300 10 400 12 500 14 600 16 700 18 20 22 24

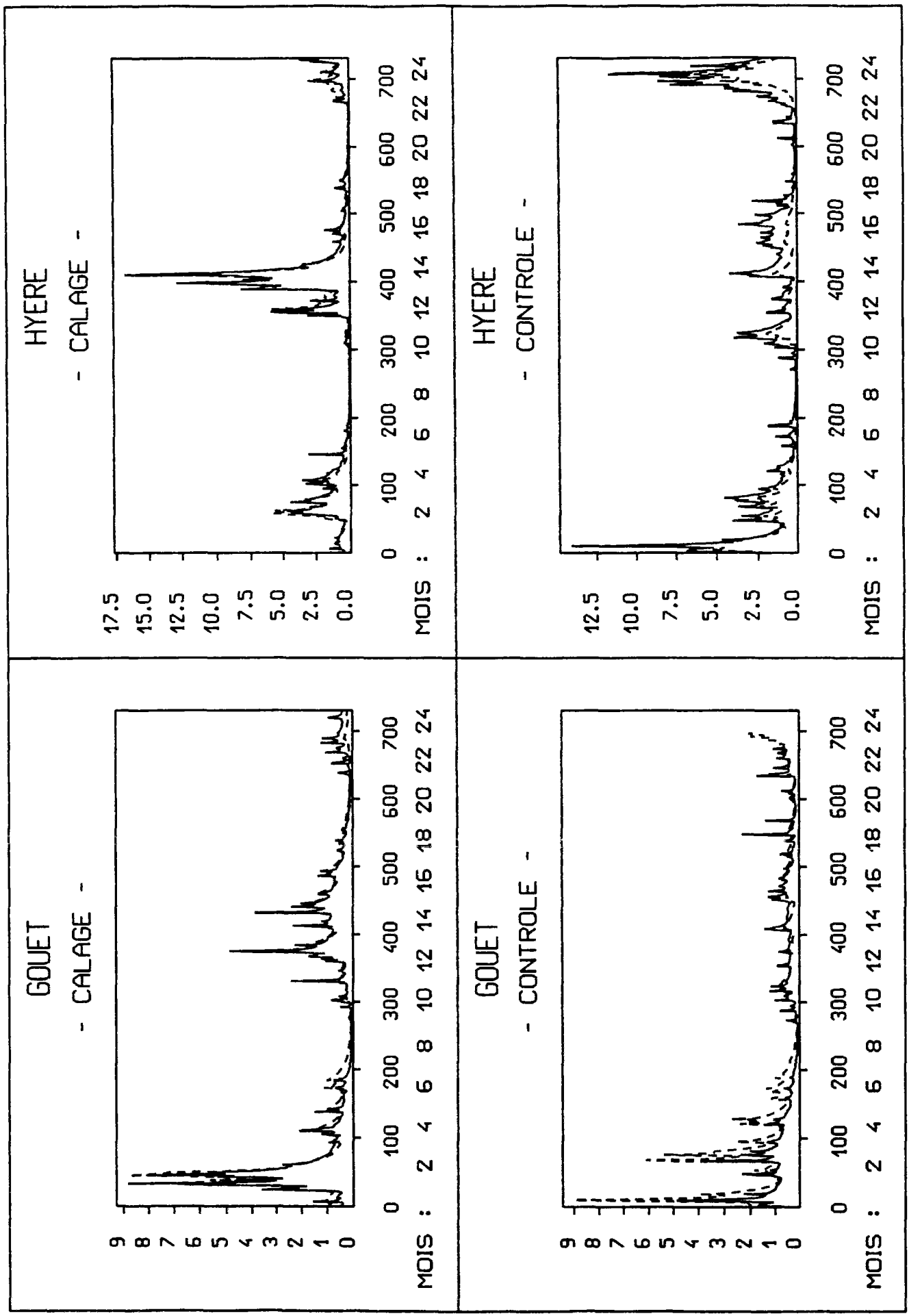

CLAIE
- CALAGE -
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700
CLAIE
- CONTROLE -
20.0
17.5
15.0
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700
CANUT
- CALAGE -
7
6
5
4
3
2
1
0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700
CANUT
- CONTROLE -
5
4
3
2
1
0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700

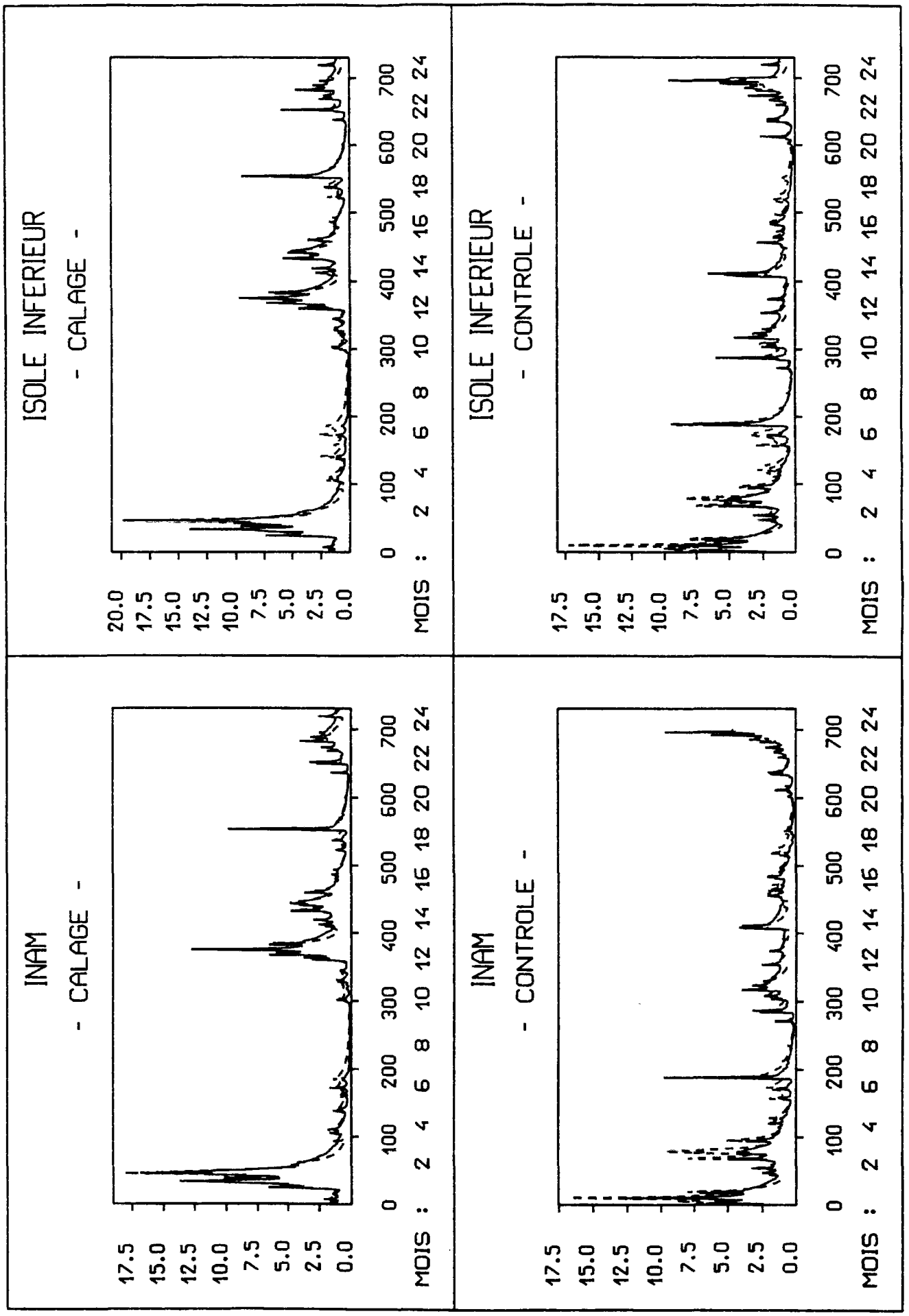

COMBS
- CALAGE -
COMBS
- CONTROLE -
COET ORGAN
- CALAGE -
COET ORGAN
- CONTROLE -
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700
0 1 2 3 4 5 6 7 8
0.0 2.5 5.0 7.5 10.0 12.5

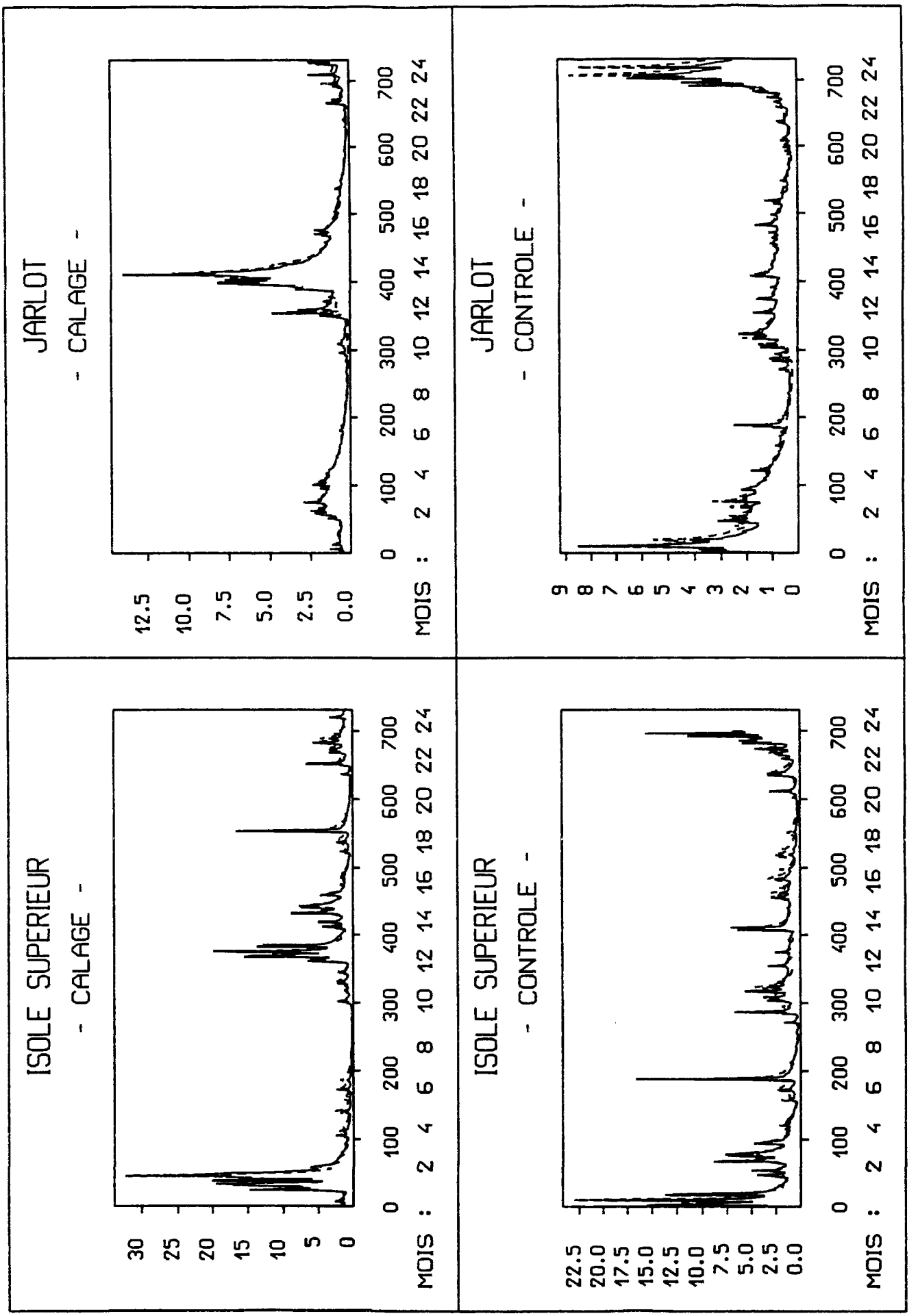

ELLE SUPERIEUR
- CALAGE -
22.5
20.0
17.5
15.0
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700
ELLE SUPERIEUR
- CONTROLE -
15.0
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700
ELLE INFERIEUR
- CALAGE -
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700
ELLE INFERIEUR
- CONTROLE -
8
7
6
5
4
3
2
1
0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700

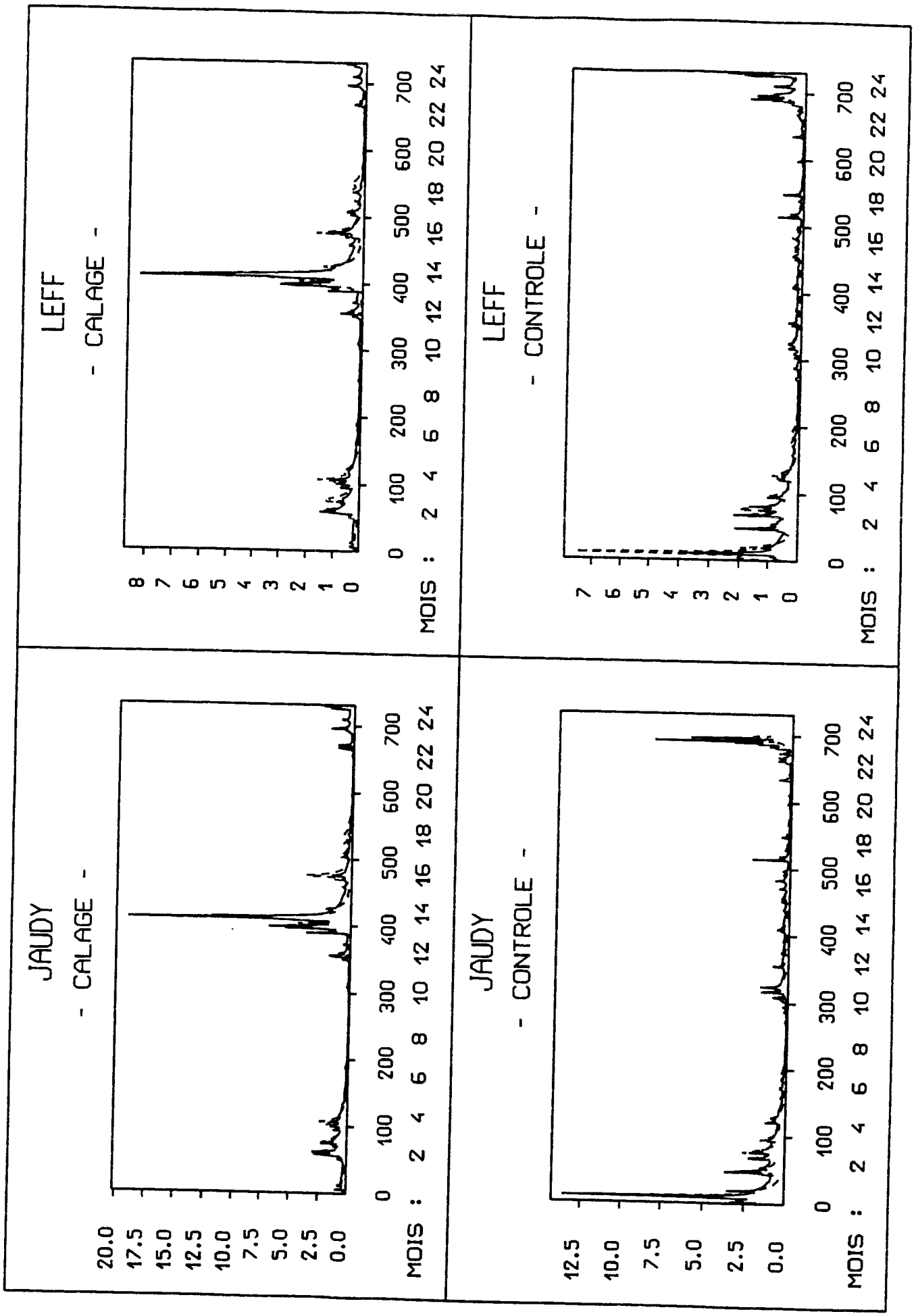

EVRON
- CALAGE -
EVRON
- CONTROLE -
EVEL
- CALAGE -
EVEL
- CONTROLE -
MOIS :
0 100 200 300 400 500 600 700
0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0.0 2.5 5.0 7.5 10.0
0 1 2 3 4 5 6 7 8

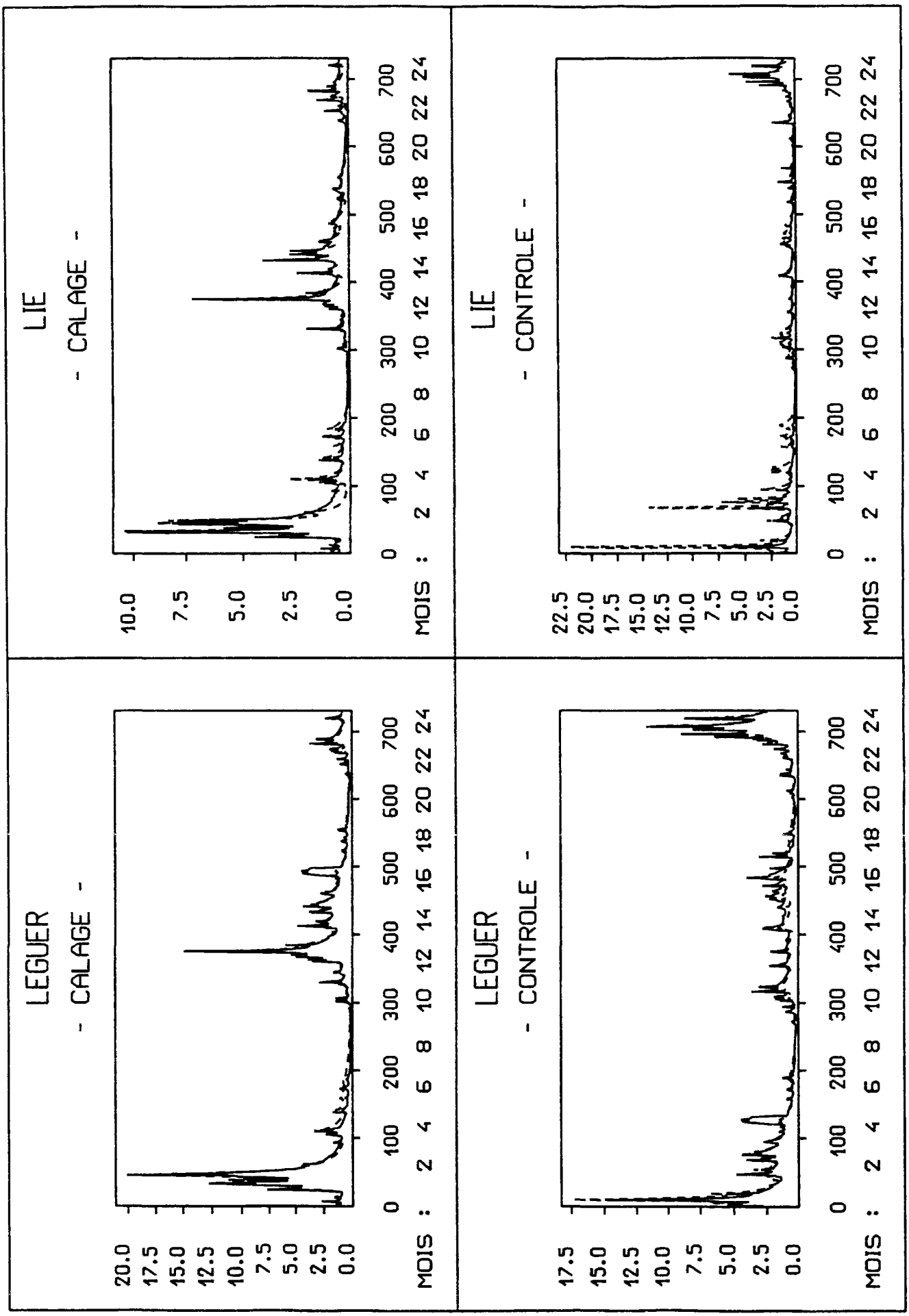

GOUESSANT
- CALAGE -
GOUESSANT
- CONTROLE -
FLUME
- CALAGE -
FLUME
- CONTROLE -
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700
0 1 2 3 4 5 6
0.0 0.5 1.0 1.5 2.0 2.5 3.0 3.5
0.0 0.5 1.0 1.5 2.0 2.5 3.0 3.5 4.0

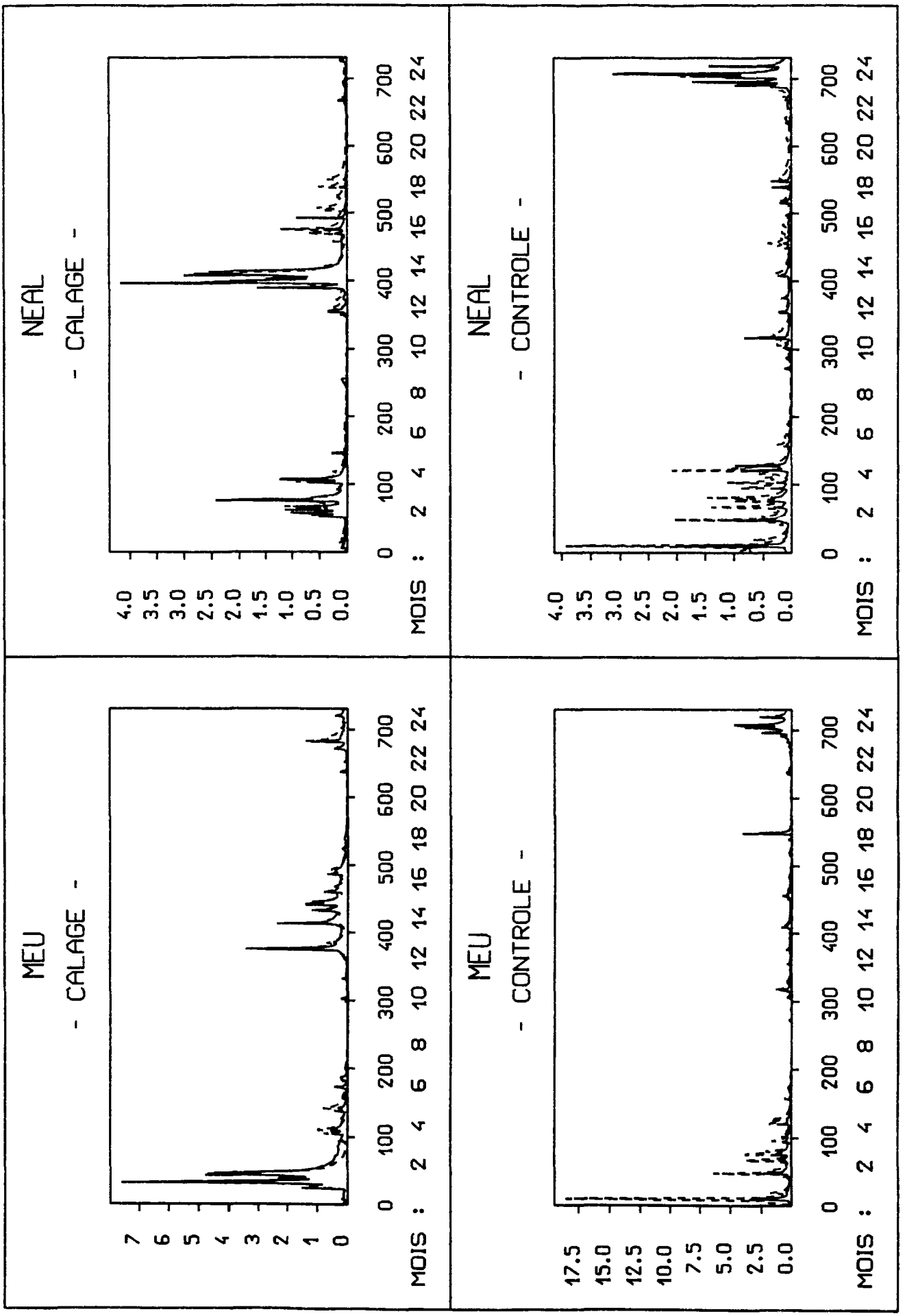

HYERE
- CALAGE -
17.5
15.0
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700
HYERE
- CONTROLE -
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700
GOUET
- CALAGE -
9 8 7 6 5 4 3 2 1 0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700
GOUET
- CONTROLE -
9 8 7 6 5 4 3 2 1 0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700

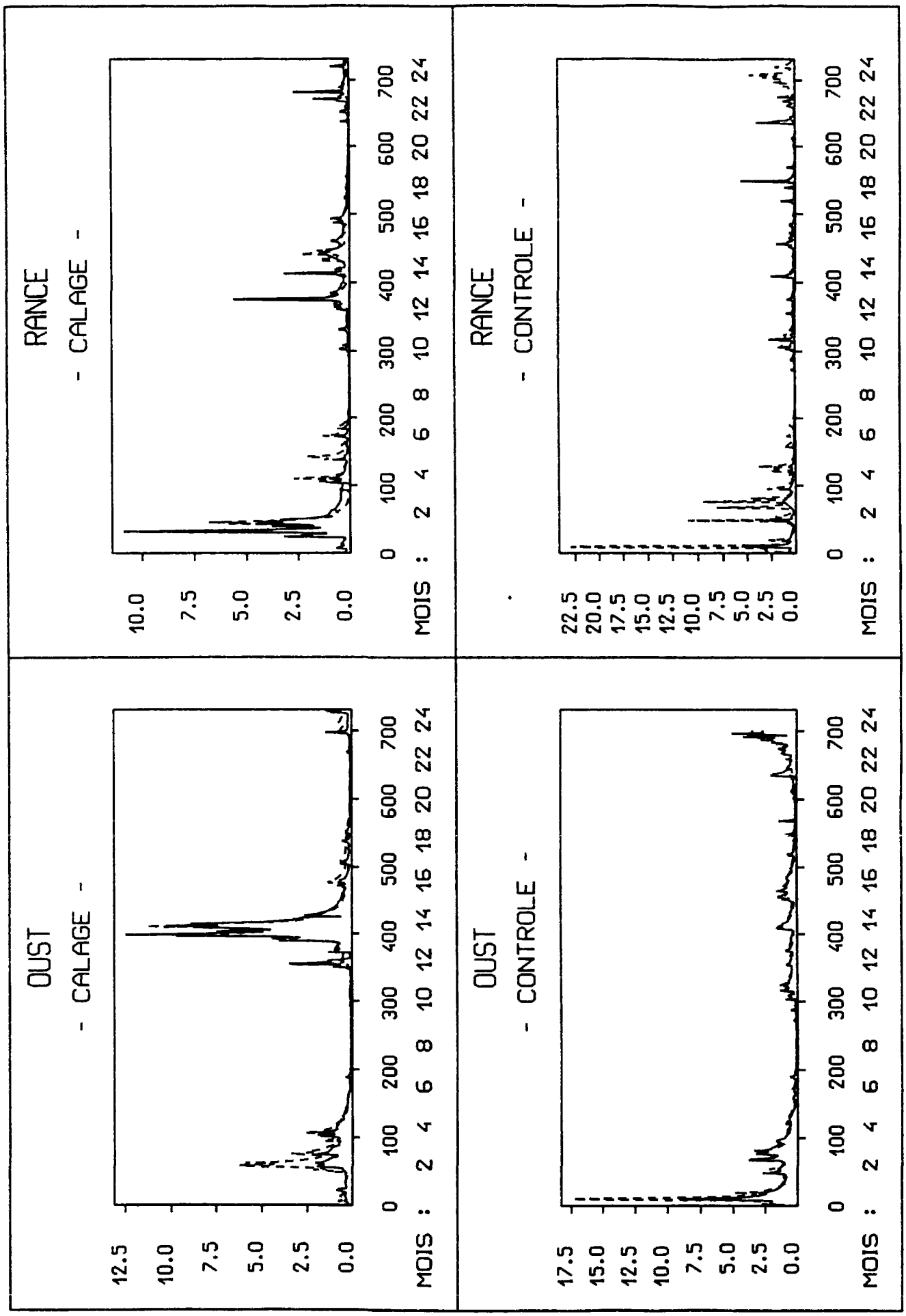

ISOLE INFERIEUR
- CALAGE -
ISOLE INFERIEUR
- CONTROLE -
INAM
- CALAGE -
INAM
- CONTROLE -
MOIS :
0 100 200 300 400 500 600 700
2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
20.0 17.5 15.0 12.5 10.0 7.5 5.0 2.5 0.0

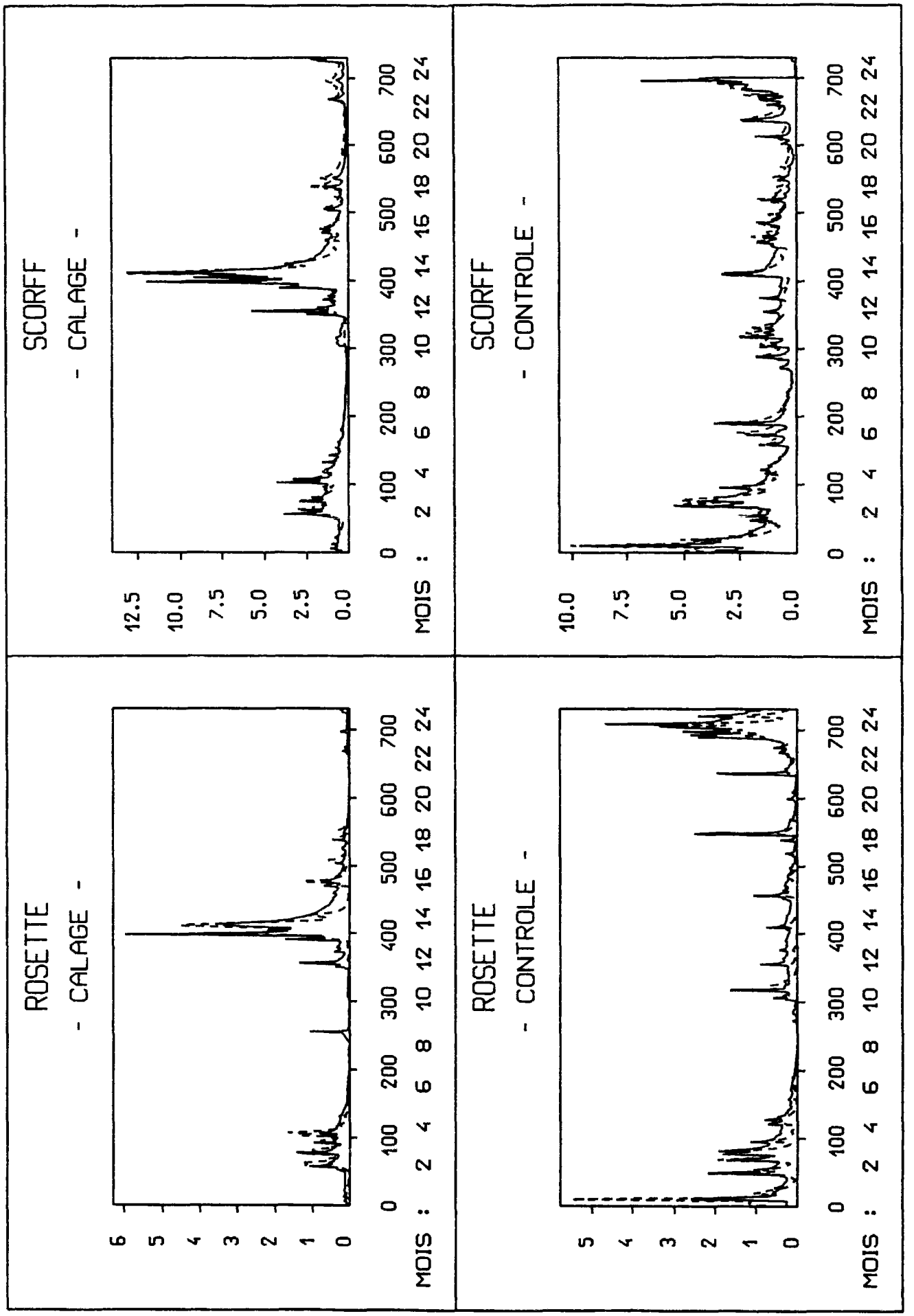

JARLOT
- CALAGE -
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
0 100 200 300 400 500 600 700
MOIS : 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
JARLOT
- CONTROLE -
9
8
7
6
5
4
3
2
1
0
0 100 200 300 400 500 600 700
MOIS : 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
ISOLE SUPERIEUR
- CALAGE -
30
25
20
15
10
5
0
0 100 200 300 400 500 600 700
MOIS : 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
ISOLE SUPERIEUR
- CONTROLE -
22.5
20.0
17.5
15.0
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
0 100 200 300 400 500 600 700
MOIS : 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24

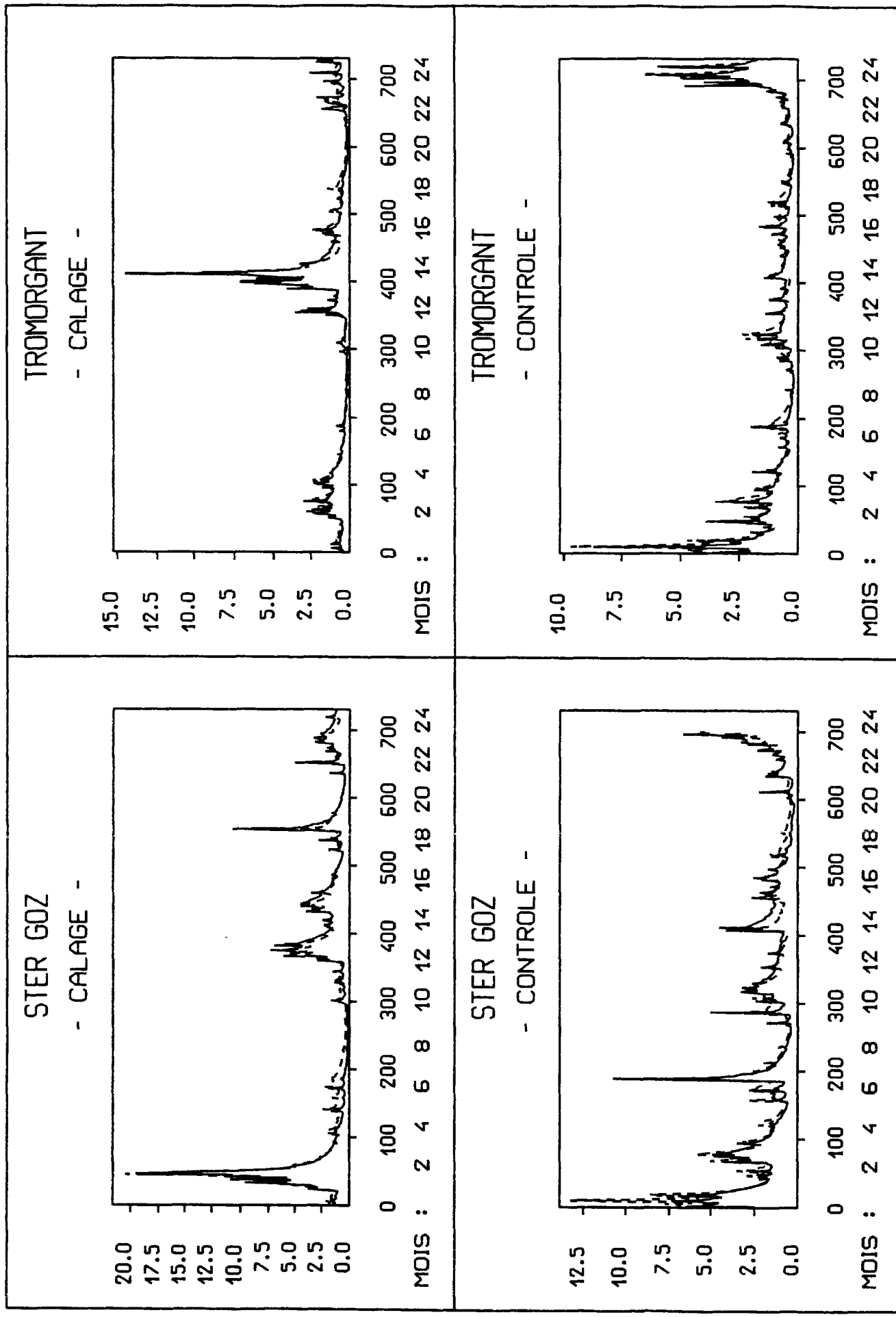

LEFF
- CALAGE -
LEFF
- CONTROLE -
JAUDY
- CALAGE -
JAUDY
- CONTROLE -
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700

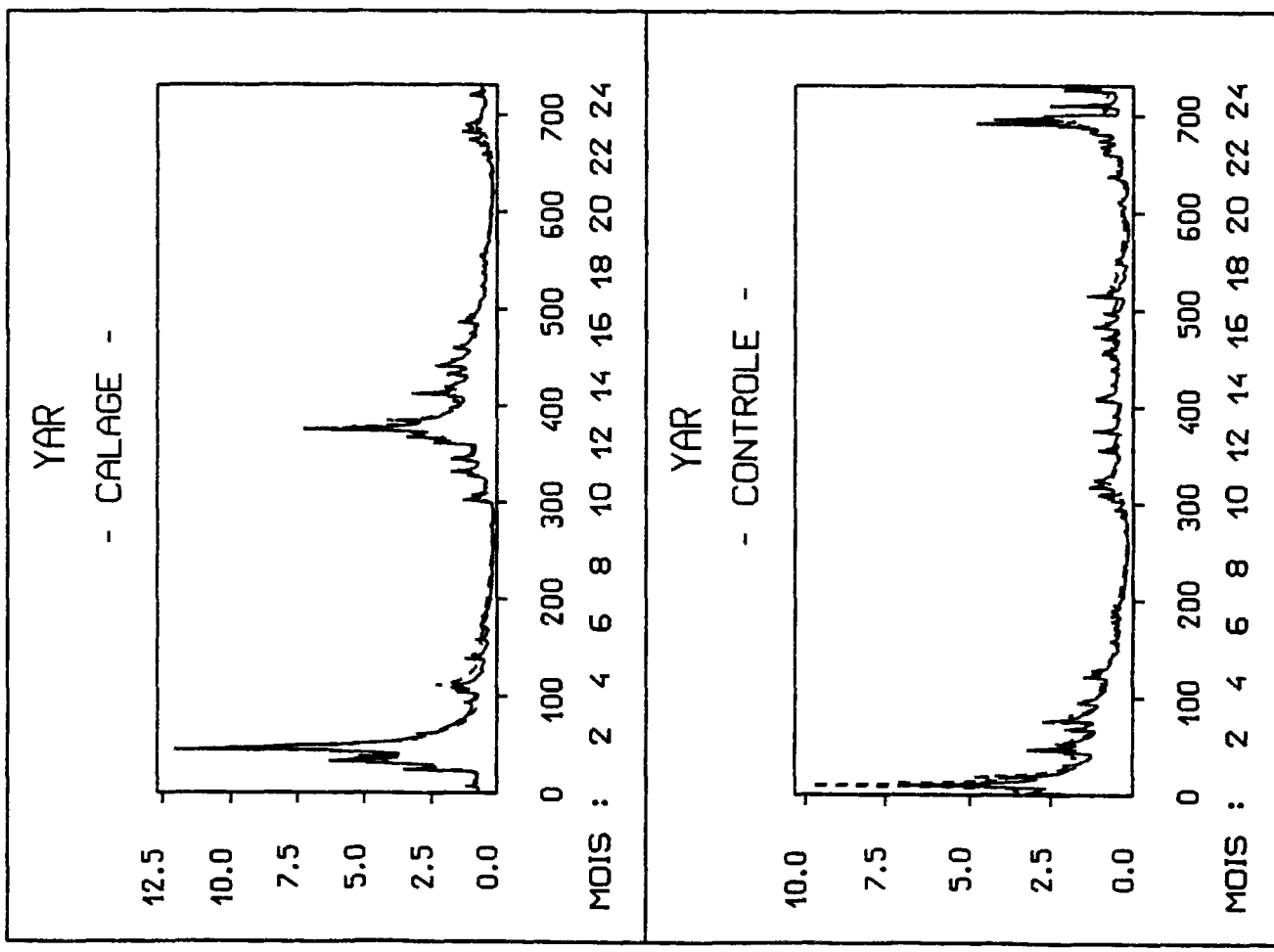

LIE
- CALAGE -
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700
LIE
- CONTROLE -
22.5
20.0
17.5
15.0
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700
LEGUER
- CALAGE -
20.0
17.5
15.0
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700
LEGUER
- CONTROLE -
17.5
15.0
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700


NEAL
- CALAGE -
NEAL
- CONTROLE -
MEU
- CALAGE -
MEU
- CONTROLE -
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700
0.0 0.5 1.0 1.5 2.0 2.5 3.0 3.5 4.0
0 1 2 3 4 5 6 7
0.0 2.5 5.0 7.5 10.0 12.5 15.0 17.5


RANCE
- CALAGE -
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700
RANCE
- CONTROLE -
22.5
20.0
17.5
15.0
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700
OUST
- CALAGE -
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700
OUST
- CONTROLE -
17.5
15.0
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700


SCORFF
- CALAGE -
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700
SCORFF
- CONTROLE -
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700
ROSETTE
- CALAGE -
6
5
4
3
2
1
0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700
ROSETTE
- CONTROLE -
5
4
3
2
1
0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700


TROMORGANT
- CALAGE -
15.0
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700
TROMORGANT
- CONTROLE -
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700
STER GOZ
- CALAGE -
20.0
17.5
15.0
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700
STER GOZ
- CONTROLE -
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
MOIS : 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
0 100 200 300 400 500 600 700


YAR
- CALAGE -
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
0 100 200 300 400 500 600 700
MOIS : 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24
YAR
- CONTROLE -
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
0 100 200 300 400 500 600 700
MOIS : 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24

ANNEXE IV

OCCUPATION DU SOL

ANNEXE IV

OCCUPATION DU SOL

INTRODUCTION

L'absence d'indices de végétation obtenus par la méthode classique, c'est à dire extrait sur des images obtenues par télédétection dans le visible et le proche infrarouge, nous a conduit à remplacer cette donnée par un pourcentage de couverture végétale. Le calcul de ce pourcentage est basé sur les cartes de cultures réalisées par des relevés réguliers effectués sur les bassins versants. Ces relevés sont assez réguliers sur le bassin versant expérimental et représentatif de l'Orgeval. La méthode que nous allons présenter pour le calcul de ce pourcentage a donc été mise au point sur ce bassin versant.

Nous nous sommes basés sur la représentation du cycle de croissance de chaque type de végétation existant sur le bassin versant par une courbe de développement. Cette courbe schématise la croissance de la végétation par un pourcentage de couverture végétale par rapport au sol nu. La combinaison de toutes les courbes de développement ainsi obtenues pondérées par le pourcentage annuel d'occupation du sol par ce type de végétation permet de créer une courbe annuelle pour le bassin versant.

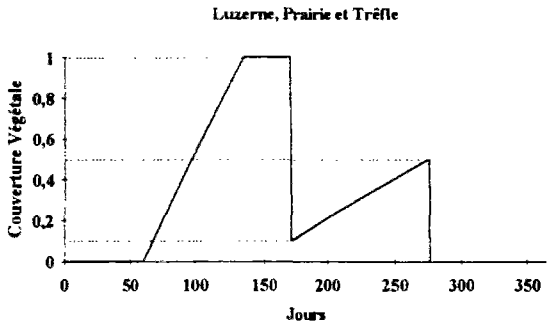
Pour le BVRE de l'Orgeval, nous disposons des relevés d'occupation du sol depuis 1975. Nous avons regroupé les différents types de végétation existant sur le bassin versant en plusieurs classes dont les cycles de développement sont identiques ou très proches. La première classe est composée des habitations, des vergers et des jardins. Nous avons supposé que, pour ce type d'occupation du sol, le pourcentage de sol nu est nul. Le pourcentage de couverture végétale est donc égal à l'unité. La seconde classe est composée de la luzerne, de la prairie et des trèfles. Les classes suivantes sont les céréales d'hiver (blé et escourgeon), les céréales d'été (avoine et orge) et les légumineuses (soja, haricots, petits pois, lin, tournesol, vesce, féverole, endive et pommes de terre). Pour les bois, nous avons considéré que le sol est couvert à 80% pendant toute l'année, le pourcentage de couverture végétale est donc de 0,8.

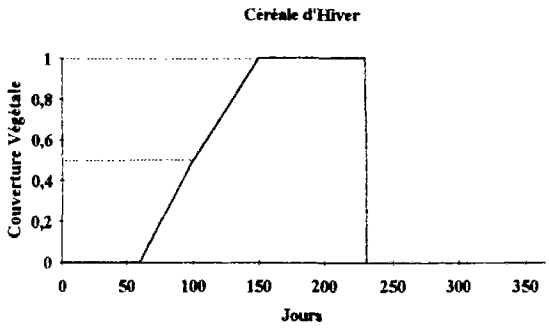
Par contre, pour le BVRE de Naizin, ces relevés ne sont disponibles que depuis 1988 avec des lacunes pour l'année 1989. Les pourcentages et cycles de développement de chaque type de végétation figurent dans le mémoire de DEA de A. Latuillerie (1992).

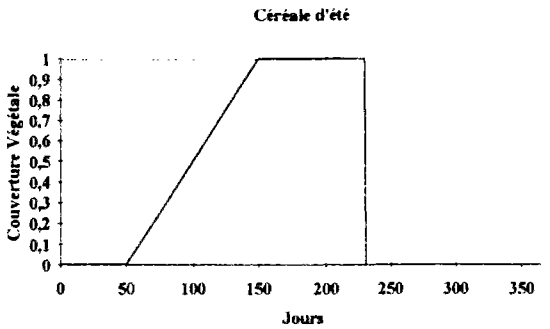
IV-1- OCCUPATION DU SOL SUR LE BVRE DE L'ORGEVAL

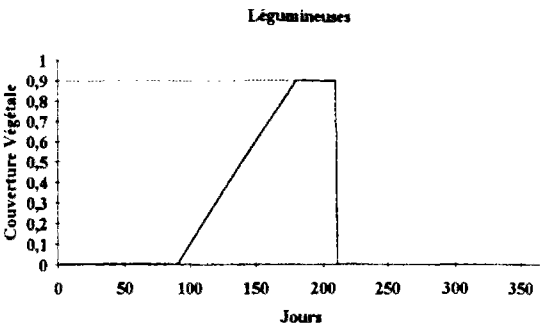
Année	Hab., Ver. et Jar.	Luz., Prai. et Trê.	Bois	Céréale d'hiver	Céréale d'été	Légume.	Colza	Maïs	Betteraves
1975	1,98	13,02	10,00	42,22	4,36	,53	,00	26,31	1,57
1976	1,99	10,87	10,00	46,30	5,64	5,09	,29	18,0	1,81
1977	2,13	12,94	10,00	47,45	3,31	1,70	,00	18,47	4,01
1978	2,13	12,04	10,00	49,61	2,57	2,17	,00	19,18	2,31
1979	2,13	10,45	10,00	40,54	7,03	4,15	1,66	23,17	0,88
1980	2,17	10,23	10,00	46,00	2,96	8,56	,00	19,83	0,24
1981	2,17	10,59	10,00	38,75	8,09	15,38	,00	13,46	1,55
1982	2,17	8,77	10,00	50,30	5,10	14,09	,19	9,38	0,
1983	2,26	8,55	10,00	41,74	,68	15,08	4,43	17,26	0,
1984	2,26	7,36	10,00	50,98	3,55	15,39	,00	9,98	0,48
1985	2,66	7,35	10,00	43,95	4,55	19,36	,00	11,6	0,53
1986	2,68	5,18	10,00	53,23	1,28	20,55	,47	6,55	0,07
1987	2,68	4,31	10,00	40,77	1,00	26,50	4,17	9,29	1,28
1988	2,92	4,31	10,00	44,61	3,51	24,57	1,26	8,72	0,09
1989	3,42	2,63	10,00	46,50	,39	27,07	5,00	4,76	0,24
1990	3,48	1,94	10,00	49,38	,00	23,73	2,97	7,06	1,45
1991	3,86	2,30	10,00	46,01	,85	28,60	4,25	3,98	0,16
1992	3,86	1,22	10,00	52,15	,07	24,36	1,11	6,94	0,29

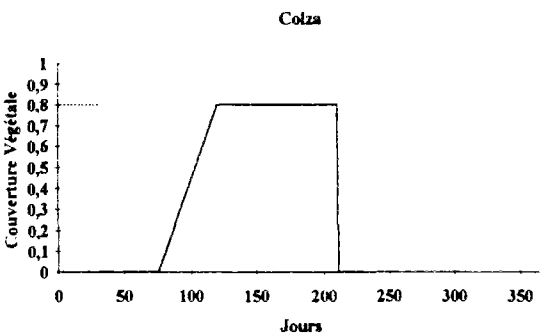
IV-2- CYCLE DE DEVELOPPEMENT DES CULTURES SUR L''ORGEVAL

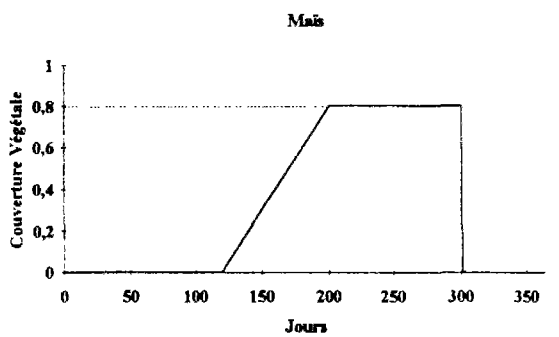


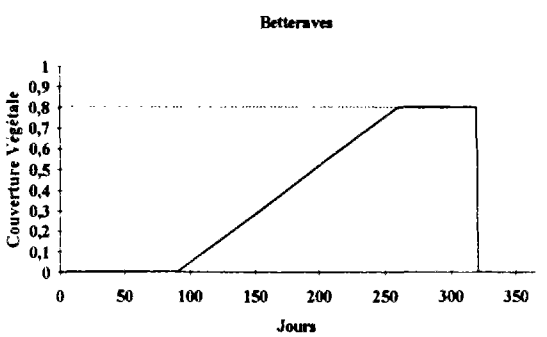



Céréale d'été
Couverture Végétale
1
0,9
0,8
0,7
0,6
0,5
0,4
0,3
0,2
0,1
0
0 50 100 150 200 250 300 350
Jours

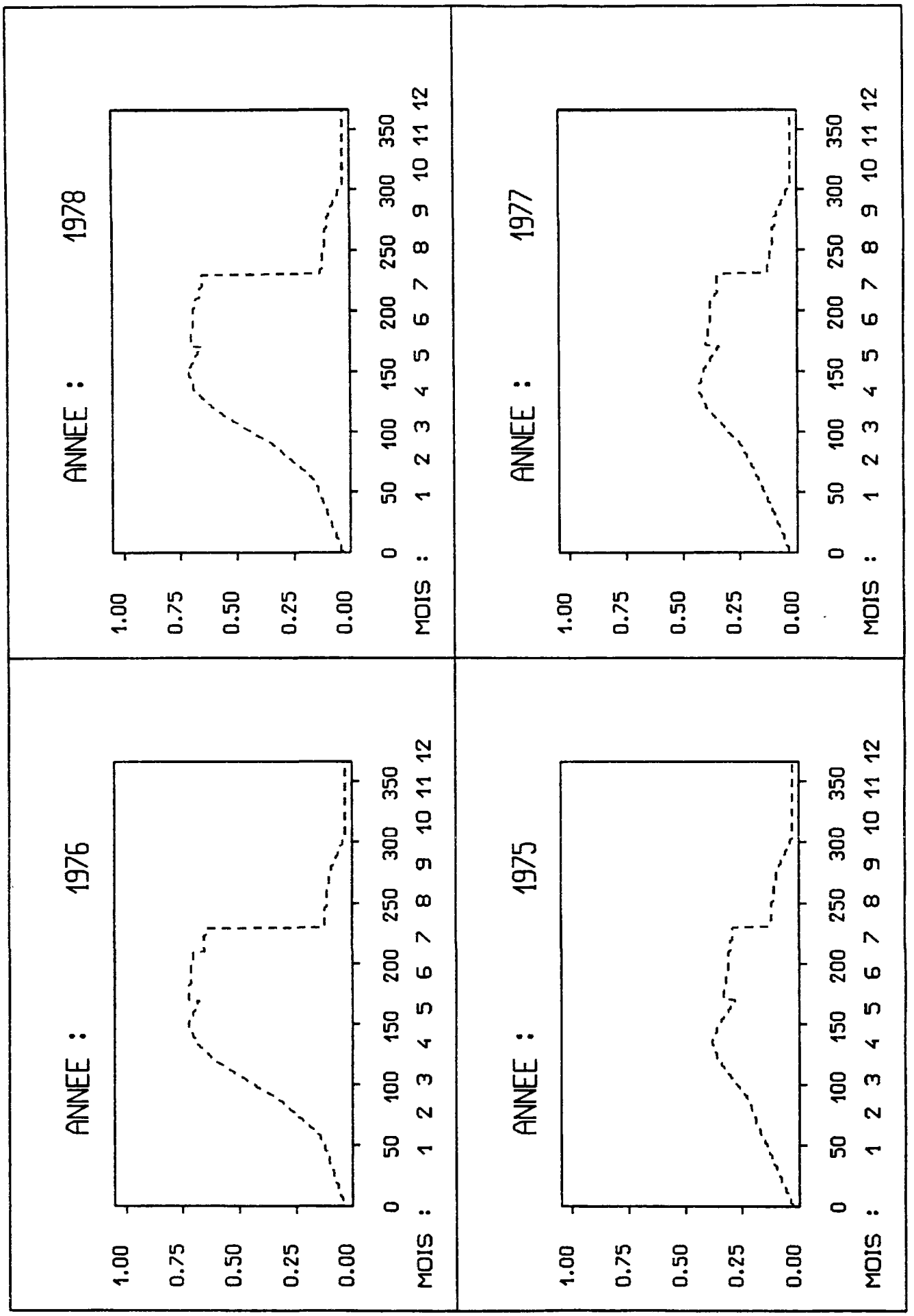

Légumineuses
Couverture Végétale
1
0,9
0,8
0,7
0,6
0,5
0,4
0,3
0,2
0,1
0
0 50 100 150 200 250 300 350
Jours

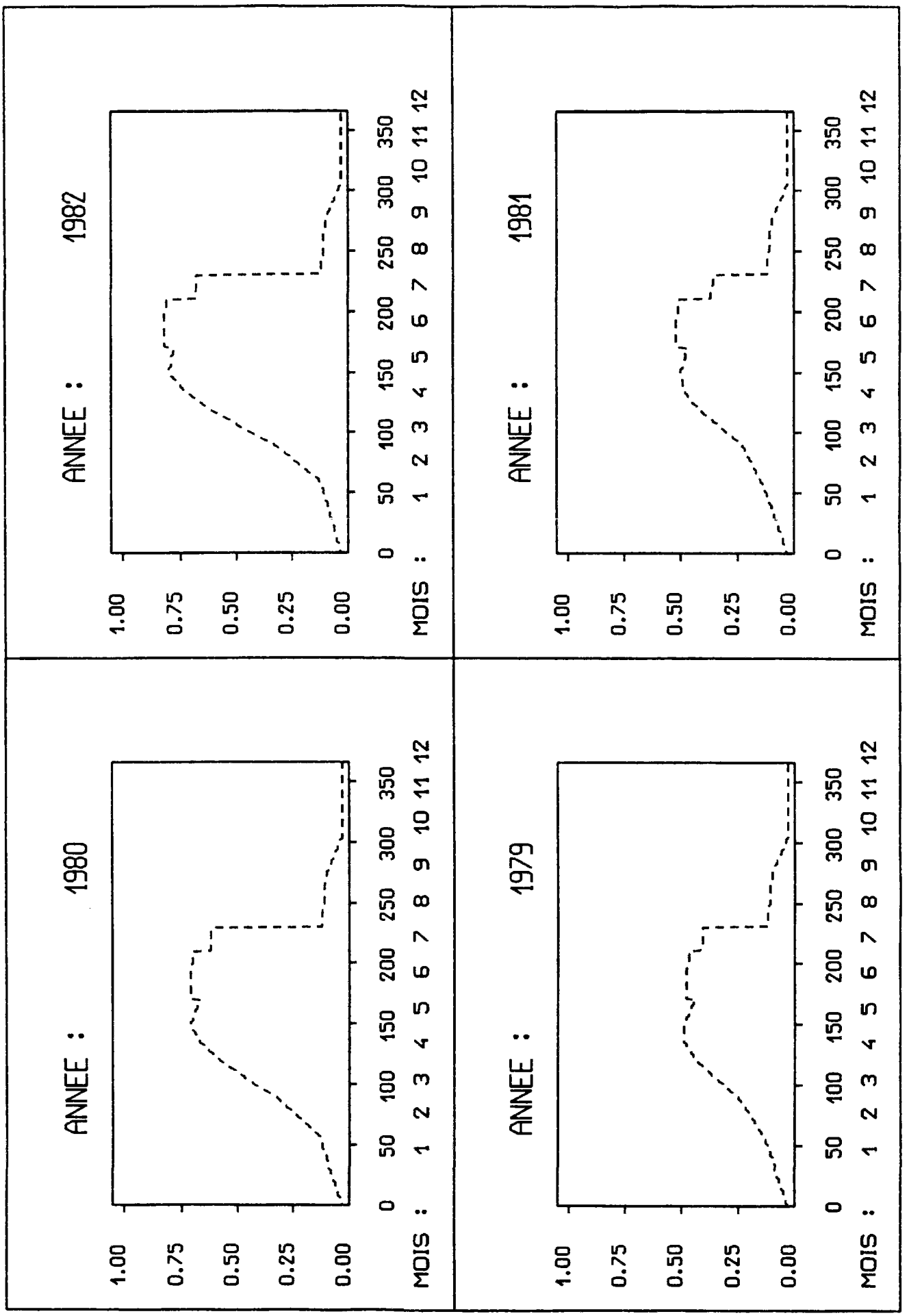

Colza
Couverture Végétale
1
0,9
0,8
0,7
0,6
0,5
0,4
0,3
0,2
0,1
0
0 50 100 150 200 250 300 350
Jours

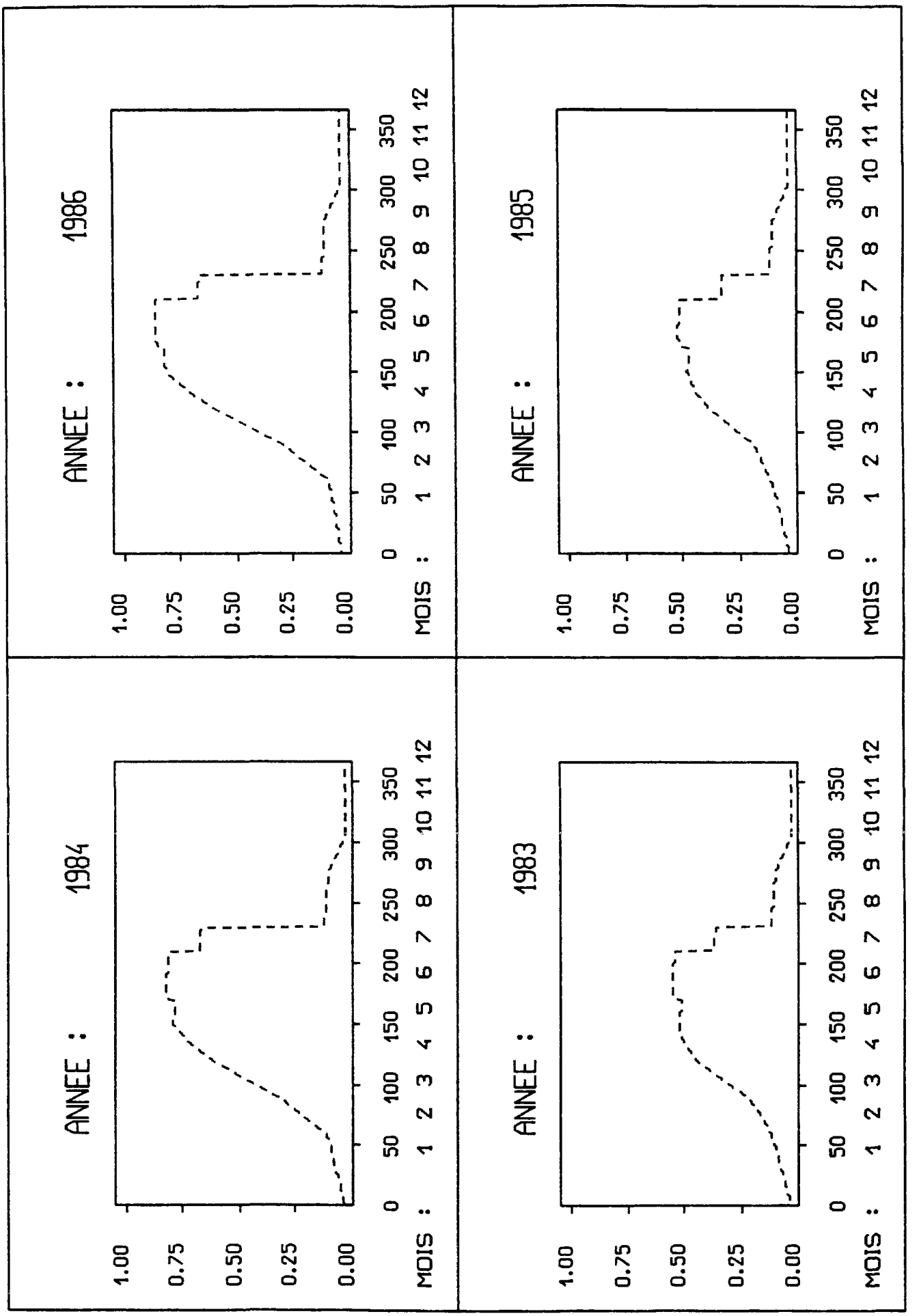

Maïs
Couverture Végétale
1
0,8
0,6
0,4
0,2
0
0 50 100 150 200 250 300 350
Jours

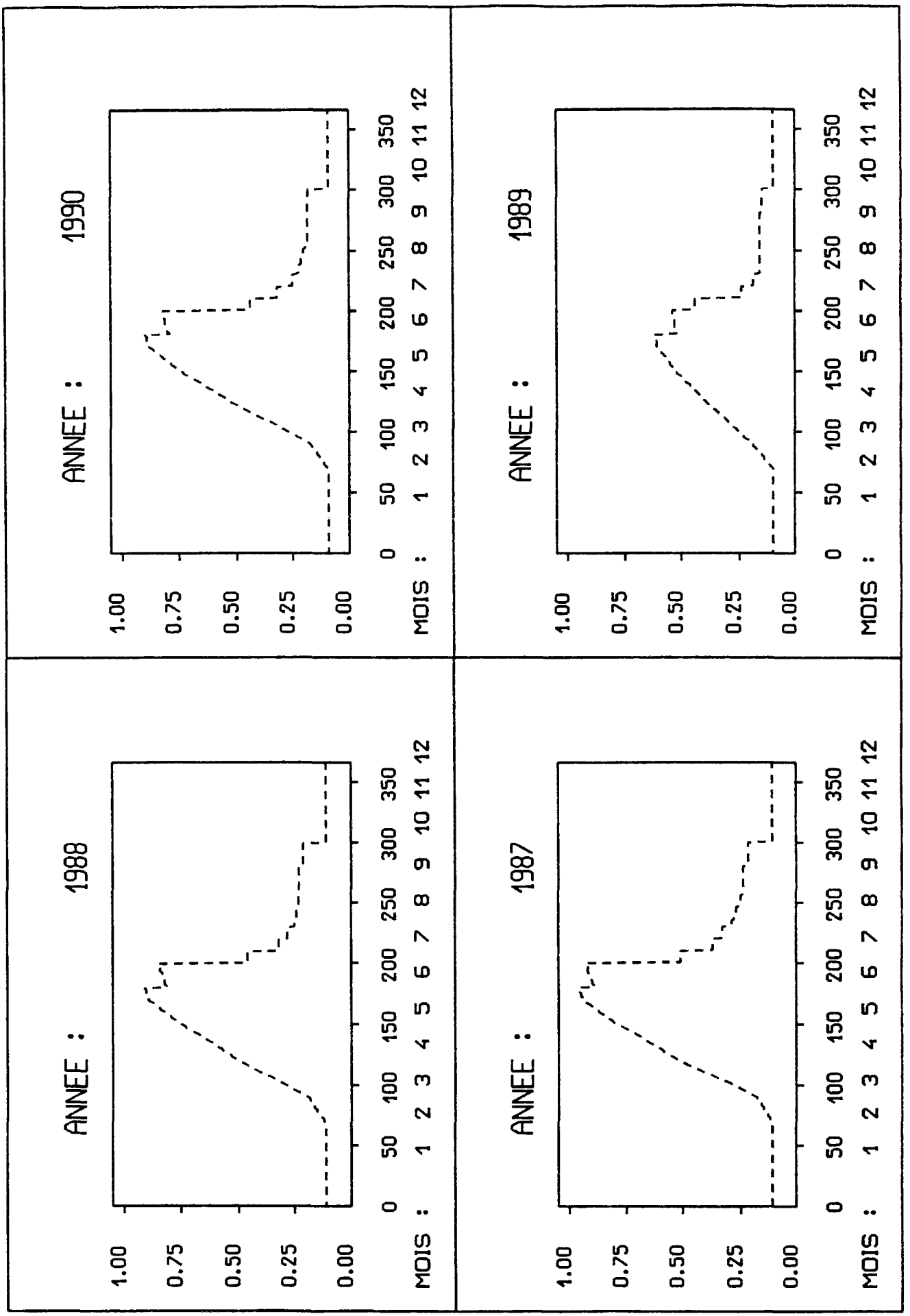

Betteraves
Couverture Végétale
1
0,9
0,8
0,7
0,6
0,5
0,4
0,3
0,2
0,1
0
0 50 100 150 200 250 300 350
Jours

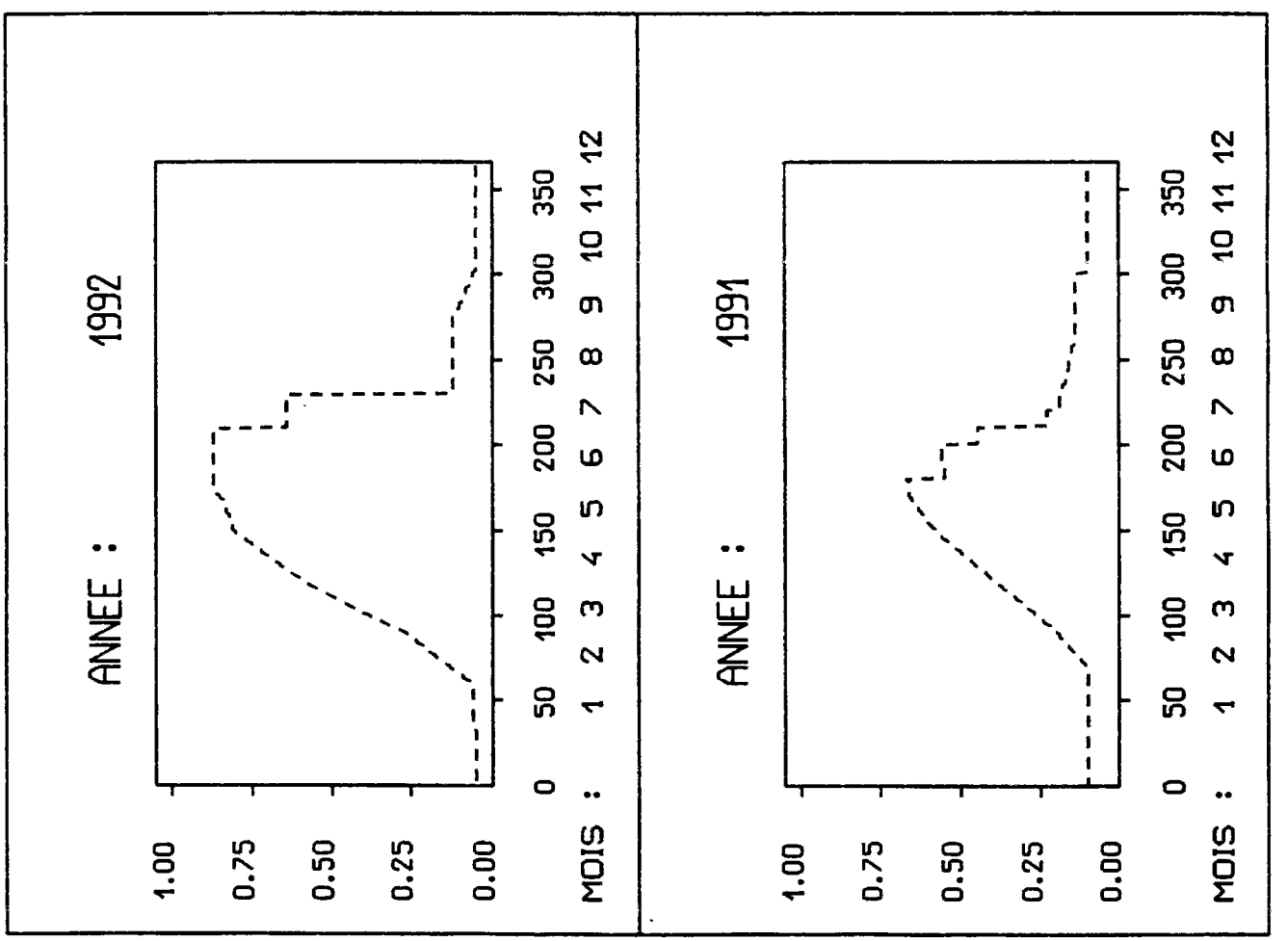
IV-3- INDICE DE COUVERTURE VEGETALE - BASSIN DE L'ORGEVAL




ANNEE : 1982
ANNEE : 1981
ANNEE : 1980
ANNEE : 1979
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
MOIS : 0 50 100 150 200 250 300 350
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12


ANNEE : 1986
ANNEE : 1985
ANNEE : 1984
ANNEE : 1983
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
MOIS : 0 50 100 150 200 250 300 350
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12


ANNEE : 1990
ANNEE : 1989
ANNEE : 1988
ANNEE : 1987
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12


ANNEE : 1992
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
MOIS : 0 50 100 150 200 250 300 350
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
ANNEE : 1991
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
MOIS : 0 50 100 150 200 250 300 350
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

IV-4- PRISE EN COMPTE DE L'OCCUPATION DU SOL DANS *"GRHUM"*

IV-4-1- BVRE de l'Orgeval

a) Simulation des débits

Critères	*Sans occupation du sol*		*Avec occupation du sol*	
	Calage	Contrôle	Calage	Contrôle
Nash (%)	88.4	82.1	88.8	81.0
E.B. (%)	3.9	27.6	4.7	34.4
CRU (%)	82.41	60.71	83.33	60.71
Q>4*M	37	29	38	28
Q<M/4	325	453	353	494
R	0.970	0.956	0.970	0.950

b) Simulation de l'état hydrique du sol

		Sans occupation du sol	*Avec occupation du sol*
Ws	As	0.162	-0.228
	Bs	0.723	1.144
	Rst(A)	4.94	-9.89
	Rst(B)	16.97	38.15
	Rs	0.532	0.816
	Estd	21.59	15.20
Wg	Ag	-1.571	-1.929
	Bg	2.415	2.782
	Rst(A)	-33.01	-48.23
	Rst(B)	44.41	60.89
	Rg	0.854	0.914
	Estd	12.83	10.78

c) Jeux de paramètres optimisés

Paramètres	*Sans occupation du sol*	*Avec occupation du sol*
ln X(1)	9.99	1.31
ln X(2)	-1.39	-1.41
ln X(3)	-0.32	-0.31
ln X(4)	3.51	3.38
ln X(5)	2.88	1.39
ln X(6)	0.05	0.05

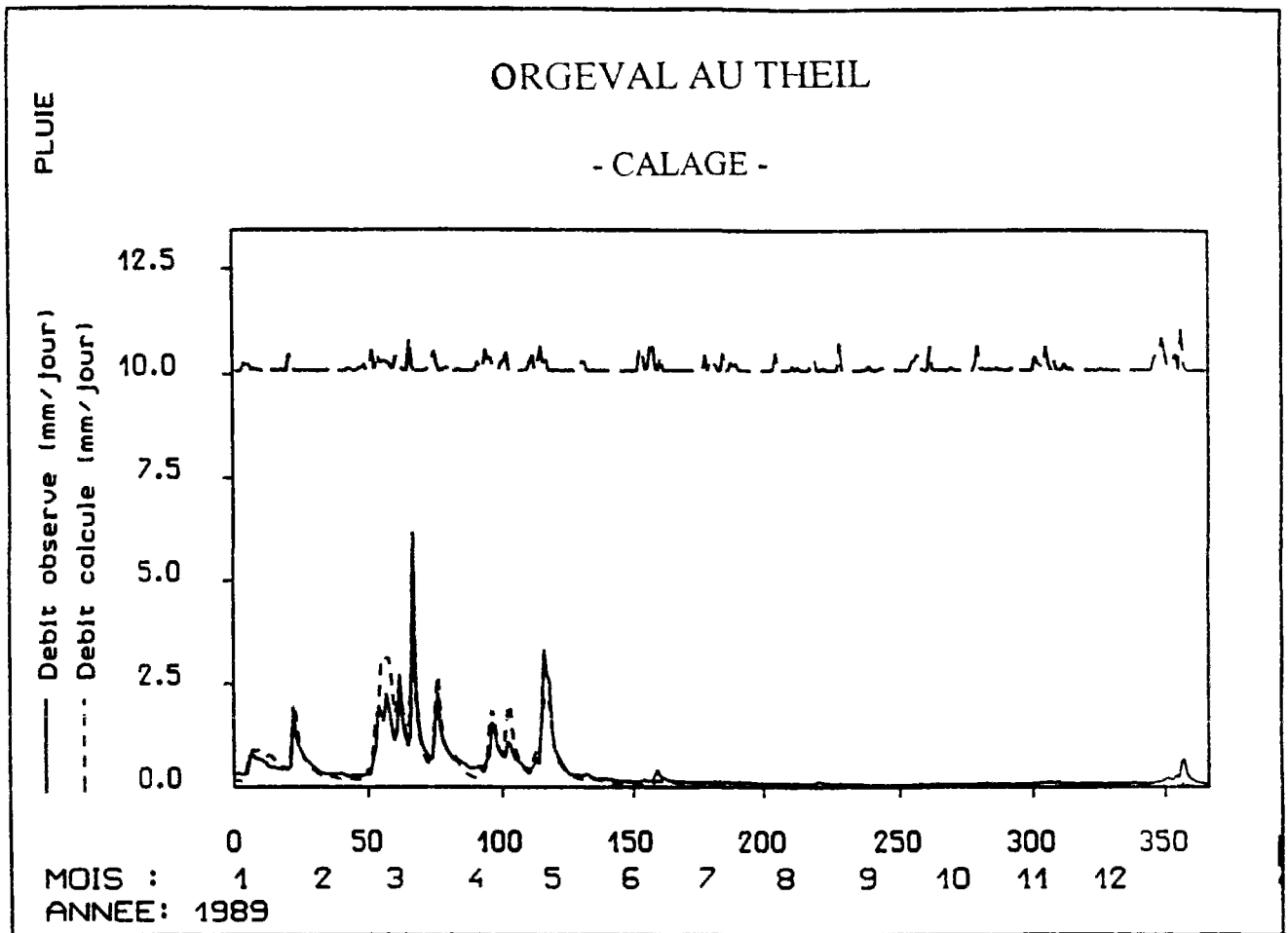
IV-4-2- BVRE de Naizin

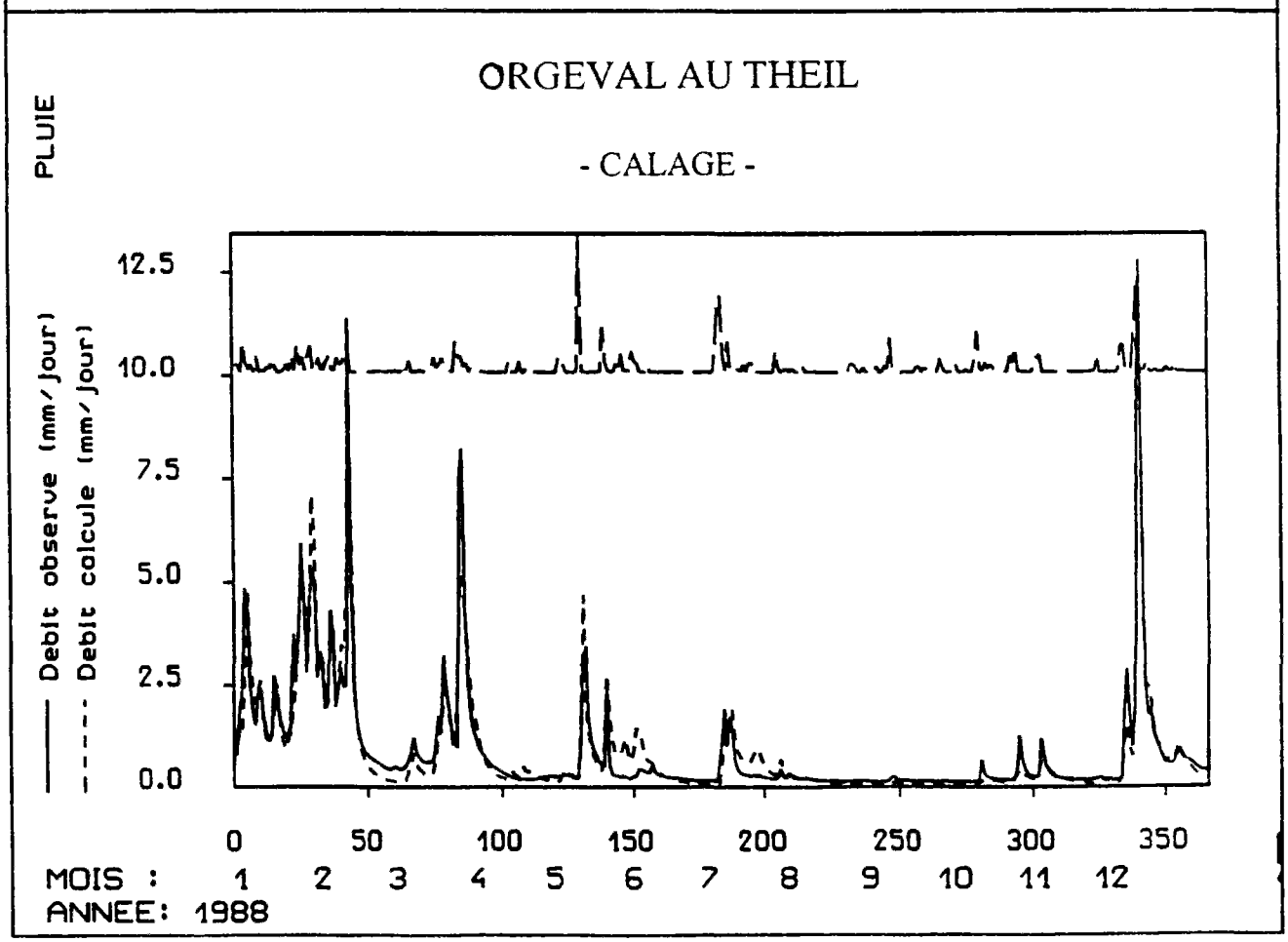
a) Simulation des débits

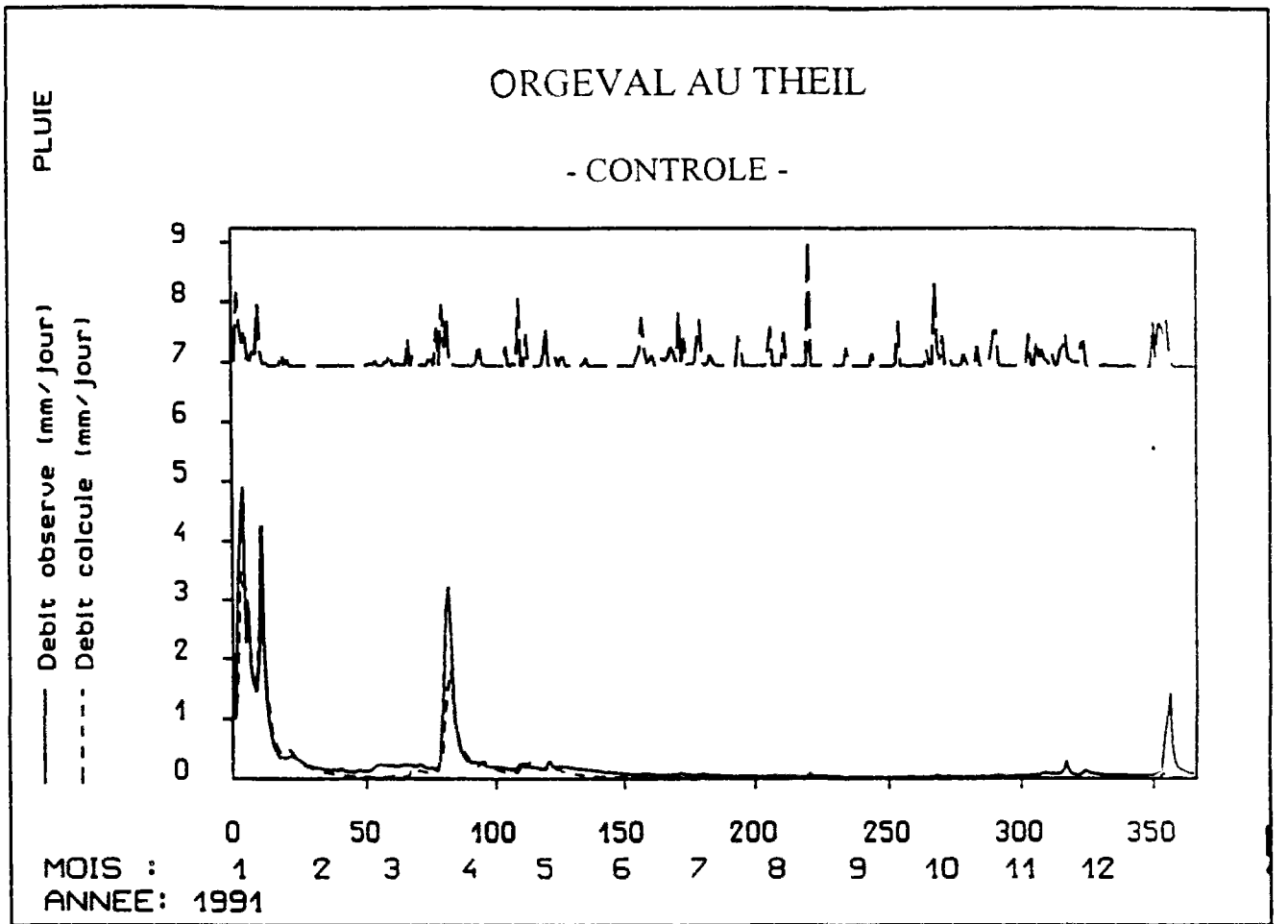
Critères	*Sans occupation du sol*		*Avec occupation du sol*	
	Calage	**Contrôle**	**Calage**	**Contrôle**
Nash (%)	87.5	79.9	88.1	71.2
E.B. (%)	-3.0	-29.0	-1.5	-28.9
CRU (%)	65.85	101.23	75.61	114.81
Q>4*M	33	39	35	45
Q<M/4	336	121	317	128
R	0.972	0.937	0.976	0.905

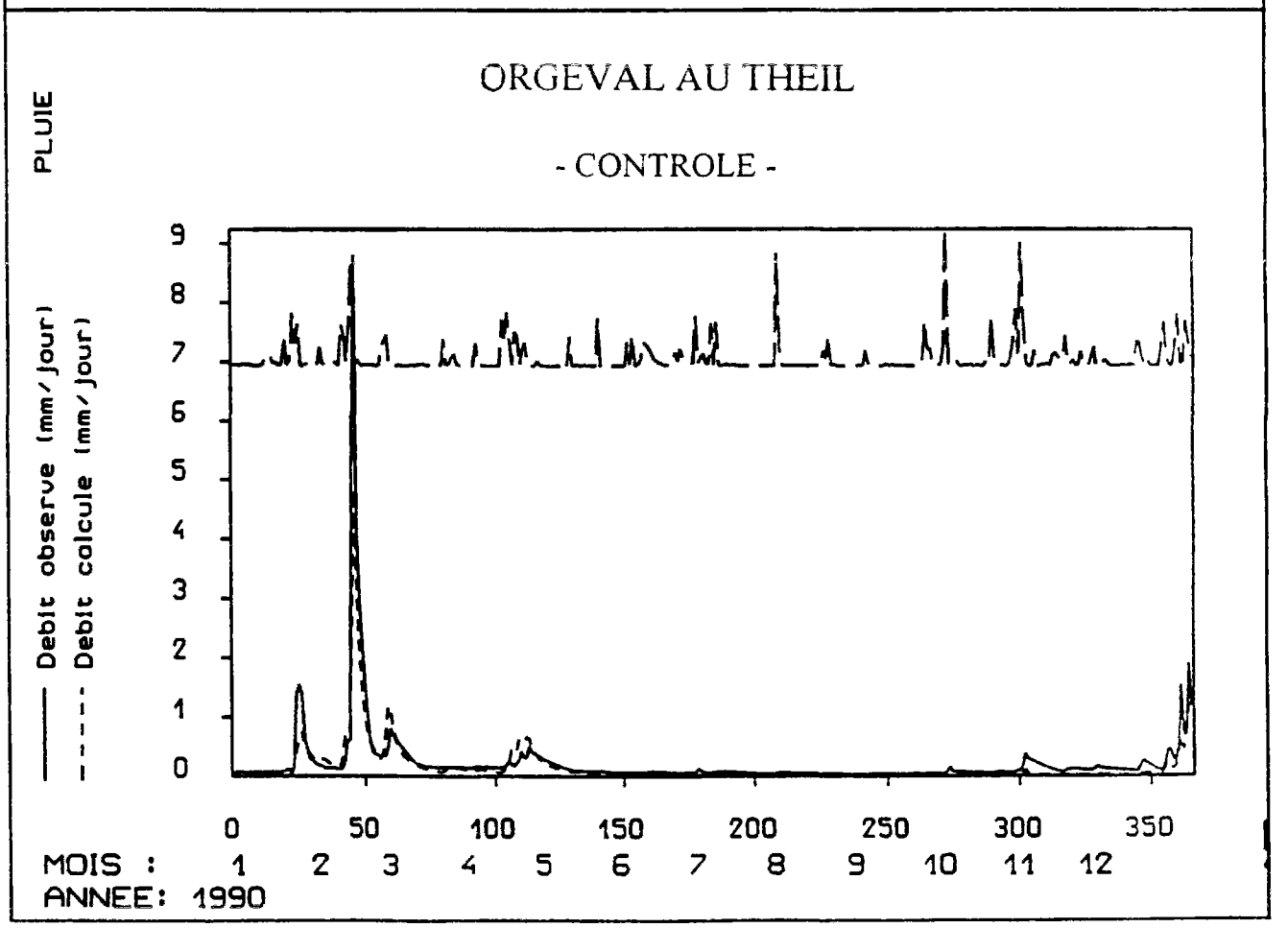
b) Jeux de paramètres optimisés

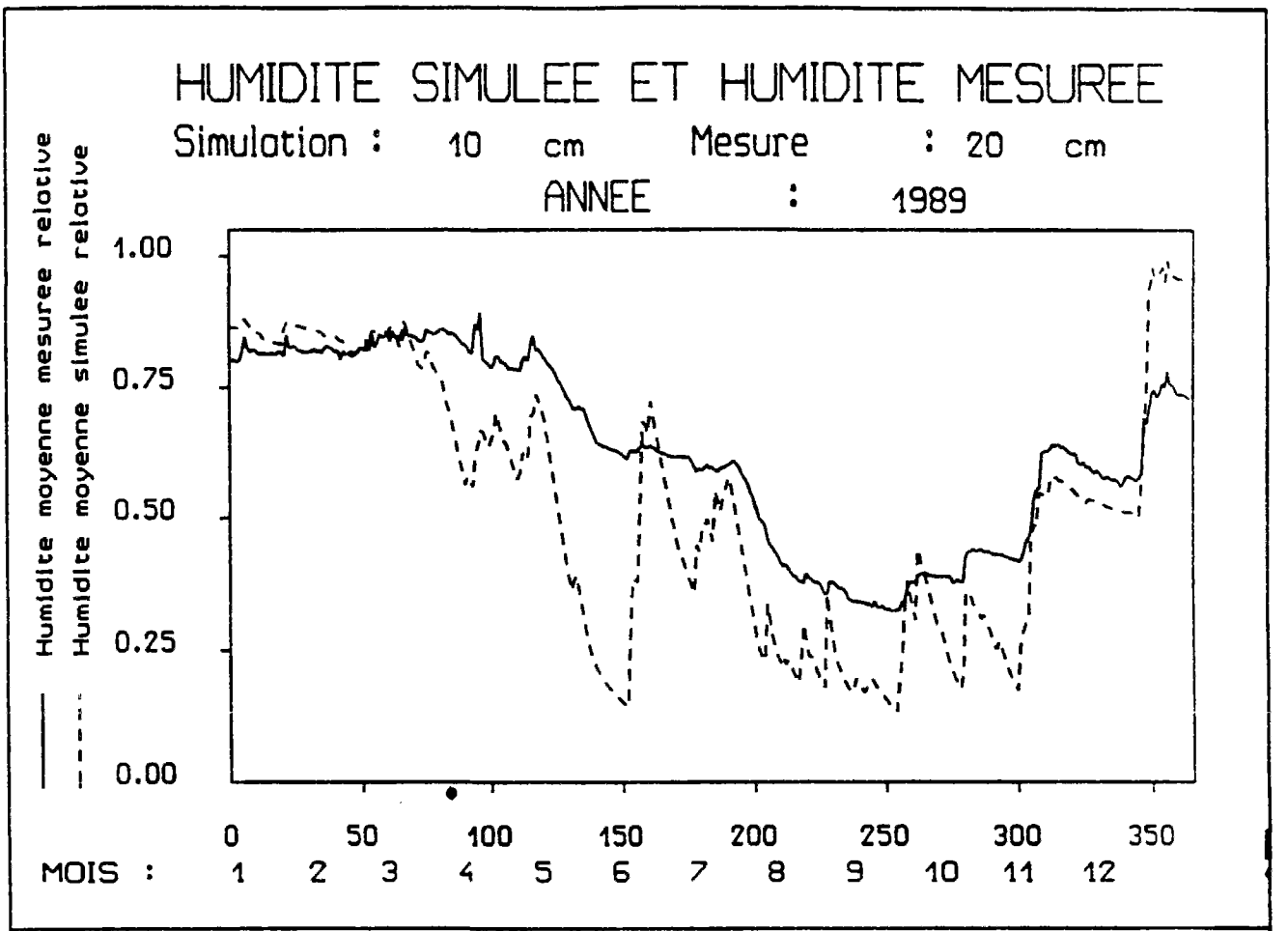
Paramètres	*Sans occupation du sol*	*Avec occupation du sol*
ln X(1)	9.97	1.50
ln X(2)	-1.00	-0.90
ln X(3)	-1.06	-1.06
ln X(4)	5.07	5.02
ln X(5)	9.99	9.98
ln X(6)	0.08	0.09

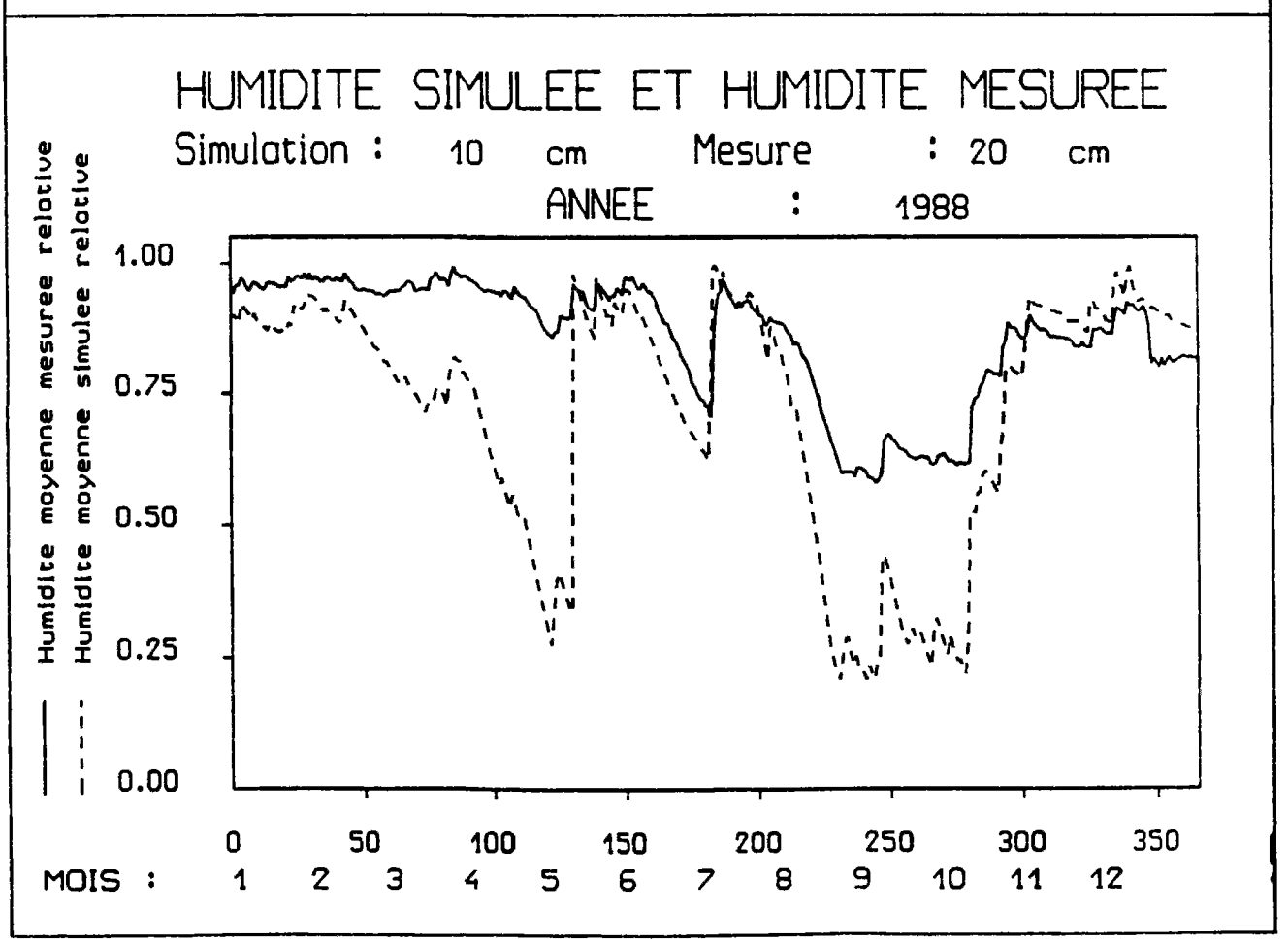

ORGEVAL AU THEIL
- CALAGE -
PLUIE
Debit observe (mm/jour)
Debit calcule (mm/jour)
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
0
50
100
150
200
250
300
350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
ANNEE: 1989

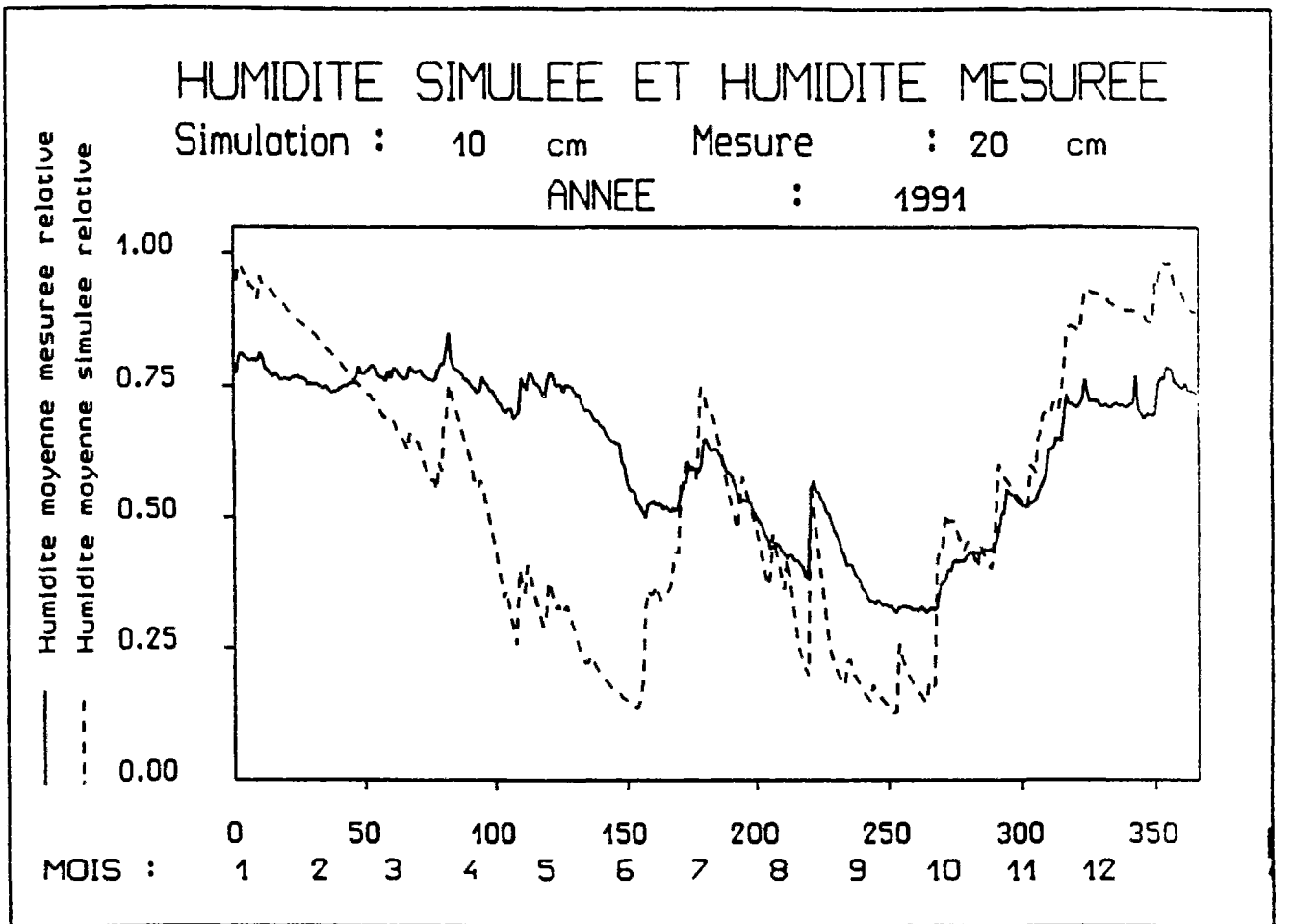

ORGEVAL AU THEIL
- CALAGE -
PLUIE
Debit observe (mm/jour)
Debit calcule (mm/jour)
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
0
50
100
150
200
250
300
350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
ANNEE: 1988

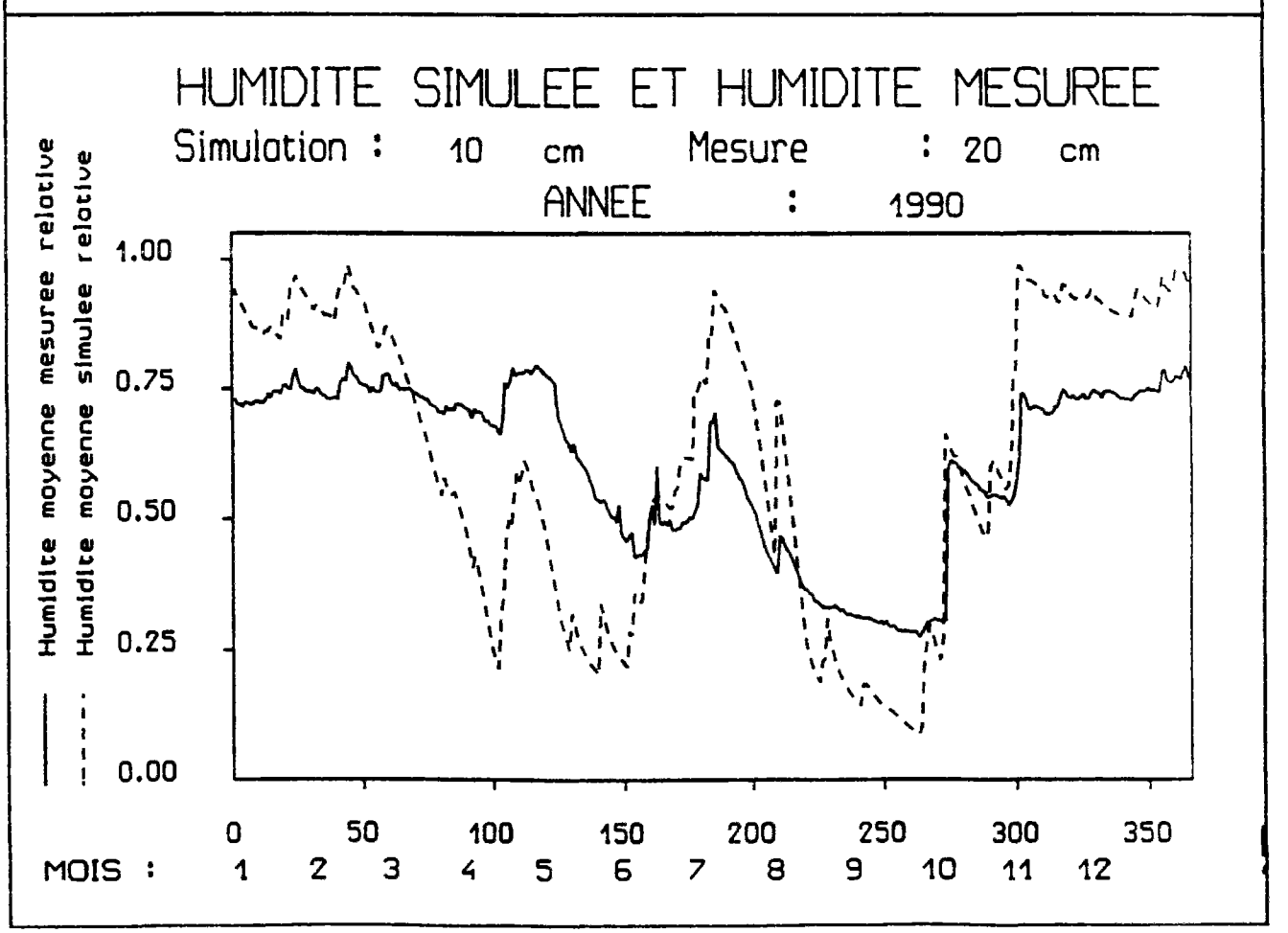

ORGEVAL AU THEIL
- CONTROLE -
PLUIE
Debit observe (mm/jour)
Debit calcule (mm/jour)
9
8
7
6
5
4
3
2
1
0
0
50
100
150
200
250
300
350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
ANNEE: 1991

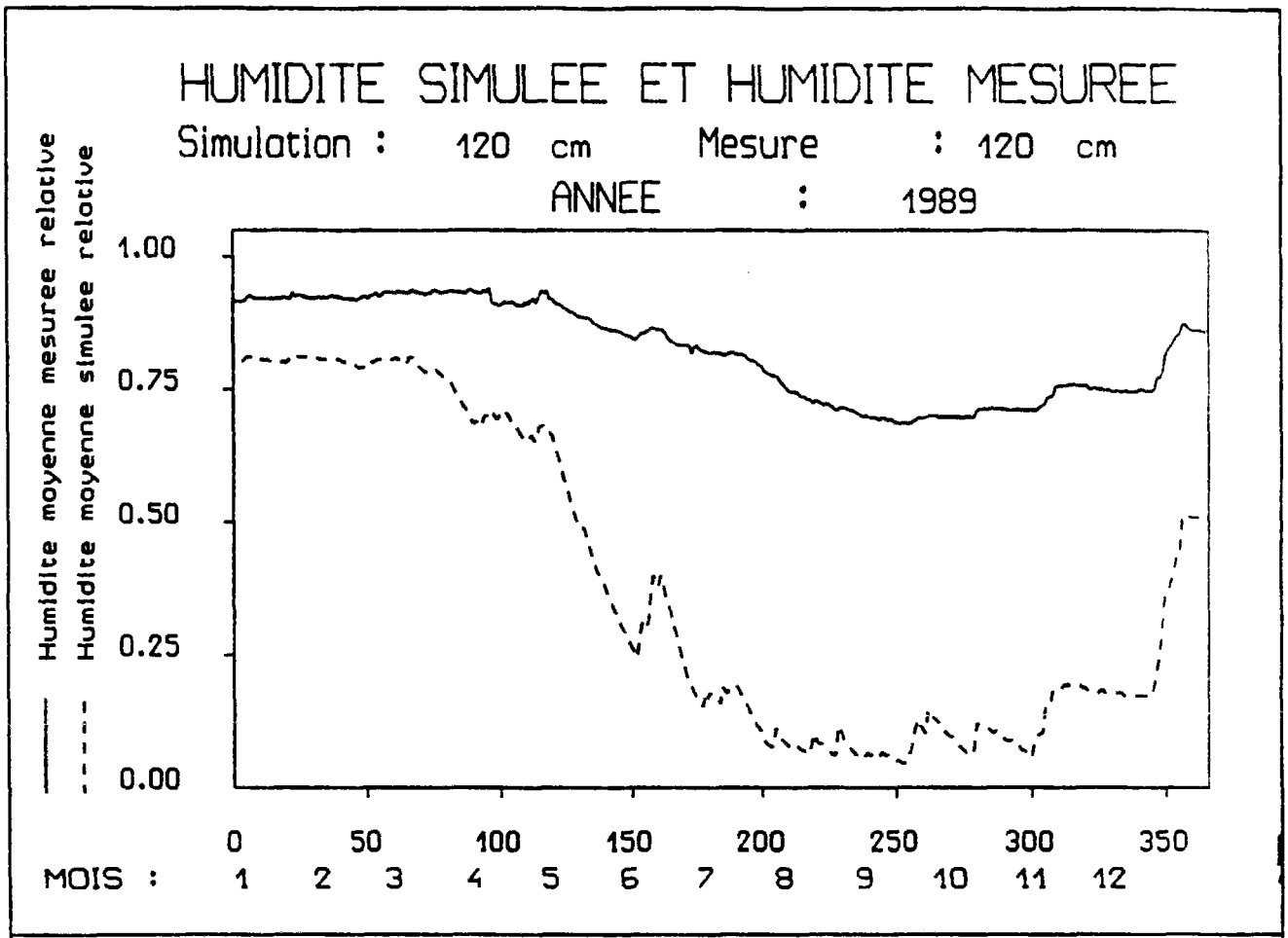

ORGEVAL AU THEIL
- CONTROLE -
PLUIE
Debit observe (mm/jour)
Debit calcule (mm/jour)
9
8
7
6
5
4
3
2
1
0
0
50
100
150
200
250
300
350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
ANNEE: 1990

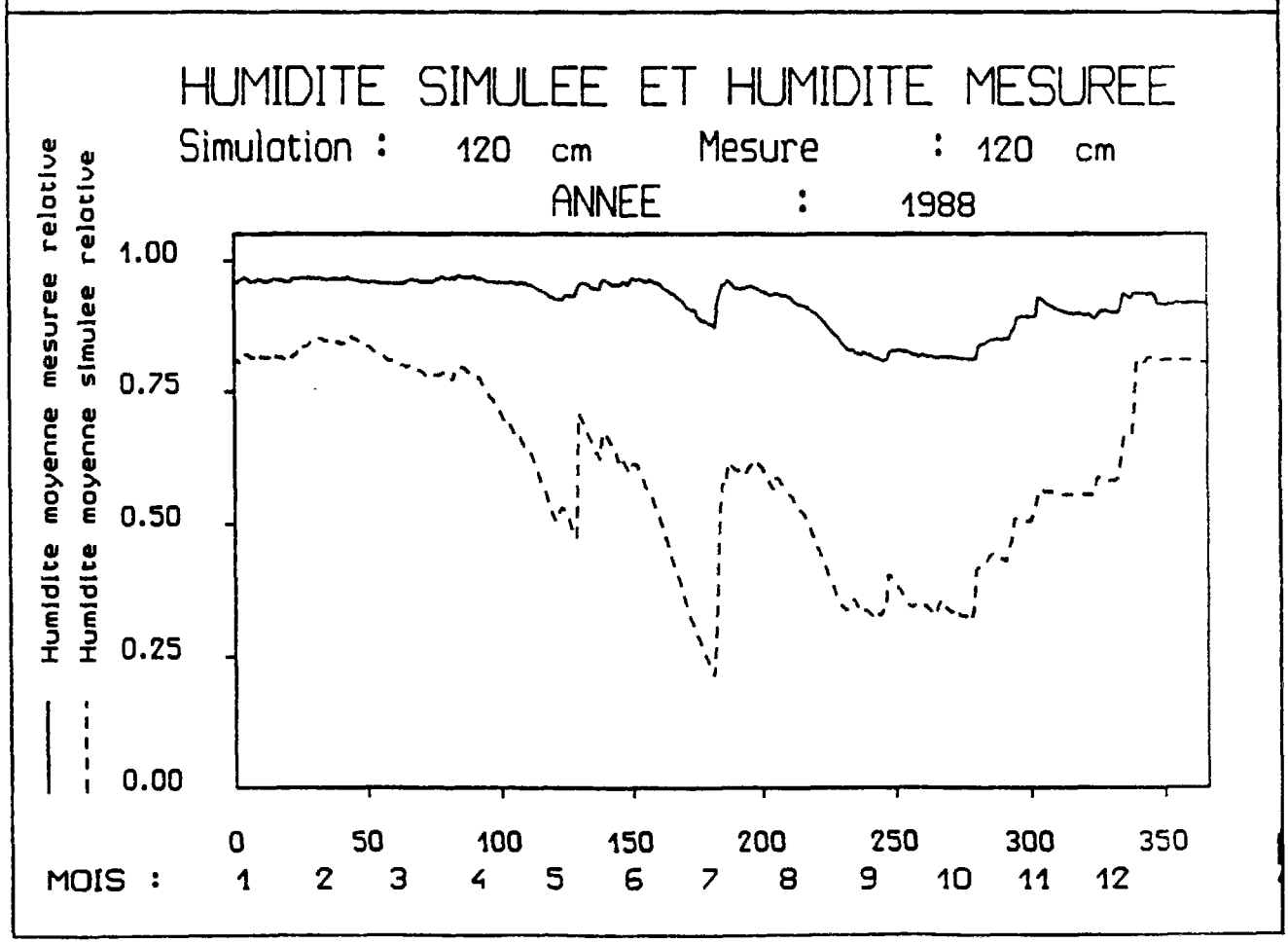

HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 10 cm Mesure : 20 cm
ANNEE : 1989
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

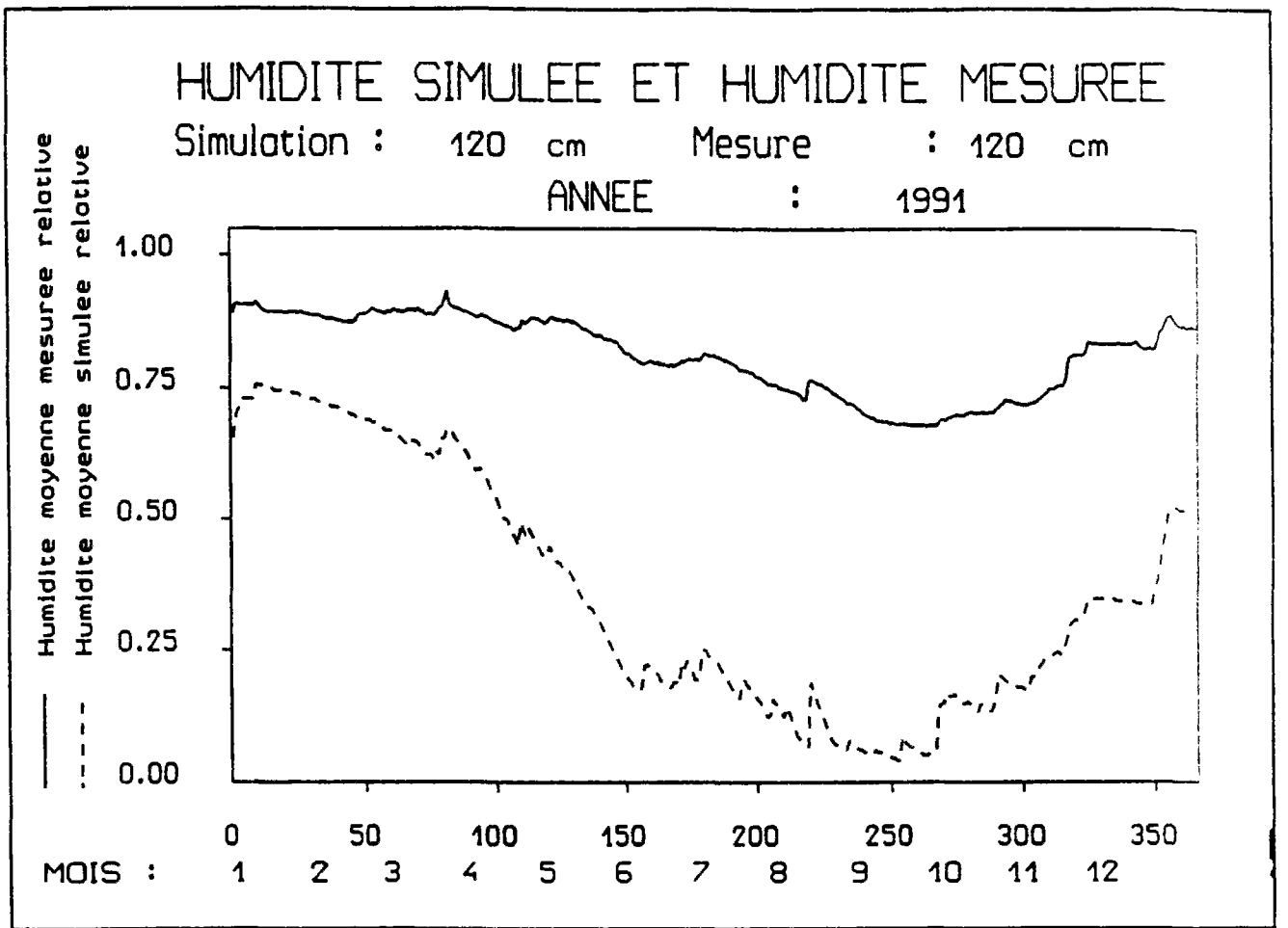

HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 10 cm Mesure : 20 cm
ANNEE : 1988
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

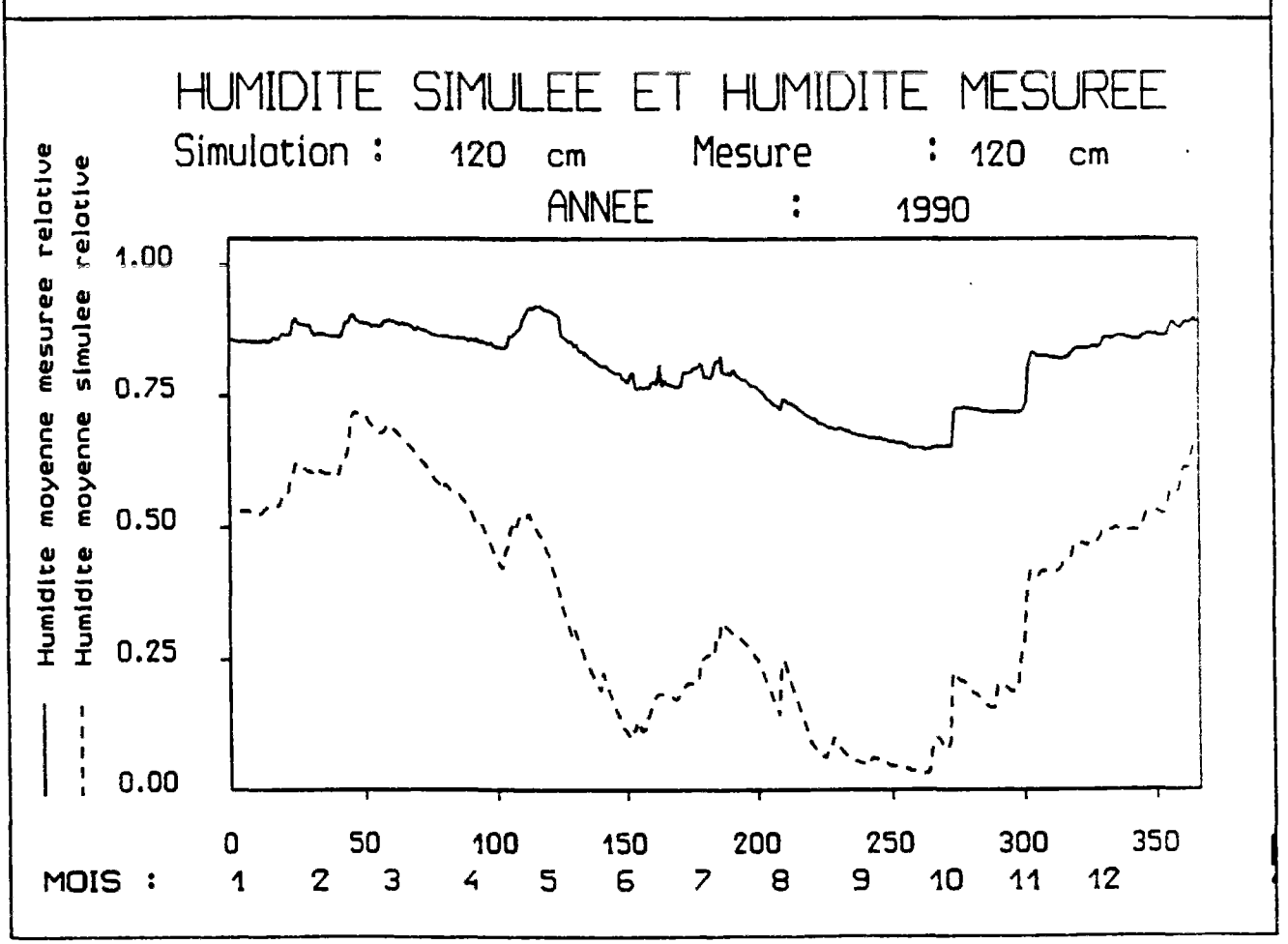

HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 10 cm Mesure : 20 cm
ANNEE : 1991
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

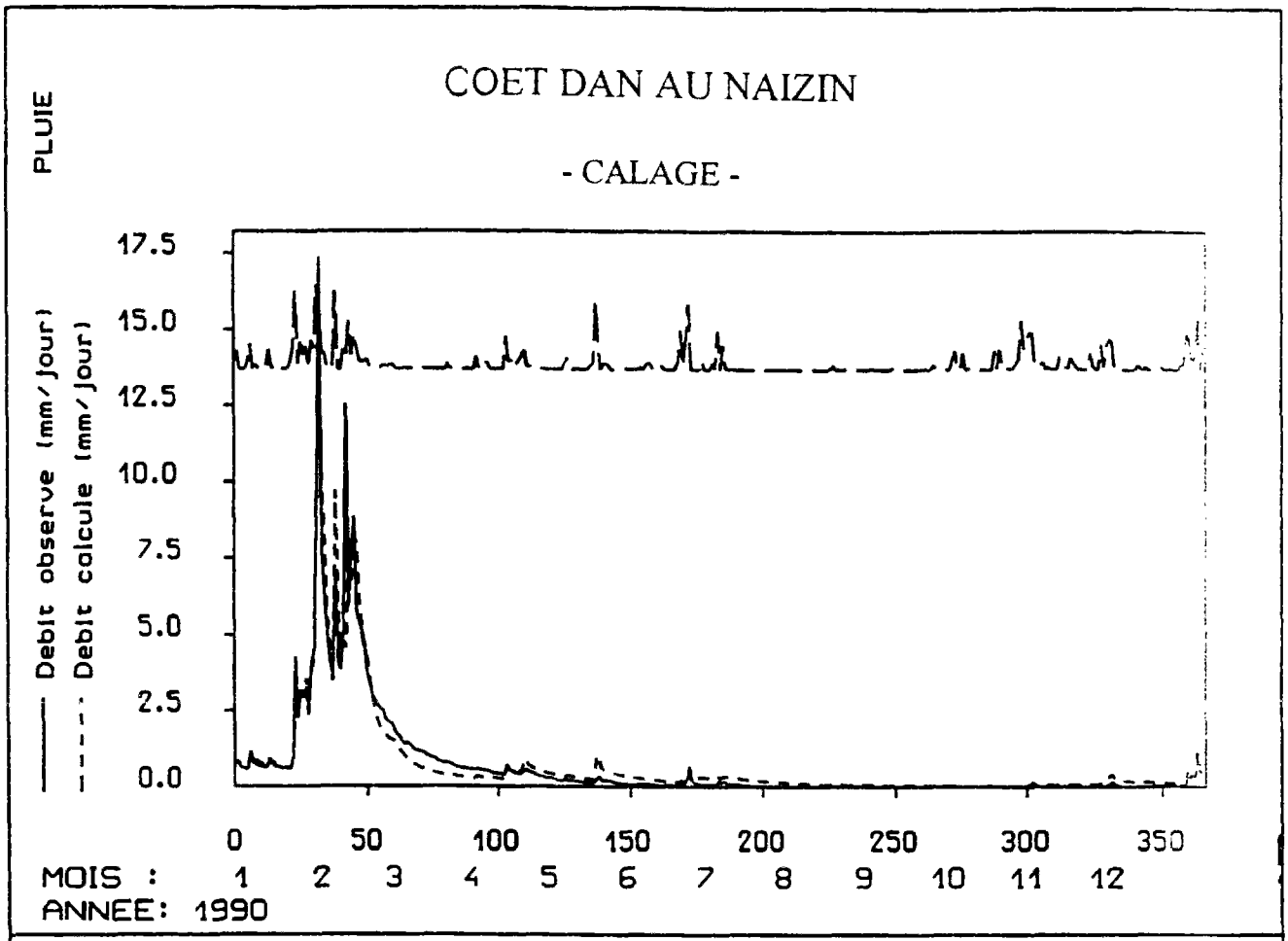

HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 10 cm Mesure : 20 cm
ANNEE : 1990
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

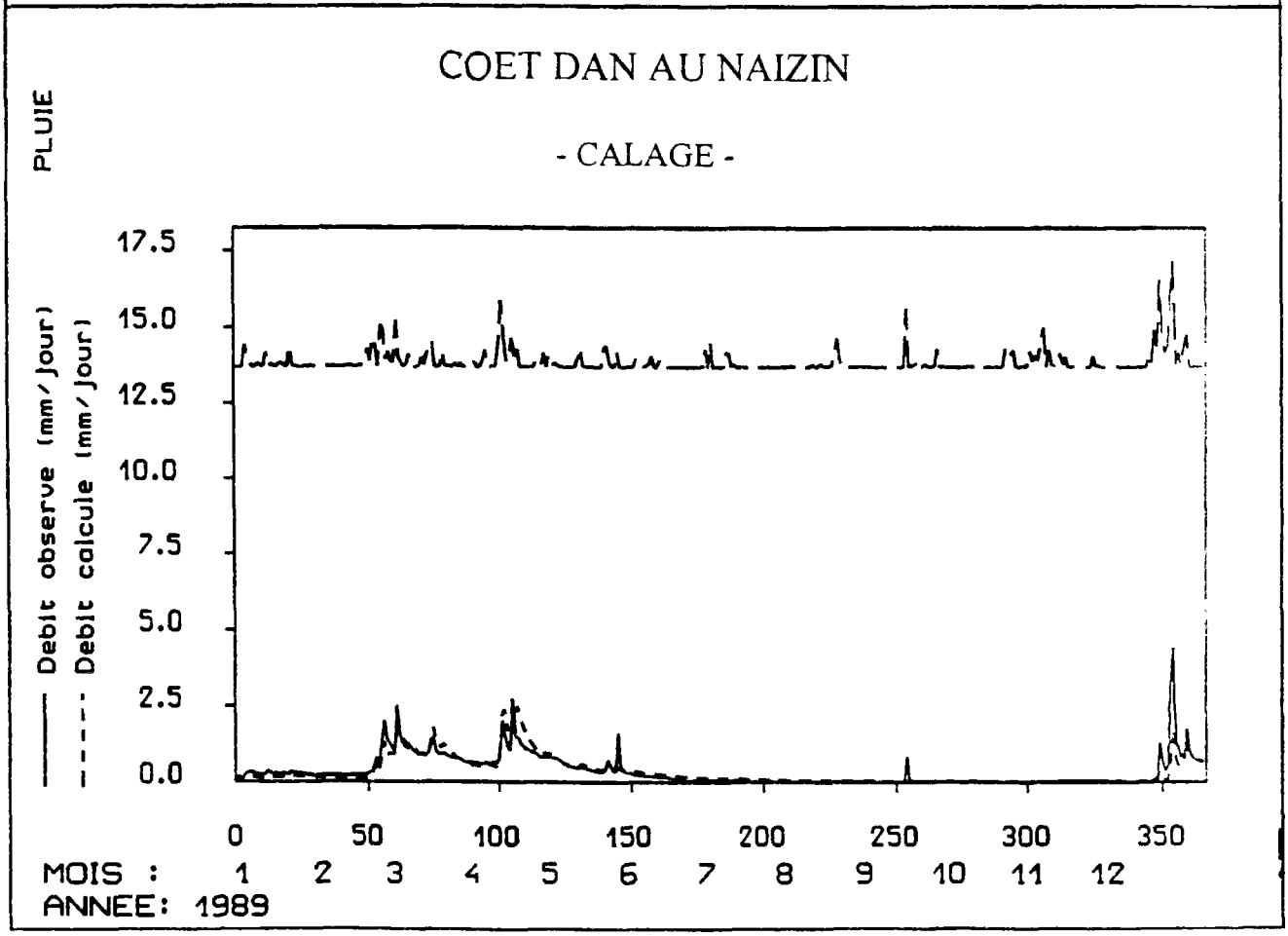

HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 120 cm Mesure : 120 cm
ANNEE : 1989
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

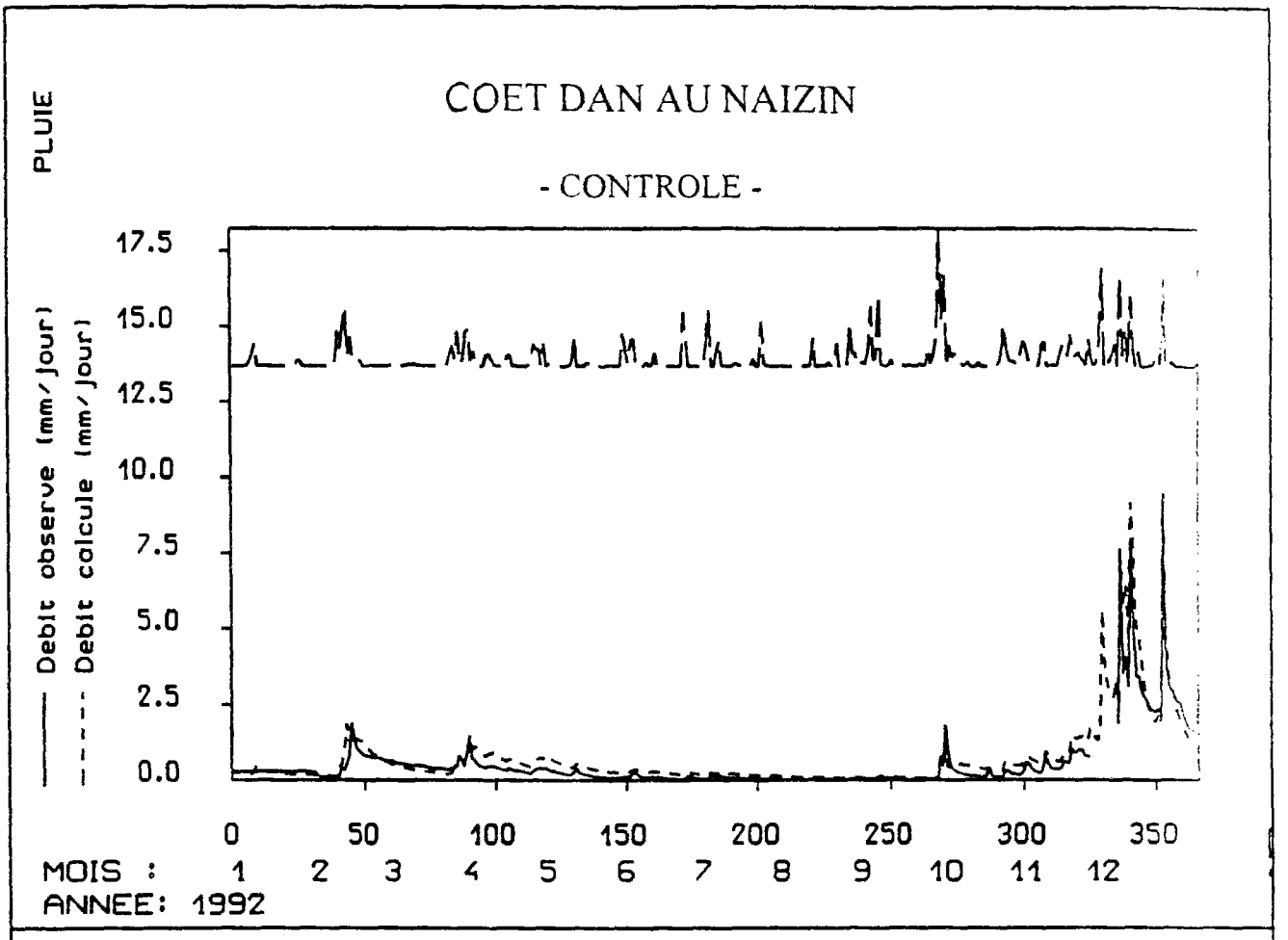

HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 120 cm Mesure : 120 cm
ANNEE : 1988
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

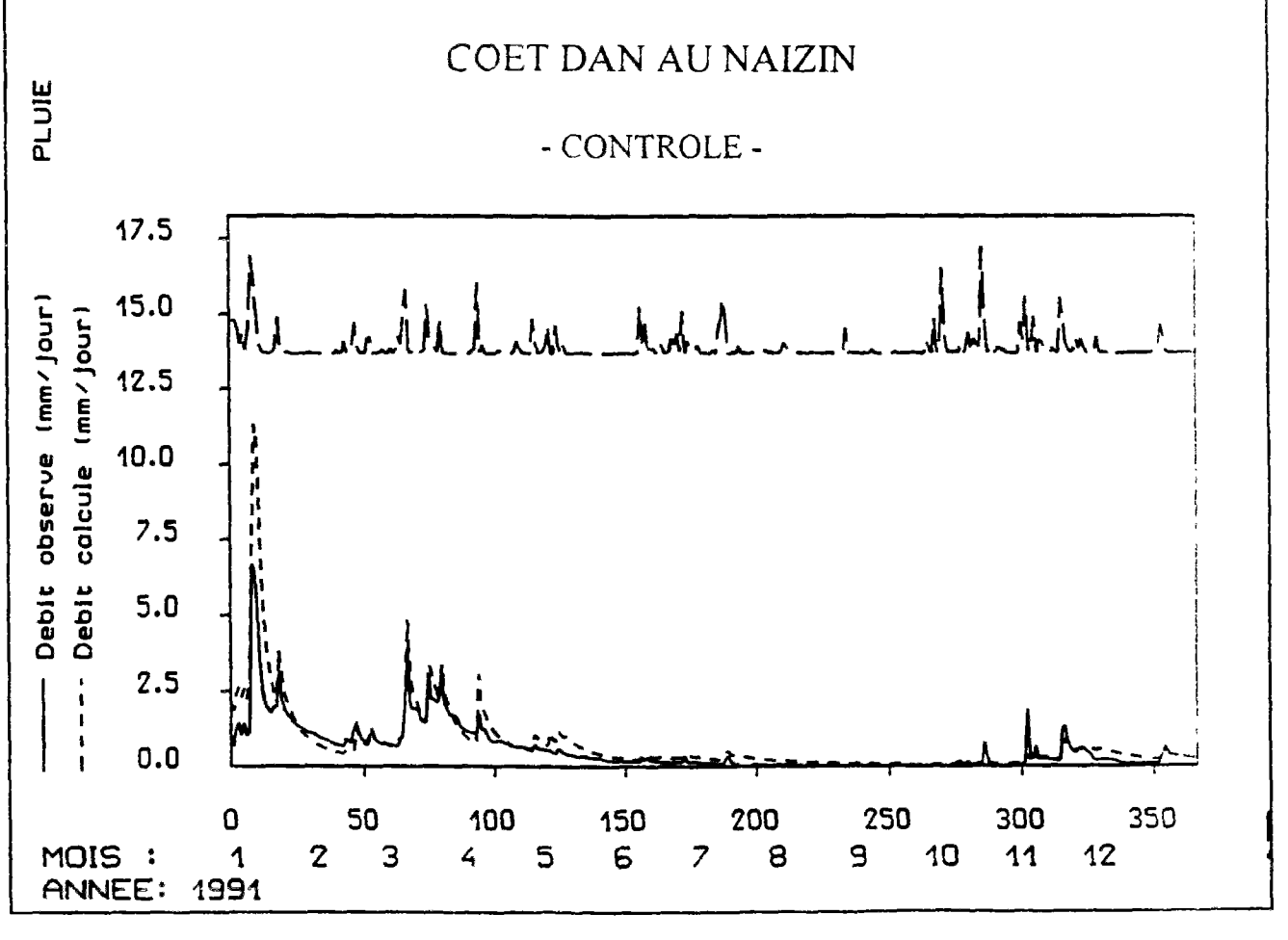

HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 120 cm Mesure : 120 cm
ANNEE : 1991
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

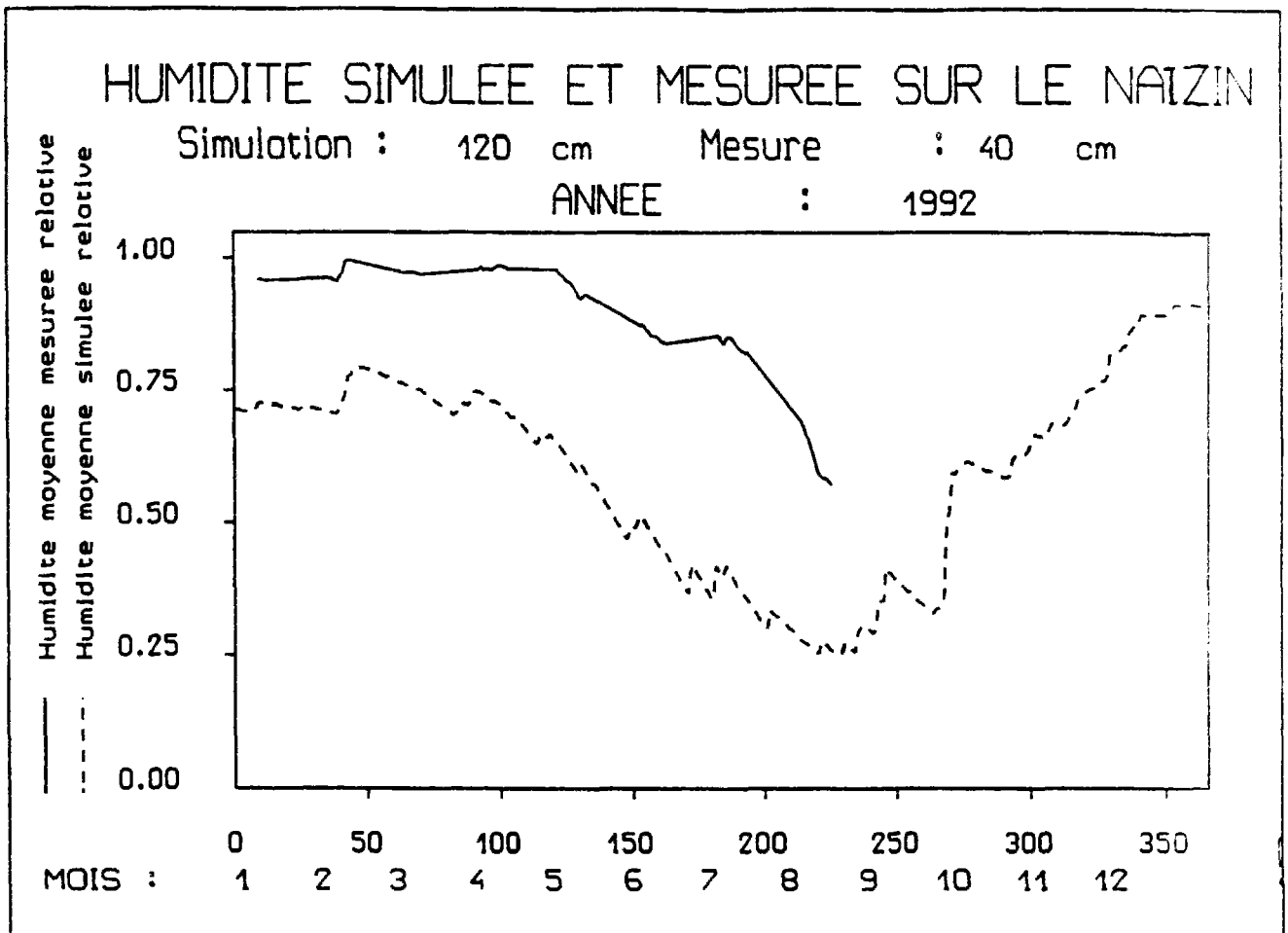

HUMIDITE SIMULEE ET HUMIDITE MESUREE
Simulation : 120 cm Mesure : 120 cm
ANNEE : 1990
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

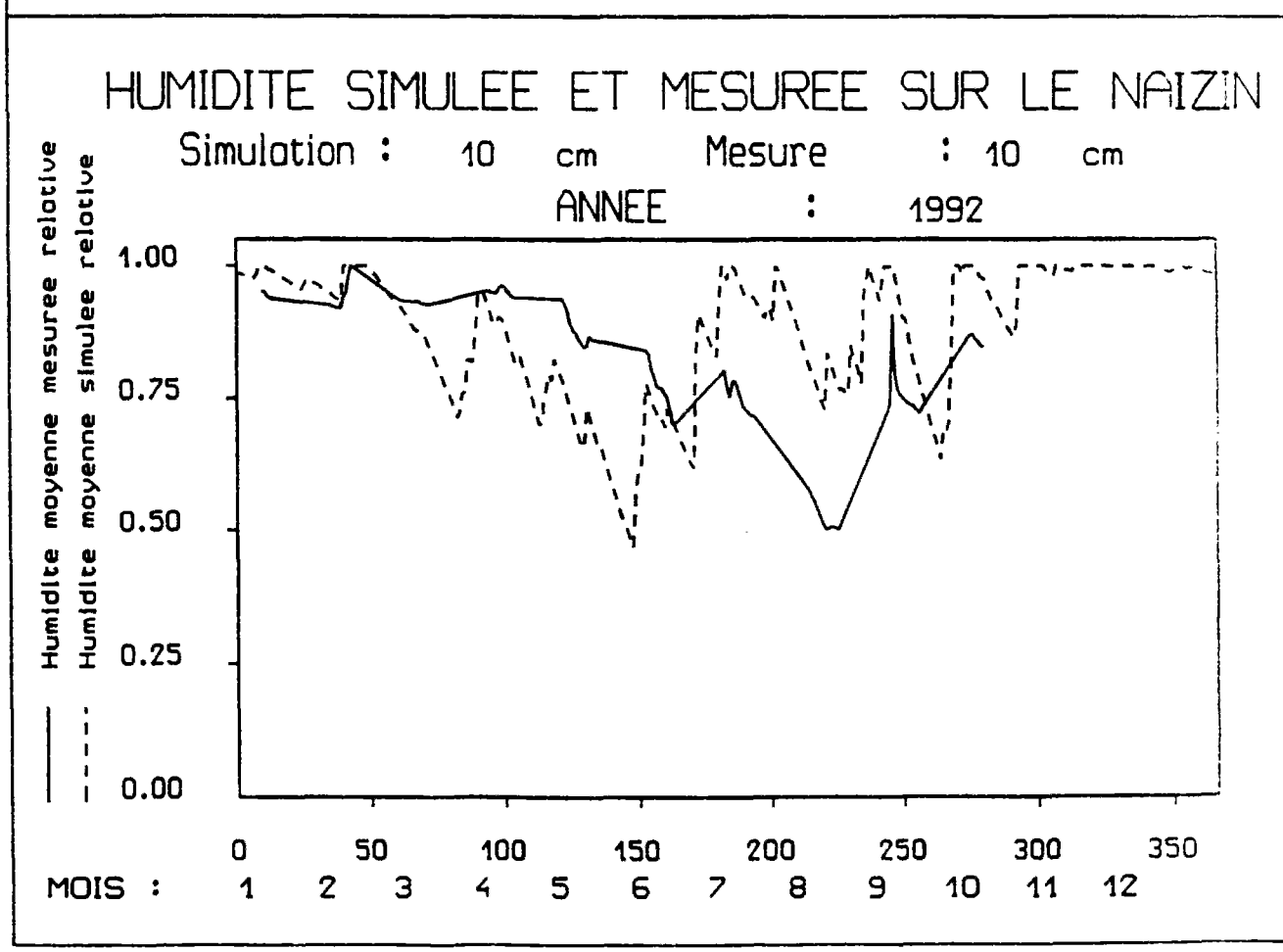

COET DAN AU NAIZIN
- CALAGE -
PLUIE
Debit observe (mm/jour)
Debit calcule (mm/jour)
17.5
15.0
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
ANNEE: 1990


COET DAN AU NAIZIN
- CALAGE -
PLUIE
Debit observe (mm/jour)
Debit calcule (mm/jour)
17.5
15.0
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
ANNEE: 1989


COET DAN AU NAIZIN
- CONTROLE -
PLUIE
Debit observe (mm/jour)
Debit calcule (mm/jour)
17.5
15.0
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
ANNEE: 1992


COET DAN AU NAIZIN
- CONTROLE -
PLUIE
Debit observe (mm/jour)
Debit calcule (mm/jour)
17.5
15.0
12.5
10.0
7.5
5.0
2.5
0.0
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
ANNEE: 1991


HUMIDITE SIMULEE ET MESUREE SUR LE NAIZIN
Simulation : 120 cm Mesure : 40 cm
ANNEE : 1992
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12


HUMIDITE SIMULEE ET MESUREE SUR LE NAIZIN
Simulation : 10 cm Mesure : 10 cm
ANNEE : 1992
Humidite moyenne mesuree relative
Humidite moyenne simulee relative
1.00
0.75
0.50
0.25
0.00
0 50 100 150 200 250 300 350
MOIS : 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12