



HAL
open science

Réflexions sur l'utilité des modèles mathématiques dans la gestion de la pollution diffuse d'origine agricole

Luiz Augusto Kauark Leite

► **To cite this version:**

Luiz Augusto Kauark Leite. Réflexions sur l'utilité des modèles mathématiques dans la gestion de la pollution diffuse d'origine agricole. Modélisation et simulation. Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 1990. Français. NNT: . tel-00529963

HAL Id: tel-00529963

<https://pastel.hal.science/tel-00529963v1>

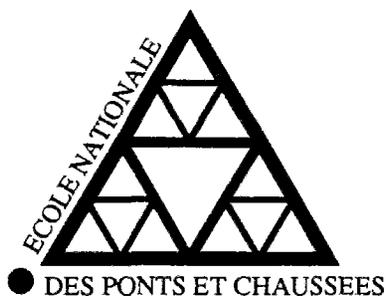
Submitted on 27 Oct 2010

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.

78751

NS 13964
A(2) (S)



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

"Sciences et Techniques de l'Environnement"

**RÉFLEXIONS SUR L'UTILITÉ DES MODÈLES MATHÉMATIQUES
DANS LA GESTION DE LA POLLUTION DIFFUSE D'ORIGINE AGRICOLE**

par
Luiz Augusto KAUARK LEITE

soutenu le 26 octo



JURY

- M. Stéphane HENIN
- M. Rémy POCHAT
- M. Pierre BALLAND
- M. Ghislain DE MARSILY
- M. René BELAMIE
- M. Jean Marie MOUCHEL

- Directeur de Thèse
- Président
- Rapporteur
- Rapporteur
- Examineur
- Examineur

à Alice et Brigitte

"on démontre le réel, on ne le montre pas"

"il faut réfléchir pour mesurer et non pas mesurer pour réfléchir"

Gaston Bachelard

*"même la réfutation d'une théorie à laquelle je suis attaché me
réjouit désormais, car là aussi la science remporte un succès"*

John C. Eccles

"nil posse creari de nilo"

Lucretius Carus

REMERCIEMENTS

Ma reconnaissance s'adresse tout d'abord à Rémy POCHAT, qui m'a ouvert les portes du CERGRENE pour que je puisse réaliser ce travail dans d'excellentes conditions et qui m'a fait l'honneur de présider le jury.

Je tiens à remercier en particulier le Professeur Stéphane HENIN, mon Directeur de Thèse, pour son soutien précieux, l'intérêt qu'il a porté à mon travail ainsi que pour les discussions toujours très animées et pleines d'enseignements à la rue de Bellechasse.

Je remercie très chaleureusement Jean Marie MOUCHEL pour m'avoir guidé tout au long de ce travail et pour l'autonomie qu'il m'a laissée tout en sachant aux moments opportuns me donner des conseils judicieux.

J'adresse ma profonde gratitude à René BELAMIE pour m'avoir fait bénéficier de sa compétence et de son expérience des problèmes de la pollution diffuse d'origine agricole, pour l'accueil toujours amical lors de mes séjours à Lyon et pour avoir accepté de participer au jury.

Ma reconnaissance va également au Professeur Ghislain DE MARSILY et à M. Pierre BALLAND qui ont accepté de prendre le temps pour être les rapporteurs de cette thèse et qui ont permis de juger ce travail avec le regard du scientifique et celui du gestionnaire.

Je souhaite exprimer ma gratitude toute particulière à Michel FERRY et à Jean Louis ROSIQUE qui ont toujours répondu présents pendant le déroulement de ce travail.

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

Je remercie vivement Saskia HOLTHUIJSEN et Larbi OUAHNI pour le bout de chemin que nous avons fait ensemble lors de leur travail de fin d'étude au CERGRENE.

Mes remerciements vont aussi à toute l'équipe du CERGRENE et de la Direction de la Recherche de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées pour leur soutien et leurs conseils quotidiens, tout particulièrement à Bruno TASSIN pour ses nombreux conseils en informatique, à Claude MICHEL et à Pierre Alain ROCHE qui m'ont initié aux problèmes et aux méthodes de l'hydrologie et à Christiane BAUDRY pour sa patience et pour son efficacité face à ma gourmandise bibliographique.

Enfin, je remercie tous les chercheurs américains qui m'ont infiniment aidé par l'envoi de toute la documentation relative aux modèles américains.

Ma dernière pensée va à ma famille au Brésil qui malgré la distance a toujours été présente dans les périodes difficiles et m'a énormément aidé à surpasser les moments de "saudade" du pays.

RÉSUMÉ

Cette étude comporte deux objectifs principaux. Le premier est de contribuer à l'évaluation des deux approches, empirique et conceptuelle, de modélisation du transport de polluants diffus d'origine agricole quant à leur capacité à représenter l'évolution temporelle des concentrations et des flux des matières en suspension, des nitrates et du phosphore, à l'exutoire d'un petit bassin versant agricole. Nous avons validé deux modèles représentatifs de chacune des approches ; le premier modèle est inspiré des modèles CREAMS et SWRRB et le deuxième est le modèle HSPF.

Le deuxième objectif est d'analyser l'utilité des modèles mathématiques dans la gestion de la pollution diffuse d'origine agricole et ceci par rapport à cinq critères de décision auxquels sont confrontés les gestionnaires : (1) estimation des flux polluants, (2) évaluation du risque de dépassement d'une concentration, (3) description de mécanismes de transport de polluants, (4) détermination et quantification des sources de polluants et (5) évaluation de l'impact sur la qualité de l'eau des changements des pratiques agricoles.

La première partie de ce mémoire décrit les enjeux de la pollution diffuse d'origine agricole, analyse les phases du processus de gestion de la qualité de l'eau dans les bassins versants agricoles et situe les diverses méthodologies d'aide à la gestion dans les différentes étapes de ce processus. On met en évidence de quelle manière la modélisation peut apporter une aide aux gestionnaires et aux décideurs. Elle comporte également une description des différentes étapes de la mise en oeuvre d'un modèle et une analyse des principaux problèmes extrinsèques aux modèles qui limitent leur application par les gestionnaires.

La deuxième partie décrit les mécanismes mis en jeu dans le transport de polluants d'origine diffuse et les principales approches de modélisation de chaque processus individuel par cycle : l'eau, l'érosion, l'azote puis le phosphore. Enfin nous présentons les principaux modèles mathématiques de simulation du transport des polluants agricoles en les classant, en mettant en évidence leurs avantages et leurs inconvénients, et en précisant leur domaine d'application.

La troisième partie présente la démarche de modélisation suivie, les modèles mathématiques utilisés et les résultats obtenus individuellement pour chacun des modèles pour le bassin versant de l'Orgeval (à Mélarchez). Finalement, nous présentons les résultats de nos réflexions sur l'utilité des modèles mathématiques dans la gestion de bassins agricoles afin d'évaluer le réel intérêt d'une telle démarche dans la résolution des problèmes concrets qui sont posés aux gestionnaires.

Considérés comme outils de simulation des concentrations ou des débits à l'exutoire, ces modèles sont trop complexes par rapport à l'information disponible dans les données ce qui conduit à une sous-détermination des paramètres. De plus, l'évolution temporelle des concentrations de polluants à l'exutoire est en général mal représentée notamment lors des événements à fortes concentrations. Considérés comme outils de gestion, ces modèles ne sont guère plus performant dans l'estimation des flux polluants à l'exutoire que des modèles plus simples.

Par ailleurs, ces modèles pourraient en principe simuler l'évolution d'autres variables d'état (e.g., stock d'azote du sol) ou simuler l'impact de changements des pratiques agricoles sur la qualité de l'eau tels que les modifications des surfaces cultivées ou de la rotation de différentes espèces végétales ou des changements dans la quantité ou dans le mode d'apport de fertilisants. Pour cela ils devraient être validés sur leur réalisme physique, c'est-à-dire, sur leur capacité de décrire fidèlement les processus essentiels responsables de la dynamique de polluants dans le bassin versant. Cependant, comme ils ne sont jamais validés sur cette propriété et comme aucune mesure à l'intérieur du bassin ne permet de justifier *a priori* la validité de la représentation, on ne peut encore raisonnablement leur accorder confiance pour la prise de décision en matière de gestion.

Mots-clés : agriculture ; azote ; bassin-versant ; calcul de flux ; érosion ; gestion ; hydrologie ; incertitude ; matières en suspension ; MES ; modèle conceptuel ; modèle empirique ; modèle mathématique ; nitrates ; bassin de l'Orgeval ; phosphore ; pollution ; pollution diffuse ; pratiques agricoles ; qualité de l'eau ; simulation ; validation.

ABSTRACT

This work has two main objectives. First, it evaluates the ability of empirical and conceptual models to simulate the evolution of loads and concentrations of suspended solids, nitrates and phosphates at the outlet of a small rural watershed. A model (based on CREAMS and SWRRB) is used as an example of empirical models and HSPF as an example of conceptual models.

Second, the usefulness of such models is analyzed towards the management of non-point agricultural pollution through the detailed study of five potential operational uses of models: (1) computation of pollutant load, (2) analysis of high concentration risk, (3) simulation and representation of pollutant transport mechanisms, (4) identification of pollutant sources, and (5) prediction of the impact of modifying agricultural practices on water quality.

The first part of this work displays the importance of rural non-point source pollution. The different steps of water management procedures in agricultural watersheds are analyzed, pointing out the need for various management tools at each step. Then, the potential use of models as management tools is presented. This first part ends with the description of the normal structure of a modelling approach to a problem, and with the analysis of extrinsic reasons which can explain why models are scarcely used in France.

The second part describes the physical, chemical and biological processes and subsequent sub-models interacting in the global cycle of water, erosion, nitrogen and phosphorus. Next, a comprehensive analysis is given of the most famous models, specifying their abilities and their applicability.

The third part is devoted to the conducted modelling work. The results obtained after validation for both selected models on the M elarchez watershed (7 km²) are analyzed. Finally, a conclusion is suggested as to the usefulness of models as management tools, on the basis of the answers that they are able to bring to real problems.

The main conclusions to be drawn are as follows:

- These models are too complex to simulate loads and concentrations at the outlet of rural watersheds. The available information in the data is not sufficient to calibrate the model, hence parameters are under-determined. Moreover, simulations are generally rather poor, specifically in the case of the highest concentrations. As management tools, the models are not more efficient than simpler models to compute pollutant loads (for instance models considering a constant concentration).
- In principle, these models should be able to simulate other state variables (*e.g.*, soil nitrate storage) or to simulate the impact on water quality of modifying agricultural practices such as changing cultivated areas or crop rotations, or changing the type or amount of fertilisers. This presupposes that the realism of the representation of processes inside the watershed (not only at the outlet) should be verified. Unfortunately this is not the case, and furthermore the necessary data generally do not exist. Hence, at present, these models should not be trusted for decision making.

TABLE DES MATIÈRES

Introduction générale	1
------------------------------------	---

PREMIERE PARTIE : LA POLLUTION DIFFUSE D'ORIGINE AGRICOLE ET LES METHODOLOGIES D'ETUDES

Chapitre 1 - La pollution diffuse d'origine agricole	5
1.1 - Introduction	5
1.2 - Les nuisances	7
1.2.1 - Eutrophisation.....	8
1.2.2 - Dépassement des normes de potabilité.....	9
1.2.3 - Augmentation du coût et de la complexité du traitement de l'eau	10
1.2.4 - Envasement.....	10
1.2.5 - Réduction de la valeur touristique et de loisirs	10
1.2.6 - Effets néfastes sur le biotope aquatique.....	11
1.2.7 - Risque dû aux incertitudes	11
1.3 - Evaluation des apports diffus	12
1.3.1 - Matières en suspension	12
1.3.1.1 - A l'échelle de la parcelle.....	12
1.3.1.2 - A l'échelle des bassins versants	13
1.3.1.3 - Conclusion	14
1.3.2 - Azote	15
1.3.2.1 - Apports atmosphériques.....	15
1.3.2.2 - Pertes vers les nappes.....	16
1.3.2.3 - Pertes à l'échelle de la parcelle.....	16
1.3.2.4 - Pertes à l'échelle des bassins versants	17
1.3.2.5 - Conclusion	18
1.3.3 - Phosphore.....	19
1.3.3.1 - Apports atmosphériques.....	20
1.3.3.2 - Ecoulements subsuperficiel et souterrain	20
1.3.3.3 - Pertes à l'échelle des bassins versants	21
1.3.3.4 - Conclusion	24
Chapitre 2 - Méthodologies d'aide à la gestion de la PDOA	27
2.1 - Gestion de la qualité de l'eau dans les bassins versants agricoles	27
2.1.1 - Evaluation du problème	27
2.1.2 - Evaluation des alternatives.....	28
2.1.3 - Implantation du programme de contrôle.....	28
2.1.4 - Vérification du programme de contrôle.....	29
2.2 - Objectifs des méthodes	29

2.3 - Calcul des flux	30
2.3.1 - Absence de données de débits et de concentrations	31
2.3.1.1 - Coefficients d'exportation	31
2.3.1.2 - Fonctions de charge	32
2.3.2 - Données ponctuelles de concentrations et de débits	33
2.3.3 - Absence de données de concentrations et données de débits en continu	34
2.3.4 - Données de débits en continu et données ponctuelles de concentrations	34
2.3.4.1 - Méthodes par interpolation	35
2.3.4.2 - Méthodes par extrapolation	37
2.3.5 - Comparaison des différentes méthodes de calcul des flux	39
2.4 - Estimation du risque lié au dépassement d'une concentration	40
2.5 - Déterminer et quantifier les sources de polluants	42
2.5.1 - Bilans entrées-sorties	42
2.5.2 - Bassins représentatifs	43
2.6 - Description des mécanismes de transport des polluants	44
2.7 - Choix des pratiques techniquement appropriées	44
2.8 - Déterminer l'efficacité des techniques alternatives	44
2.9 - Déterminer la relation coût-avantage des techniques	45
2.10 - Conclusion.....	45
Chapitre 3 - Les modèles mathématiques	47
3.1 - Qu'est-ce qu'un modèle?	47
3.2 - Propriétés requises des modèles	48
3.2.1 - Cohérence rationnelle	48
3.2.2 - Ajustement aux données expérimentales	48
3.2.3 - Unicité ou identifiabilité	49
3.2.4 - Minimalité	49
3.2.5 - Falsifiabilité	49
3.2.6 - Pouvoir de prévision	49
3.3 - Mise en oeuvre d'un modèle	49
3.3.1 - Définition du problème	50
3.3.2 - Analyse du système	51
3.3.3 - Construction du modèle	52
3.3.4 - Analyse de sensibilité a priori	54
3.3.5 - Acquisition des données et planification d'expérience	55
3.3.6 - Calibration du modèle	55
3.3.7 - Vérification du modèle	58
3.3.8 - Validation du modèle	58
3.3.8.1 - Critères de qualité d'ajustement.....	58
3.3.8.2 - Analyse des incertitudes	63
3.3.9 - Analyse du pouvoir de prévision	66
3.4 - Obstacles à l'utilisation des modèles	66
3.4.1 - Communication.....	66
3.4.2 - Interface entre modèle et utilisateurs	67
3.4.3 - Maintenance	68
3.4.4 - Documentation.....	68
3.4.5 - Diffusion	68

3.4.6 - Disponibilité des données.....	68
3.4.7 - Formation.....	69
3.5 - Conclusion.....	70

**DEUXIEME PARTIE : LES MECANISMES MIS EN JEU DANS LE TRANSPORT
DE POLLUANTS DIFFUS ET LES PRINCIPALES APPROCHES DE MODELISATION**

Chapitre 4 - Le cycle de l'eau.....	47
4.1 - Description du cycle de l'eau dans un bassin versant.....	73
4.1.1 - Interception.....	74
4.1.2 - Rétention superficielle et stockage superficiel.....	75
4.1.3 - Infiltration.....	75
4.1.4 - Evapotranspiration.....	76
4.1.5 - Ecoulement superficiel ou écoulement hortonien.....	77
4.1.6 - Ecoulement sur des zones saturées.....	78
4.1.7 - Ecoulement sub-superficiel non-saturé.....	78
4.1.8 - Ecoulement sub-superficiel saturé.....	78
4.1.9 - Ecoulement concentré latéral dans le sol.....	79
4.1.10 - Ecoulement souterrain.....	79
4.1.11 - Percolation.....	79
4.1.12 - Ecoulement en canal.....	79
4.2 - Modélisation du cycle de l'eau dans un bassin versant.....	80
4.2.1 - Modèles conceptuels.....	80
4.2.1.1 - Modèles conceptuels "à réservoirs".....	80
4.2.1.2 - Modèles conceptuels à surface de contribution variable.....	88
4.2.2 - Modèles mécanistes ou physiques.....	89
4.3 - Conclusion.....	92
Chapitre 5 - L'érosion dans le bassin versant.....	93
5.1 - Les processus de l'érosion.....	93
5.2 - Typologie de l'érosion par l'eau.....	94
5.2.1 - Erosion en nappes ou inter-rigoles.....	94
5.2.2 - Erosion en rigoles.....	95
5.2.3 - Erosion en ravins.....	95
5.2.4 - Erosion de thalweg.....	95
5.2.5 - Erosion en rivière (ou en canal).....	95
5.3 - Facteurs d'érosion.....	96
5.3.1 - Erosion inter-rigoles et en rigoles.....	96
5.3.1.1 - Hydrologie.....	96
5.3.1.2 - Topographie.....	96
5.3.1.3 - Type de sol.....	97
5.3.1.4 - Couverture végétale.....	97
5.3.1.5 - Pratiques agricoles.....	98
5.3.1.6 - Etat de surface du sol.....	98

5.3.2 - Erosion linéaire	98
5.3.2.1 - Débit des surfaces amont	98
5.3.2.2 - Type de sol	99
5.3.2.3 - Couverture végétale	99
5.3.2.4 - Morphologie du canal	99
5.4 - Modélisation de l'érosion d'un bassin versant	100
5.4.1 - Modèles empiriques	100
5.4.1.1 - Equation de Fournier	100
5.4.1.2 - Equation de Flaxman	100
5.4.1.3 - Equation de Dendy et Bolton	101
5.4.1.4 - Equation universelle de perte des sols - USLE	101
5.4.1.5 - Equation universelle de perte des sols modifiée - MUSLE	103
5.4.2 - Modèles conceptuels	103
5.4.2.1 - Equation de Onstad et Foster - OF	103
5.4.2.2 - Modèle érosion-sédimentation	104
5.4.2.3 - Modèle de Negev	105
5.4.2.4 - Modèle ANSWERS	107
5.4.3 - Modèles mécanistes	107
5.4.3.1 - Modèle de Foster et Meyer	108
5.4.3.2 - Modèle de l'Université du Colorado	109
5.5 - Conclusion	110
Chapitre 6 - Le cycle de l'azote	113
6.1 - Description du cycle de l'azote dans le sol	113
6.1.1 - L'azote dans le sol	113
6.1.2 - Le cycle de l'azote dans le sol	114
6.1.2.1 - Minéralisation	115
6.1.2.2 - Immobilisation	115
6.1.2.3 - Fixation de l'azote atmosphérique	115
6.1.2.4 - Fixation de l'azote ammoniacal par le sol	116
6.1.2.5 - Pertes par voies gazeuses	116
6.1.2.6 - Apports météoriques	117
6.1.2.7 - Absorption d'azote par les plantes	118
6.1.2.8 - Fertilisation	118
6.1.2.9 - Pertes par voies hydriques	118
6.2 - Dynamique de l'azote dans le sol	119
6.3 - Principaux facteurs influençant le cycle de l'azote	120
6.3.1 - Humidité du sol	120
6.3.2 - Température du sol	120
6.3.3 - Aération du sol	121
6.3.4 - pH	121
6.3.5 - Matière organique	121
6.3.6 - Pratiques agricoles	122
6.4 - Modélisation du cycle de l'azote	123
6.4.1 - Modèles des transformations biochimiques de l'azote dans le sol	123
6.4.1.1 - Modèles entrée-sortie	123
6.4.1.2 - Modèles conceptuels	124

6.4.2 - Cinétiques des transformations biochimiques de l'azote dans le sol	129
6.4.3 - Modélisation du transport de l'azote	131
6.4.4 - Modélisation de l'absorption de l'azote par les plantes	132
6.5 - Conclusion	133
Chapitre 7 - Le cycle du phosphore	135
7.1 - Description du cycle du phosphore dans le sol.....	135
7.1.1 - Le phosphore dans le sol.....	135
7.1.2 - Le cycle du phosphore.....	137
7.1.2.1 - Adsorption et désorption des ions phosphatés dans le sol.....	137
7.1.2.2 - Minéralisation et immobilisation du phosphore dans les sols.....	138
7.1.2.3 - Apports météoriques.....	139
7.1.2.5 - Fertilisation	140
7.1.2.6 - Pertes par voies hydriques.....	141
7.2 - La biodisponibilité du phosphore.....	141
7.3 - Principaux facteurs influençant le cycle du phosphore.....	144
7.3.1 - Température.....	144
7.3.2 - pH.....	144
7.3.3 - Sels dissous.....	145
7.3.4 - Temps.....	145
7.4 - Modélisation du cycle du phosphore.....	145
7.4.1 - Modèles des transferts et des transformations biochimiques du phosphore	145
7.4.1.1 - Modèles entrée-sortie.....	145
7.4.1.2 - Modèles conceptuels.....	146
7.4.2 - Absorption du phosphore par les plantes.....	150
7.4.3 - Modélisation du transport du phosphore dissous.....	150
7.4.4 - Modélisation de la perte de phosphore particulaire.....	150
7.5 - Conclusion.....	151

**TROISIEME PARTIE : LES MODELES CONCEPTUELS DE SIMULATION
DE LA POLLUTION DIFFUSE D'ORIGINE AGRICOLE.**

Chapitre 8 - Modèles de simulation de la PDOA	153
8.1 - Historique.....	153
8.2 - Caractéristiques de modèles conceptuels.....	154
8.2.1 - Structure des modèles.....	155
8.2.2 - Echelle.....	155
8.2.3 - Eléments simulés.....	156
8.2.4 - Pas de temps.....	156
8.2.5 - Calibration.....	156
8.3 - Modèles conceptuels de simulation de la PDOA.....	157
8.3.2 - SPNM : sediment-phosphorus-nitrogen model.....	158
8.3.3 - ARM : agricultural runoff management model.....	159
8.3.4 - CNS : Cornell nutrient simulation model.....	161
8.3.5 - CPM : Cornell pesticide model.....	162
8.3.6 - CREAMS : chemicals, runoff, and erosion from agricultural management systems.....	163

8.3.7 - HSPF : hydrological simulation program-fortran	165
8.3.8 - Modèle bassin versant.....	167
8.3.9 - BICHE : bilan chimique des eaux.....	169
8.3.10 - SWRRB : simulator for water resources in rural basins	170
8.3.11 - MORELN : modèle de lessivage de nitrates	171
8.4 - Conclusion.....	171
Chapitre 9 - Méthodologie de l'étude	175
9.1 - Objectifs	175
9.2 - Choix des modèles et des méthodes.....	176
9.3 - Site expérimental.....	177
9.3.1 - Caractéristiques physiques	177
9.3.2 - Equipements et données disponibles	178
9.3.3 - Description qualitative de la circulation de l'eau dans le bassin.....	178
9.4 - Description des algorithmes des transformations biogéochimiques	179
9.4.1 - Cinétiques du premier ordre.....	180
9.4.2 - Modèles d'équilibre.....	181
9.4.3 - Méthodes numériques de résolution des équations.....	181
9.5 - Critères et méthodes de calage et validation.....	182
9.5.1 - Calage.....	182
9.5.2 - Critères d'évaluation de la qualité de l'ajustement.....	183
9.5.3 - Analyse des incertitudes de la modélisation	185
Chapitre 10 - Modèle CREAMS modifié bassin versant - CB	189
10.1 - Description du modèle.....	189
10.1.1 - Modèle hydrologique.....	190
10.1.1.1 - Fonction de production	191
10.1.1.2 - Fonction de transfert.....	198
10.1.2 - Modèle érosion.....	198
10.1.3 - Modèle azote.....	199
10.1.3.1 - Transformations biochimiques.....	200
10.1.3.2 - Absorption de l'azote nitrique par les plantes.....	202
10.1.3.3 - Transfert de l'azote	203
10.1.4 - Modèle phosphore.....	204
10.1.4.1 - Phosphore dissous	204
10.1.4.2 - Phosphore particulaire	205
10.2 - Détermination des valeurs des paramètres	205
10.2.1 - Modèle hydrologique.....	205
10.2.2 - Modèle érosion.....	208
10.2.3 - Modèle azote.....	209
10.2.4 - Modèle phosphore.....	211
10.3 - Validation du modèle.....	211
10.3.1 - Modèle hydrologique.....	211
10.3.1.1 - Analyse de la qualité de l'ajustement.....	211
10.3.1.2 - Analyse des incertitudes	215

10.3.2 - Modèle érosion.....	221
10.3.2.1 - Analyse de la qualité de l'ajustement.....	221
10.3.2.2 - Essais de perfectionnement du modèle.....	225
10.3.3 - Modèle azote.....	226
10.3.3.1 - Analyse de la qualité de l'ajustement.....	226
10.3.3.2 - Analyse des incertitudes.....	229
10.3.4 - Modèle phosphore.....	231
10.3.4.1 - Analyse de la qualité de l'ajustement.....	231
10.3.4.2 - Analyse des incertitudes.....	236
10.4 - Conclusion.....	239
Chapitre 11 - Modèle "Hydrological Simulation Program Fortran" - HSPF.....	241
11.1 - Description du modèle.....	241
11.1.1 - Modèle hydrologique.....	242
11.1.1.1 - Interception.....	244
11.1.1.2 - Infiltration.....	244
11.1.1.3 - Ecoulement rapide.....	246
11.1.1.4 - Ecoulement moyen.....	248
11.1.1.5 - Percolation.....	248
11.1.1.6 - Alimentation du réservoir inférieur.....	248
11.1.1.7 - Ecoulement lent.....	249
11.1.1.8 - Evapotranspiration.....	249
11.1.2 - Modèle érosion.....	252
11.1.2.1 - Détachement des sols par les pluies.....	253
11.1.2.2 - Transport des sédiments par l'écoulement superficiel.....	253
11.1.2.3 - Ravinement des sols.....	253
11.1.3 - Modèle azote.....	254
11.1.3.1 - Fonction de transfert.....	254
11.1.3.2 - Transformations biochimiques.....	255
11.1.3.3 - Température du sol.....	256
11.2 - Calibration du modèle.....	257
11.2.1 - Modèle hydrologique.....	257
11.2.2 - Modèle érosion.....	259
11.2.3 - Modèle azote.....	259
11.2.3 - Modèle phosphore.....	260
11.3 - Validation du modèle.....	261
11.3.1 - Modèle hydrologique.....	261
11.3.1.1 - Analyse de la qualité de l'ajustement.....	261
11.3.1.2 - Analyse des incertitudes.....	264
11.3.2 - Modèle érosion.....	268
11.3.2.1 - Analyse de la qualité de l'ajustement.....	268
11.3.2.2 - Analyse des incertitudes.....	274
11.3.3 - Modèle azote.....	277
11.3.3.1 - Analyse de la qualité de l'ajustement.....	277
11.3.3.2 - Analyse des incertitudes.....	280

11.3.4 - Modèle phosphore.....	281
11.3.4.1 - Analyse de la qualité de l'ajustement	281
11.3.4.2 - Analyse des incertitudes	285
11.4 - Conclusion.....	289
Chapitre 12 - Comparaison des méthodologies d'étude de la pollution diffuse d'origine agricole et réflexions sur l'utilité des modèles mathématiques	293
12.1 - Introduction.....	293
12.2 - Calcul des flux.....	294
12.2.1 - Matières en suspension	294
12.2.1.1 - Méthodes alternatives pour le calcul des flux de MES	294
12.2.1.2 - Comparaison des méthodologies pour le calcul des flux du MES.....	297
12.2.2 - Azote	298
12.2.2.1 - Méthodes alternatives pour le calcul des flux de nitrates.....	298
12.2.2.2 - Comparaison des méthodologies pour le calcul des flux de nitrates	303
12.2.3 - Phosphore	304
12.2.3.1 - Méthodes alternatives pour le calcul de flux de phosphore dissous	304
12.2.3.2 - Comparaison des méthodologies pour le calcul des flux du phosphore.....	306
12.2.4 - Utilité des modèles mathématiques de simulation dans le calcul des flux polluants....	308
12.3 - Estimation du risque lié au dépassement d'une concentration	310
12.4 - Détermination et quantification des sources de polluants	311
12.5 - Description des mécanismes de transport des polluants	312
12.6 - Evaluation de l'impact des techniques agricoles sur la qualité de l'eau.....	313
12.7 - Conclusion.....	314
Conclusion générale.....	317
Références bibliographiques.....	323

FIGURES

Figure 1.1 - Différence temporelle entre les sources ponctuelles et diffuses de pollution.....	6
Figure 1.2 - Transport, transformation et impact des polluants d'origine agricole	8
Figure 1.3 - Evolution de la pollution en nitrates des eaux superficielles en France	9
Figure 1.4 - Diagrammes de Box pour les coefficients d'exportation de azote total.....	19
Figure 1.5 - Diagrammes de Box pour les coefficients d'exportation du phosphore total.	25
Figure 2.1 - Représentation des écarts dans une régression linéaire et non linéaire.....	38
Figure 2.2 - Courbe des valeurs classées d'un échantillon de concentrations	41
Figure 2.3 - Bilans entrées-sorties des polluants dans un bassin versant	43
Figure 3.1 - Etapes méthodologiques dans la mise en oeuvre des modèles.....	50
Figure 3.2 - Définition du système et des variables.....	52
Figure 3.3 - Procédure de calibration d'un modèle	56
Figure 3.4 - Diagramme de Box.....	59
Figure 3.5 - Cas possibles dans la régression entre valeurs observées et simulées	62
Figure 4.1 - Bilan hydrologique global annuel	73
Figure 4.2 - Principaux mécanismes responsables de la genèse des écoulements dans un bassin.....	74
Figure 4.3 - Stockage superficiel en fonction du type de culture et de la pente.....	75
Figure 4.4 - Allure d'une courbe d'infiltrabilité d'un sol	76
Figure 4.5 - Distribution de fréquences pour l'évapotranspiration potentielle journalière.....	77
Figure 4.6 - Evapotranspiration potentielle mensuelle à Versailles	77
Figure 4.7 - Exemple d'un modèle simple à réservoirs.....	80
Figure 4.8 - Fonction de production à un seul réservoir.	81
Figure 4.9 - Averse unitaire et hydrogramme unitaire correspondant.....	86
Figure 4.10 - Fonction de transfert par un hydrogramme triangulaire.....	87
Figure 4.11 - Différents types de lois de vidange	88
Figure 4.12 - Exemple de modèle conceptuel à surface de contribution variable	89
Figure 4.13 - Représentation schématique du Système Hydrologique Européen, SHE	90
Figure 5.1 - Les vitesses critiques de l'eau pour l'érosion, le transport et la sédimentation	99
Figure 5.2 - Structure de l'équation universelle de perte des sols - USLE	101
Figure 5.3 - Rapport de restitution de sédiments, la densité de drainage et la texture du sol	102
Figure 6.1 - Le cycle de l'azote dans le sol	114
Figure 6.2 - Modèles entrée-sortie du cycle de l'azote	124
Figure 6.3 - Modèle azote de Dutt	125
Figure 6.4 - Modèle azote de Duffy	126
Figure 6.5 - Modèle azote de Frissel et van Veen.....	127
Figure 6.6 - Modèle azote de Mehran et Tanji.....	128
Figure 6.7 - Modèle azote Hagin et Amberger.....	128
Figure 6.8 - Modèle azote de Frere.....	129

Figure 7.1 - Le cycle du phosphore	136
Figure 7.2 - Isotherme typique de sorption-désorption des phosphates dans le sol	137
Figure 7.3 - Courbe d'absorption du phosphore par les parties aériennes d'un blé d'hiver	140
Figure 7.4 - Schéma des formes analytiques du phosphore dans l'eau	142
Figure 7.5 - Modèle (entrée-sortie) phosphore CNS.....	146
Figure 7.6 - Modèle phosphore de Shah.....	147
Figure 7.7 - Modèle phosphore ACTMO.....	147
Figure 7.8 - Modèle phosphore ARM.....	148
Figure 7.9 - Modèle phosphore EPIC.....	149
Figure 7.10 - Modèle phosphore de Storm.....	150
Figure 8.1 - Discrétisation tridimensionnelle d'un bassin versant par le modèle ACTMO	157
Figure 8.2 - Schéma des voies de transport dans le modèle ARM	160
Figure 8.3 - Ecoulements représentés par le modèle érosion CREAMS	164
Figure 8.4 - Modules d'application et de gestion du modèle HSPF	167
Figure 8.5 - Schéma d'organisation du modèle bassin versant.....	168
Figure 8.6 - Schéma de transport du modèle BICHE.....	169
Figure 9.1 - Carte de situation du bassin de l'Orgeval	177
Figure 9.2 - Schéma de circulation d'eau dans le bassin versant de Mélarchez.....	179
Figure 10.1 - Représentation spatiale d'un bassin versant par le modèle CB	189
Figure 10.2 - Représentation du cycle de l'eau par le modèle CB	190
Figure 10.3 - Représentation schématique de l'infiltration dans le modèle CB	191
Figure 10.4 - Conditions initiales d'humidité du sol en fonction de la pluie antécédente et de la saison.	193
Figure 10.5 - Relation entre la condition moyenne d'humidité et les conditions sèche et humide	193
Figure 10.6 - Fonction de transfert de l'écoulement rapide du modèle CB	198
Figure 10.7 - Représentation du cycle de l'azote par le modèle CB.....	199
Figure 10.8 - Absorption d'azote par le blé.....	202
Figure 10.9 - Concentrations en nitrates d'une source drainant la nappe superficielle.....	203
Figure 10.10 - Représentation schématique du modèle phosphore CB.....	204
Figure 10.11 - Indice de surface foliaire.....	208
Figure 10.12 - Facteur de couverture végétale et de pratique culturale (C).....	209
Figure 10.13 - Débits moyens mensuels observés et simulés par le modèle CB	213
Figure 10.14 - Coefficients d'efficacité pour la simulation du modèle hydrologique CB.....	214
Figure 10.15 - Coefficients de sensibilité des variables d'état annuelles du modèle hydrologique CB.....	216
Figure 10.16 - Coefficients de sensibilité des débits par événements du modèle hydrologique CB.....	218
Figure 10.17 - Coefficients de variation des paramètres du modèle hydrologique CB.....	221
Figure 10.18 - Log de l'indice d'érosivité et le log du produit du débit journalier et le débit de pointe ...	223
Figure 10.19 - Flux moyens mensuels de MES observés et simulés par le modèle CB	223
Figure 10.20 - Coefficients d'efficacité pour la simulation des flux de MES.....	224
Figure 10.21 - Concentrations et flux de MES cumulés en fonction du temps.....	225
Figure 10.22 - Concentrations et flux mensuels des nitrates observés et simulés par le modèle CB.....	227
Figure 10.23 - Coefficients d'efficacité pour la simulation des nitrates par le modèle CB	228
Figure 10.24 - Coefficients de sensibilité du modèle azote CB.....	230
Figure 10.25 - Coefficients de variation des paramètres du modèle azote CB.....	232
Figure 10.26 - Chroniques de la moyenne mobile de concentrations en phosphore dissous et de débits .	232

Figure 10.27 - Concentrations et flux mensuels du phosphore dissous observés et simulés modèle CB	234
Figure 10.28 - Coefficients d'efficacité pour la simulation du phosphore dissous par le modèle CB	235
Figure 10.29 - Flux moyens mensuels du phosphore particulaire observés et simulés modèle CB	236
Figure 10.30 - Coefficients de sensibilité du modèle phosphore CB	237
Figure 10.31 - Coefficients de variation des paramètres du modèle phosphore CB	238
Figure 11.1 - Discrétisation spatiale d'un bassin versant par le modèle HSPF	242
Figure 11.2 - Discrétisation verticale du modèle HSPF	242
Figure 11.3 - Représentation du cycle de l'eau dans un segment par le modèle HSPF	243
Figure 11.4 - Distribution de la capacité d'infiltration dans un segment	244
Figure 11.5 - Pourcentage de l'écoulement direct potentiel retenu dans le réservoir supérieur	246
Figure 11.6 - Représentation de l'écoulement rapide	246
Figure 11.7 - Hydrogramme typique de l'écoulement superficiel	247
Figure 11.8 - Pourcentage de l'eau infiltrée plus celle percolée retenue dans le réservoir inférieur	248
Figure 11.9 - Evapotranspiration potentielle et réelle pour le réservoir inférieur	251
Figure 11.10 - Représentation du modèle érosion HSPF	252
Figure 11.11 - Transfert de l'eau pour la simulation des solutés dans le modèle HSPF	254
Figure 11.12 - Représentation du cycle de l'azote dans le sol par le modèle HSPF	256
Figure 11.13 - Représentation du cycle du phosphore dans les sols par le modèle HSPF	257
Figure 11.14 - Variation de l'infiltration en fonction du stock d'eau dans le réservoir inférieur	258
Figure 11.15 - Débits moyens mensuels observés et simulés à Mélarchez par le modèle HSPF	262
Figure 11.16 - Coefficients d'efficacité pour la simulation du modèle hydrologique HSPF	263
Figure 11.17 - Coefficients de sensibilité des variables d'état annuelles du modèle hydrologique HSPF	266
Figure 11.18 - Coefficients de sensibilité des débits par événement du modèle hydrologique HSPF	268
Figure 11.19 - Coefficients de variation des paramètres du modèle hydrologique HSPF	271
Figure 11.20 - Concentrations et flux mensuels de MES observés et simulés par le modèle HSPF	272
Figure 11.21 - Coefficients d'efficacité pour la simulation de MES par le modèle HSPF	273
Figure 11.22 - Coefficients de sensibilité du modèle érosion HSPF	275
Figure 11.23 - Coefficients de variation des paramètres du modèle érosion HSPF	277
Figure 11.24 - Concentrations et flux mensuels des nitrates observés et simulés par le modèle HSPF	278
Figure 11.25 - Coefficients d'efficacité pour la simulation des nitrates par le modèle HSPF	279
Figure 11.26 - Coefficients de sensibilité du modèle azote HSPF	281
Figure 11.27 - Coefficients de variation des paramètres du modèle azote HSPF	284
Figure 11.28 - Concentrations et flux mensuels du phosphore dissous par le modèle HSPF	284
Figure 11.29 - Coefficients d'efficacité pour la simulation du phosphore dissous par le modèle HSPF	286
Figure 11.30 - Coefficients de sensibilité du modèle phosphore HSPF	287
Figure 11.31 - Coefficients de variation des paramètres du modèle phosphore HSPF	289
Figure 12.1 - Distribution des flux annuels et des écarts quadratiques des flux mensuels de MES	297
Figure 12.2 - Coefficients d'efficacité pour la simulation des concentrations et des flux de MES	299
Figure 12.3 - Coefficients d'efficacité pour la simulation des flux de MES	300
Figure 12.4 - Distribution des flux annuels de nitrates et des écarts quadratiques des flux mensuels	301
Figure 12.5 - Coefficients d'efficacité pour la simulation des concentrations et des flux de nitrates	302
Figure 12.6 - Coefficients d'efficacité pour la simulation des flux de nitrates	303
Figure 12.7 - Distribution des flux annuels et des écarts quadratiques des flux mensuels du phosphore	305
Figure 12.8 - Coefficients d'efficacité pour la simulation des concentrations et des flux phosphore	307
Figure 12.9 - Coefficients d'efficacité pour la simulation des flux phosphore dissous	308

TABLEAUX

Tableau 1.1 - Caractéristiques des sources ponctuelles et diffuses d'origine agricole de pollution.....	6
Tableau 1.2 - Flux polluants annuels vers les eaux superficielles aux USA	7
Tableau 1.3 - Estimation de la perte en azote vers les milieux aquatiques au Danemark.	7
Tableau 1.4 - Taux d'érosion des sols en fonction de l'utilisation du sol.	12
Tableau 1.5 - Taux d'érosion aux USA.	12
Tableau 1.6 - Erosion sur deux parcelles dans l'Iowa (USA) pour deux averses exceptionnelles.	13
Tableau 1.7 - Flux spécifique de MES des bassins versants agricoles.....	14
Tableau 1.8 - Flux spécifique de MES sur de grands fleuves français.	14
Tableau 1.9 - Flux de MES des principaux fleuves du monde.....	15
Tableau 1.10 - Importance des diverses sources sur les apports de MES aux USA.	15
Tableau 1.11 - Apports atmosphériques en azote sur des sites non pollués.....	15
Tableau 1.12 - Apports atmosphériques en azote.....	16
Tableau 1.13 - Pertes spécifiques en nitrates vers les eaux souterraines.....	16
Tableau 1.14 - Pertes en nitrates à l'échelle de la parcelle.....	17
Tableau 1.15 - Apports en azote vers les eaux superficielles, données bibliographiques.	18
Tableau 1.16 - Apports de sources naturelles en azote vers les océans.	17
Tableau 1.17 - Apports atmosphériques en phosphore sur des sites non pollués.....	20
Tableau 1.18 - Apports atmosphériques en phosphore.....	20
Tableau 1.19 - Pertes en phosphore inorganique dissous.....	21
Tableau 1.20 - Apports en phosphore vers les eaux superficielles, données bibliographiques	22
Tableau 1.21 - Flux spécifiques des différentes formes du phosphore sur le bassin lémanique.....	24
Tableau 1.22 - Apports naturels en phosphore vers les océans.	24
Tableau 3.1 - Différence entre valeurs observées et simulées en pourcentage.....	61
Tableau 4.1 - Valeurs typiques de la conductivité hydraulique à saturation en fonction.....	76
Tableau 4.2 - Caractéristiques des fonctions de production à un seul réservoir.....	81
Tableau 8.1 - Caractéristiques des modèles conceptuels de simulation de la PDOA	172
Tableau 8.2 - Sous-modèles hydrologiques, érosion, azote et phosphore des modèles de la PDOA	172
Tableau 10.1 - Relation entre l'occupation du sol et le paramètre curve number	193
Tableau 10.2 - Texture des sols à Mélarchez	205
Tableau 10.3 - Porosité du sol à la parcelle de Boissy-le-Chatel	206
Tableau 10.4 - Caractéristiques physiques moyennes des sols.....	206
Tableau 10.5 - Classification du SCS des sols selon la perméabilité.....	207
Tableau 10.6 - "Curve number" pour les différentes occupation du sol à Mélarchez.....	207
Tableau 10.7 - Résultats de l'analyse des paramètres du modèle hydrologique CB	219
Tableau 10.8 - Résultats de l'analyse des paramètres du modèle azote CB	230
Tableau 10.9 - Résultats de l'analyse du premier ordre des paramètres du modèle CB phosphore.....	238
Tableau 11.1 - Valeurs des paramètres du modèle hydrologique HSPF.....	258
Tableau 11.2 - Valeurs des paramètres du modèle érosion HSPF	259
Tableau 11.3 - Valeurs des paramètres du modèle azote HSPF	260

Tableau 11.4 - Valeurs des paramètres du modèle phosphore HSPF.....	261
Tableau 11.5 - Résultats de l'analyse de l'incertitude des paramètres du modèle hydrologique HSPF	266
Tableau 11.6 - Résultats de l'analyse de l'incertitude des paramètres du modèle érosion HSPF.....	274
Tableau 11.7 - Résultats de l'analyse de l'incertitude des paramètres du modèle azote HSPF.....	280
Tableau 11.8 - Résultats de l'analyse de l'incertitude des paramètres du modèle phosphore HSPF.....	286
Tableau 12.1 - Critères statistiques de l'estimation du flux moyen annuel de MES	296
Tableau 12.2 - Comparaison des différentes méthodes pour le calcul des flux de MES.....	298
Tableau 12.3 - Critères statistiques de l'estimation du flux moyen annuel de nitrates	300
Tableau 12.4 - Comparaison des différentes méthodes pour le calcul des flux de nitrates	303
Tableau 12.5 - Critères statistiques de l'estimation du flux annuel du phosphore.....	305
Tableau 12.6 - Comparaison des différentes méthodes pour le calcul des flux du phosphore dissous.....	306
Tableau 12.7 - Estimation des incertitudes sur le calcul du flux moyen annuel	310

TABLE DES MATIERES DES ANNEXES

Annexe A1 - Résultats du modèle hydrologique CB	3
Figure A1.1 - Débits observés et simulés par le modèle hydrologique CB sans calage	4
Figure A1.2 - Débits observés et simulés par le modèle hydrologique CB avec calage	9
Figure A1.3 - Erreurs absolues sur les débits journaliers simulés modèle hydrologique CB sans calage...	14
Figure A1.4 - Erreurs absolues sur les débits simulés par le modèle CB sans calage en fonction débits observés	14
Figure A1.5 - Cumuls des débits observés et simulés moins les moyennes, modèle CB sans calage.....	14
Figure A1.6 - Fréquences cumulées des débits observés et simulés par le modèle hydrologique CB	16
Figure A1.7 - Erreurs absolues sur les débits journaliers simulés par le modèle hydrologique CB avec calage.....	15
Figure A1.8 - Erreurs absolues sur les débits journaliers simulés par le modèle hydrologique CB avec calage.....	15
Figure A1.9 - Cumuls des débits observés et simulés moins les moyennes, modèle CB avec calage.....	15
Tableau A1.1 - Critères numériques pour le modèle hydrologique CB sans calage.....	17
Tableau A1.2 - Critères numériques pour le modèle hydrologique CB avec calage.....	18
 Annexe A2 - Résultats du modèle érosion CB	19
Figure A2.1 - Flux de MES observés et simulés par le modèle érosion CB.....	20
Figure A2.2 - Erreurs absolues sur les flux de MES journaliers simulés par le modèle érosion CB	24
Figure A2.3 - Erreurs absolues sur les flux de MES simulés par le modèle érosion CB en fonction des flux observés.....	24
Figure A2.4 - Cumuls des flux de MES observés et simulés moins les moyennes, modèle érosion CB...24	24
Figure A2.5 - Fréquences cumulées des flux de MES observés et simulés par le modèle érosion CB	25
Tableau A2.1 - Critères numériques pour le modèle érosion CB.....	26
 Annexe A3 - Résultats du modèle azote CB	27
Figure A3.1 - Concentrations de nitrates observées et simulées par le modèle azote CB.....	28
Figure A3.2 - Flux de nitrates observés et simulés par le modèle azote CB	32
Figure A3.3 - Erreurs absolues sur les concentrations journalières de nitrates simulées par le modèle azote CB.....	36
Figure A3.4 - Erreurs absolues sur les concentrations journalières de nitrates simulées par le modèle azote CB en fonction des concentrations observées.....	36
Figure A3.5 - Cumuls des concentrations de nitrates observées et simulées moins les moyennes, modèle azote CB	36
Figure A3.6 - Fréquences cumulées des concentrations de nitrates observées et simulées par le modèle azote CB.....	37
Tableau A3.1 - Critères numériques pour la simulation des concentrations de nitrates par le modèle azote CB.....	38
Tableau A3.2 - Critères numériques pour la simulation des flux de nitrates par le modèle azote CB.....	39

Annexe A4 - Résultats du modèle phosphore CB	41
Figure A4.1 - Concentrations de phosphore dissous observées et simulées par le modèle phosphore CB.....	42
Figure A4.2 - Flux de phosphore dissous observés et simulés par le modèle phosphore CB	46
Figure A4.3 - Erreurs absolues sur les concentrations de phosphore dissous simulées par le modèle phosphore CB.....	50
Figure A4.4 - Erreurs absolues sur les concentrations de phosphore dissous simulées par le modèle phosphore CB en fonction des concentrations observées	50
Figure A4.5 - Cumuls des concentrations de phosphore observées et simulées moins les moyennes, modèle phosphore CB.....	50
Figure A4.6 - Fréquences cumulées des concentrations de phosphore dissous observées.....	51
Figure A4.7 - Flux moyens journaliers de phosphore particulaire observés et simulés par le modèle phosphore CB.....	52
Figure A4.8 - Concentrations moyennes journalières de phosphore total et de phosphore dissous observées à Mélarchez.....	53
Tableau A4.1 - Critères numériques pour la simulation des concentrations de phosphore dissous par le modèle phosphore CB.....	54
Tableau A4.2 - Critères numériques pour la simulation des flux de phosphore dissous par le modèle phosphore CB.....	55
Tableau A4.3 - Critères numériques pour la simulation des flux de phosphore particulaire par le modèle phosphore CB.....	56
Annexe B1 - Résultats du modèle hydrologique HSPF	59
Figure B1.1 - Débits observés et simulés par le modèle hydrologique HSPF.....	60
Figure B1.2 - Erreurs absolues sur les débits journaliers simulés par le modèle hydrologique HSPF	65
Figure B1.3 - Erreurs absolues sur les débits journaliers simulés par le modèle hydrologique HSPF en fonction des débits observés.....	65
Figure B1.4 - Cumuls des débits observés et simulés moins les moyennes, modèle hydrologique HSPF .	65
Figure B1.5 - Fréquences cumulées des débits observés et simulés par le modèle hydrologique HSPF	66
Tableau B1.1 - Critères numériques pour le modèle hydrologique HSPF.....	67
Annexe B2 - Résultats du modèle érosion HSPF	69
Figure B2.1 - Concentrations moyennes journalières de MES observées et simulées par le modèle érosion HSPF.....	70
Figure B2.2 - Flux moyens journaliers de MES observés et simulés par le modèle érosion HSPF.....	74
Figure B2.3 - Erreurs absolues sur les concentrations journalières de MES simulées par le modèle érosion HSPF.....	78
Figure B2.4 - Erreurs absolues sur les concentrations journalières de MES simulées par le modèle érosion HSPF en fonction des concentrations observées.....	78
Figure B2.5 - Cumuls des concentrations de MES observées et simulées moins les moyennes, modèle érosion HSPF.....	78
Figure B2.6 - Fréquences cumulées des concentrations de MES observées et simulées par le modèle érosion HSPF.....	79
Tableau B2.1 - Critères numériques pour la simulation des concentrations de MES par le modèle érosion HSPF.....	80
Tableau B2.2 - Critères numériques pour la simulation des flux de MES par le modèle érosion HSPF	81

Annexe B3 - Résultats du modèle azote HSPF	83
Figure B3.1 - Concentrations moyennes journalières de nitrates observées et simulées par le modèle azote HSPF.....	84
Figure B3.2 - Flux moyens journaliers de nitrates observés et simulés par le modèle azote HSPF.....	88
Figure B3.3 - Erreurs absolues sur les concentrations journalières de nitrates simulées par le modèle azote HSPF.....	92
Figure B3.4 - Erreurs absolues sur les concentrations journalières de nitrates simulées par le modèle azote HSPF en fonction des concentrations observées.....	92
Figure B3.5 - Cumuls des concentrations de nitrates observées et simulées moins les moyennes, modèle azote HSPF.....	92
Figure B3.6 - Fréquences cumulées des concentrations de nitrates observées et simulées par le modèle azote HSPF.....	93
Tableau B3.1 - Critères numériques pour la simulation des concentrations de nitrates par le modèle azote HSPF.....	94
Tableau B3.2 - Critères numériques pour la simulation des flux de nitrates par le modèle azote HSPF.....	95
Annexe B4 - Résultats du modèle phosphore HSPF	97
Figure B4.1 - Concentrations journalières de phosphore dissous observées et simulées par le modèle phosphore HSPF.....	98
Figure B4.2 - Flux moyens journaliers de phosphore dissous observés et simulés par le modèle phosphore HSPF.....	102
Figure B4.3 - Erreurs absolues sur les concentrations de phosphore dissous simulées par le modèle phosphore HSPF.....	106
Figure B4.4 - Erreurs absolues sur les concentrations de phosphore dissous simulées par le modèle phosphore HSPF en fonction des concentrations observées.....	106
Figure B4.5 - Cumuls des concentrations de phosphore observées et simulées moins les moyennes, modèle phosphore HSPF.....	106
Figure B4.6 - Fréquences cumulées des concentrations de phosphore dissous observées et simulées par le modèle phosphore HSPF.....	107
Tableau B4.1 - Critères numériques pour la simulation des concentrations de phosphore dissous par le modèle phosphore HSPF.....	108
Tableau B4.2 - Critères numériques pour la simulation des flux de phosphore dissous par le modèle phosphore HSPF.....	109

Première Partie

**La pollution diffuse d'origine agricole
et les méthodologies d'étude**

INTRODUCTION GÉNÉRALE

L'évolution importante de la production et des techniques agricoles dans l'après-guerre a eu de très grandes répercussions sur la qualité des milieux aquatiques, avec, en particulier, un accroissement de la pollution par les nitrates et de l'eutrophisation. Cependant, ce n'est que dans les dernières années que l'agriculture a été reconnue réellement comme une activité qui peut contribuer à la dégradation de l'environnement. Il s'agit d'un problème mondial qui touche également un nombre croissant de régions dans le monde et qui risque de devenir un des principaux problèmes d'environnement dans les années à venir.

Le grand défi qui est donc posé aujourd'hui est de passer de l'ère du "produire plus" à celle du "produire mieux", car comme l'a rappelé très justement M. Robert Foulhouze, Président du CORPEN, "*il n'y a pas d'exemple où, à long terme, les intérêts de l'agriculture et ceux de l'environnement ne soient pas cohérents*".

Ces pollutions sont essentiellement d'origine diffuse et les pratiques agricoles constituent sans doute l'origine essentielle. Par sa nature diffuse, la pollution agricole ne peut être concentrée en un même lieu en vue d'un traitement ultérieur. La réduction de ce type de pollution passe donc par un contrôle à la source, c'est-à-dire, par la modification de l'ensemble des techniques et des pratiques mises en oeuvre afin de réduire les pertes de polluants.

La mise en place d'une gestion intégrée des ressources naturelles rend donc nécessaire la mise en oeuvre de méthodologies prenant en compte les multiples facteurs (agronomiques, climatiques, hydrologiques, ...) qui interviennent dans le transfert des polluants et permettant de dégager les politiques pour minimiser ses effets. Parmi ces méthodologies, les modèles mathématiques de simulation sont des puissants outils potentiels.

Les efforts de recherche dans la compréhension du cycle de l'eau et des polluants dans un bassin versant alliés à l'avènement de l'ordinateur ont abouti dans les vingt dernières années au développement de nombreux modèles mathématiques (plus ou moins empiriques) dont l'objectif est de prévoir la future distribution (en quantité et qualité) des ressources en eau dans le temps et dans l'espace et de mieux comprendre les mécanismes physiques, chimiques et biologiques mis en jeu.

Malgré leur potentiel important, ces outils sont rarement utilisés dans la gestion des eaux et plus particulièrement dans la gestion des bassins agricoles. Nous avons entrepris ce travail dans le but d'analyser ce manque de crédibilité des modèles mathématiques souvent exprimé par les gestionnaires et de contribuer à l'évaluation de leurs capacités à résoudre les problèmes posés.

Dans le cadre de cet étude, nous nous sommes intéressés à la modélisation mathématique du transport des *matières en suspension*, des *nitrates* et du *phosphore* (dissous et particulaire) vers les *eaux superficielles* à l'échelle des petits bassins versants agricoles. En effet, une des motivations de ce travail vient de notre expérience antérieure dans la gestion de bassins versants agricoles au Brésil (Minas Gerais) qui présentent des problèmes considérables de pollution des eaux superficielles dus à l'activité agricole.

La réflexion sur les raisons extrinsèques aux modèles de leur non-utilisation a été basée d'une part, sur notre modeste expérience (passée) dans la gestion de l'eau et (présente) dans la modélisation et d'autre part, sur une analyse bibliographique de la question.

En ce qui concerne les raisons intrinsèques et donc l'évaluation proprement dites des outils, notre démarche a consisté, après une analyse exhaustive des modèles existants dans la littérature, à évaluer les deux grandes approches de modélisation du transport de polluants d'origine agricole.

En réalité, on ne trouve dans la littérature que des modèles qui semblent "bien marcher" et comme les modèles qui ne "marchent" pas ne sont pas publiés on peut "seulement" conclure, par tautologie, que les modèles fonctionnent bien. Par ailleurs, étant donné que la performance d'un modèle tend à être interprétée comme un jugement sur le modélisateur lui-même, sa compétence et son talent, ses publications tendent à être biaisées par l'optimisme. Tout se passe comme si les auteurs de modèles, se confondant avec ceux-ci, se trouvaient blessés dans

leur existence s'il y avait infirmation des principes de base sur lesquels repose leur modélisation. Des évaluations critiques des modèles sont à l'heure actuelle très rares, voir inexistantes.

Comme l'a fort bien souligné Klemes (1986), si on veut assurer au moins une modeste crédibilité aux modèles mathématiques de simulation, un minimum d'évaluation de ces outils est nécessaire sous peine de voir les sciences de l'eau rejoindre l'alchimie et l'astrologie dans les annales du dilettantisme.

Nous avons mis en évidence (Kauark Leite, 1986) deux familles de modèles de simulation de la pollution diffuse d'origine agricole (PDOA). La première décrit les processus mis en jeu par des représentations très simples, le plus souvent empiriques, en établissant une relation quantitative entre les paramètres du modèle et les caractéristiques physiques facilement mesurables du bassin versant. La deuxième, plus fidèle à la description détaillée des phénomènes, fait appel à des représentations beaucoup plus complexes afin de mieux décrire la dynamique des mécanismes mis en jeu. Etant donné que dans ce dernier cas les paramètres sont dépourvus de réalité physique (*i.e.*, il est probable qu'ils ont un sens physique mais il est improbable qu'ils correspondent à des caractéristiques physiquement mesurables sur le terrain) ces modèles font appel à des séries historiques de données pour caler leurs paramètres.

Nous nous sommes inspiré des modèles CREAMS (Knisel, 1980) et SWRRB (Williams et *al.*, 1985) pour mettre en oeuvre un modèle représentatif de la première approche de modélisation et nous avons choisi le modèle HSPF (Johanson et *al.*, 1984) comme représentant de la deuxième famille de modèles.

Nous avons testé ces deux modèles sur le bassin représentatif de l'Orgeval (sous-bassin de Mélarchez, 7 km²) situé dans le département de Seine et Marne, dans le Bassin Parisien dont l'occupation est principalement représentée par une céréaliculture intensive. Ce bassin est géré par le CEMAGREF depuis 1962 pour l'hydrologie et depuis 1975 pour la qualité de l'eau constituant ainsi, à notre connaissance, la plus grande base de données en France pour l'étude de la pollution diffuse d'origine agricole.

Avant d'aborder le plan de thèse proprement dit, nous aimerions souligner trois motivations qui ont guidé la rédaction de ce mémoire.

La première est de situer notre travail dans le contexte de la gestion de l'eau, c'est-à-dire, non seulement dans les différentes phases du processus de gestion mais aussi par rapport aux autres méthodologies généralement employées dans chaque phase. Nous espérons ainsi que l'idée abstraite du modèle comme instrument académique qu'aurait pu avoir le lecteur puisse se rattacher à des besoins concrets des gestionnaires.

La seconde, répond à un souci de synthèse bibliographique. En effet, la description des mécanismes mis en jeu et des approches de leurs modélisation sont complètement dispersées dans la littérature. Le travail de collecte et d'analyse de tout ce matériel nous a demandé un effort considérable. Il nous semble donc qu'une synthèse bibliographique conséquente permettra non seulement une meilleure compréhension des modèles présentés et de leurs limitations mais aussi aidera également à ceux qui veulent s'initier à la modélisation d'aller directement dans le sujet, sans avoir à refaire tout le parcours fastidieux de recherche bibliographique. Une bonne connaissance des processus et des algorithmes utilisés dans les modèles est, à notre avis, une condition *sine qua non* pour la réussite de leur utilisation. Par ailleurs, il n'existe, à notre connaissance, aucune synthèse sur le sujet en France.

Enfin, notre troisième souci a été d'être le plus compréhensible possible afin d'être accessible aux non-modélisateurs. Les résultats de l'exercice de modélisation sont généralement reportés dans un jargon difficilement compréhensible pour les non-avertis, parsemé d'équations aux différentielles et de complexes algorithmes mathématiques dont on se demande parfois s'ils peuvent être compris par d'autres que ceux travaillant directement sur le sujet (et qui ont bien sûr le temps de les lire). Par conséquent, nous pouvons être conduits à entrer dans le détail de certaines démonstrations ou à présenter des exemples de calcul même si ceux-ci peuvent apparaître élémentaires. Nous partageons l'avis de Gaston Bachelard (*in*, La formation de l'esprit scientifique) qui affirmait: "*nous ne devons pas non plus hésiter à multiplier les exemples si nous voulons donner l'impression que, sur toutes les questions, pour tous les phénomènes, il faut passer d'abord de l'image à la forme géométrique, puis de la forme géométrique à la forme abstraite, pour suivre la voie psychologique normale de la pensée scientifique*".

La première partie de ce rapport a pour objectif de décrire les enjeux de la pollution diffuse d'origine agricole (chapitre 1), d'analyser les phases du processus de gestion de la qualité de l'eau dans les bassins versants agricoles et de situer les diverses méthodologies d'aide à la gestion dans les différentes étapes de ce processus. Ainsi on pourra mettre en évidence de quelle manière la modélisation peut apporter une aide aux gestionnaires et aux décideurs (chapitre 2). Elle comporte également une description des différentes étapes de la mise en oeuvre d'un modèle et une analyse des principaux problèmes extrinsèques aux modèles qui freinent leur application par les gestionnaires (chapitre 3).

La **deuxième partie** décrit les mécanismes mis en jeu dans le transport de polluants d'origine diffuse et les principales approches de modélisation de chaque processus individuel. Pour une question de présentation nous avons divisé cette description par cycle : l'eau (chapitre 4), l'érosion (chapitre 5), l'azote (chapitre 6) puis le phosphore (chapitre 7). Enfin nous présenterons les principaux modèles mathématiques de simulation du transport des polluants diffus d'origine agricole en essayant de les classer, de mettre en évidence leurs avantages et leurs inconvénients et de préciser leur domaine d'application (chapitre 8).

Dans la **troisième partie**, nous présentons la démarche de modélisation suivie (chapitre 9), les modèles mathématiques utilisés et les résultats obtenus individuellement pour chacun des modèles dans la simulation des cycles de l'eau, de l'érosion, de l'azote et du phosphore dans le bassin versant de l'Orgeval (à Mélarchez) (chapitres 10 et 11). Cette phase de l'étude a bénéficié de la collaboration de Saskia Holthuijsen (1989) de l'Université Technique de Delft (Pays-Bas) et de Larbi Ouahni (1989) de l'Ecole Hassania de Casablanca (Maroc) durant leur travail de fin d'études au CERGRENE. Finalement, nous réaliserons une comparaison entre la modélisation et les autres méthodologies classiques d'aide à la gestion afin d'évaluer le réel intérêt d'une telle approche dans la solution des problèmes concrets qui sont posés aux gestionnaires (chapitre 12).

1

LA POLLUTION DIFFUSE D'ORIGINE AGRICOLE

1.1 - INTRODUCTION

Ce paragraphe définit les sources de pollution en fonction de leur origine et présente les caractéristiques générales des sources ponctuelles et des sources diffuses de pollution. Par ailleurs, une évaluation quantitative, à l'échelle régionale, de ces deux types de sources donne, d'une part, leur importance relative et, d'autre part, leur impact relatif sur les eaux superficielles et sur les eaux souterraines.

La pollution des eaux peut être classée suivant son origine en pollution ponctuelle et pollution diffuse. Les sources ponctuelles ("*end-of-pipe pollution*") sont généralement discrètes, repérables, quantifiables et leurs impacts sont directement évalués. Les pollutions ponctuelles majeures sont la pollution domestique et la pollution industrielle. Les sources diffuses ainsi que leurs voies de transfert vers le milieu aquatique sont dispersées dans l'environnement. Elles se manifestent en premier lieu par temps de pluie quand l'écoulement d'eau à travers des versants entraîne les sols, les composés chimiques adsorbés et les substances dissoutes vers les cours d'eau récepteurs. Les substances dissoutes peuvent percoler dans le sol, contaminer les nappes et réapparaître dans les eaux superficielles par l'intermédiaire de l'écoulement souterrain. Contrairement aux sources ponctuelles, les apports des polluants diffus se font de façon intermittente, en provenance de l'ensemble du territoire (figure 1.1).

Bien que les sources diffuses et ponctuelles contribuent aux apports des mêmes types de polluants, ces polluants sont produits en volumes, combinaisons et concentrations différentes, pendant différents régimes des eaux.

Tripp, cité par Novotny (1988), définit la pollution diffuse des eaux comme la pollution originaire des activités dispersées utilisatrices du sol qui peuvent occasionner la dégradation de la qualité des eaux. Le ruissellement urbain et des autoroutes, les fosses septiques résidentielles ou commerciales, les décharges sauvages, les chantiers de construction, les régions d'extraction minière et les activités agricoles sont des exemples typiques de sources diffuses de pollution des eaux (Novotny et Chesters, 1981).

Traditionnellement, les sources de pollution du type "en fin de canalisation" (*end-of-pipe*) étaient définies comme sources ponctuelles et l'ensemble restant était désigné comme sources diffuses. Dernièrement, il y a une tendance, du point de vue légal, à inclure plusieurs types de pollutions diffuses dans la catégorie des sources ponctuelles afin de permettre leur contrôle par un système de normes et de licences. Ceci est le cas, par exemple, du ruissellement urbain, des chantiers de construction, de l'eau de drainage des élevages et des déversoirs d'orage (Novotny, 1988). Les caractéristiques générales des sources ponctuelles (chroniques) et des sources diffuses (agricoles) sont résumées dans le tableau 1.1.

Historiquement, la lutte contre la pollution des eaux a été orientée vers le contrôle des pollutions domestiques et industrielles. L'intérêt pour les autres sources potentielles de pollution s'est manifesté lorsque, d'une part, les efforts sur les sources ponctuelles ont abouti à la réduction de la plupart des "points noirs" de pollution et que, d'autre part, des problèmes de nutriments (nitrates, eutrophisation, ...) et des substances toxiques (pesticides, métaux lourds, PCB, ...) sont devenus inquiétants. Certaines sources de pollution (e.g., les précipitations, le drainage de régions urbaines, le retour d'eau d'irrigation, drainage de terres agricoles) avaient été considérées comme

"naturelles" et en général incontrôlables. Ces sources avaient été également estimées comme négligeables comparées aux pollutions ponctuelles telles les pollutions domestiques et industrielles.

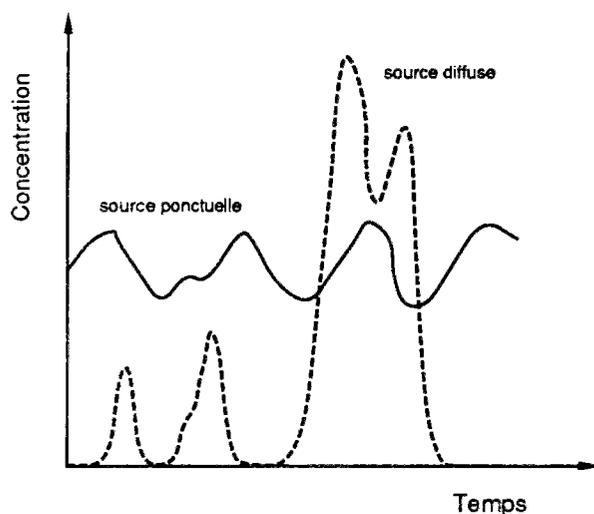


Figure 1.1 : Différence temporelle entre les sources ponctuelles et diffuses de pollution (d'après Frere et al., 1977).

Une meilleure connaissance des caractéristiques et des ordres de grandeur des pollutions diffuses a, d'une part, mis en question cette croyance et, d'autre part, montré que les pollutions diffuses et leurs impacts sur la qualité de l'eau constituent un coût important pour la collectivité. Par exemple, Clark et al. (1985) ont estimé à 6,1 milliards de dollars par an, (valeur de 1980) dont 2,2 milliards dûs aux activités agricoles, les coûts des dommages dûs à l'érosion (une des sources diffuses de pollution) aux USA. Cette estimation ne prend pas en compte la perte en soi de la ressource sol ni les impacts biologiques.

Les activités agricoles intensives sont maintenant reconnues comme une importante source potentielle de dégradation de la qualité des eaux. Les polluants agricoles ont leur origine dans l'utilisation des fertilisants et des lisiers en fertilisation, l'application des pesticides et les pratiques de travail du sol. Les polluants issus des régions agricoles sont principalement les matières en suspension, les nutriments, en particulier, les composés azotés et phosphorés, et les produits phytosanitaires.

L'évaluation des apports polluants dûs aux sources diffuses d'origine agricole est difficile à quantifier car les flux polluants ne peuvent pas être mesurés directement à la source ni calculés avec certitude à partir d'un réseau de suivi de la qualité de l'eau. A titre indicatif, le tableau 1.2 présente l'estimation réalisée par Gianessi et Peskin (1981) de la perte annuelle des polluants aux USA où ils comparent les sources domestiques et industrielles avec les sources diffuses d'origine agricole.

Tableau 1.1 : Caractéristiques des sources ponctuelles et diffuses d'origine agricole de pollution.

Caractéristiques	Sources Ponctuelles	Sources diffuses
Débit/Qualité	Débit et qualité assez uniformes ; amplitude de variation plus petite qu'un ordre de grandeur.	Comportement très dynamique, intermittent à intervalles aléatoires ; amplitude de variation de plusieurs ordres de grandeurs.
Magnitude	Pas du tout ou peu liée aux facteurs météorologiques ; relativement constante d'un même type de source à l'autre.	Etroitement liée aux variables météorologiques telle la précipitation ; varie d'une région à l'autre, d'une année à l'autre en fonction des conditions géographiques et géologiques.
Source	Pollution originaire des opérations répétitives (activités industrielles et urbaines) dans des surfaces réduites.	Pollution issue des opérations consécutives sur des grandes surfaces.
Polluants	Matières organiques, nutriments, MES, composés organiques toxiques, métaux lourds et microorganismes pathogènes.	MES, nutriments, pesticides, et microorganismes pathogènes.
Suivi	Suivi qualitatif et quantitatif possible sur le point de rejet.	Suivi impossible de la pollution à la source, estimations des pertes seulement dans les milieux récepteurs (cours d'eau et nappes).
Contrôle	Normes de rejets ; stations d'épuration ; réglementation et incitation financière.	Impossibilité d'établir des normes d'émission ; réduction de la pollution à la source.

Tableau 1.2 : Flux polluants annuels vers les eaux superficielles aux USA .

Sources	DBO	MES	MD †	P total	N total
(millions de tonnes/an)					
Ponctuelles					
Industrielles	3.8	22.9	131.9	0.160	0.254
Municipales	2.6	2.7	14.5	0.046	0.504
<i>Total</i>	6.4	25.6	146.4	0.206	0.758
Diffuses					
Cultures	3.2	479.2	216.3	0.426	2.376
Forêts	0.8	97.3	55.4	0.118	0.485
Pâtures	2.3	502.7	205.6	0.608	1.787
Municipales	0.3	5.3	3.4	0.001	0.004
Autres	2.1	427.0	217.1	0.204	1.015
<i>Total</i>	8.6	1552.3	696.9	1.356	5.666
Total	14.9	1577.9	853.0	1.562	6.424

† Matières dissoutes.

Source: Gianessi et Peskin (1981).

Schrøder et al. (1985) ont estimé que les apports en azote d'origine agricole vers les milieux aquatiques correspondent, au Danemark, à 85 % des apports totaux. Le tableau 1.3 montre leur estimation en fonction de la source et du milieu récepteur.

Malgré le caractère très approximatif de ces estimations, elles nous indiquent l'importance de l'agriculture comme source de pollution des eaux.

Tableau 1.3 : Estimation de la perte en azote vers les milieux aquatiques au Danemark.

Sources	Eaux Superficielles	Eaux Souterraines	Total
(milliers de tonnes N/an)			
Agriculture	85	200	285
Municipales, industrielles, aquaculture...	30	5	35
Autres	5	10	15
Total	120	215	335

Source : Schrøder et al. (1985).

1.2 - LES NUISANCES

Ce paragraphe décrit les nuisances provoquées par la pollution diffuse d'origine agricole et présente, lorsque les données existent, une évaluation quantitative de leur importance et de leur coût.

La pollution des eaux par les sources diffuses d'origine agricole résulte d'un ensemble de causes, influencées par de nombreux facteurs: topographie, caractéristiques du sol, pratiques culturales, climat, propriétés des fertilisants et des pesticides, méthodes et taux d'application, Un polluant agricole originaire d'une parcelle cultivée est transporté à travers les versants jusqu'à atteindre les eaux superficielles ou souterraines et peut ou non avoir un impact sur l'environnement. Les relations entre une pratique agricole dans une parcelle et la qualité des eaux

naturelles sont donc incertaines (Haith et Loehr, 1979). Plus particulièrement, l'impact des polluants sur les eaux superficielles (figure 1.2) dépend de la distance entre la source de pollution et le cours d'eau le plus proche et des processus mis en jeu pendant la phase de transport des polluants (Novotny et Chesters, 1981).

Les principaux problèmes de qualité de l'eau consécutifs à l'introduction des polluants agricoles dans le milieu aquatique sont: (1) l'eutrophisation, (2) le dépassement des normes de potabilité, (3) l'augmentation du coût et de la complexité du traitement de l'eau, (4) les effets néfastes sur la faune et la flore aquatiques, (5) l'envasement des cours d'eau, réservoirs et lacs et (6) la réduction de la valeur touristique du milieu aquatique, auxquels s'ajoutent (7) les conséquences possibles, mais non encore mesurables, des activités agricoles.

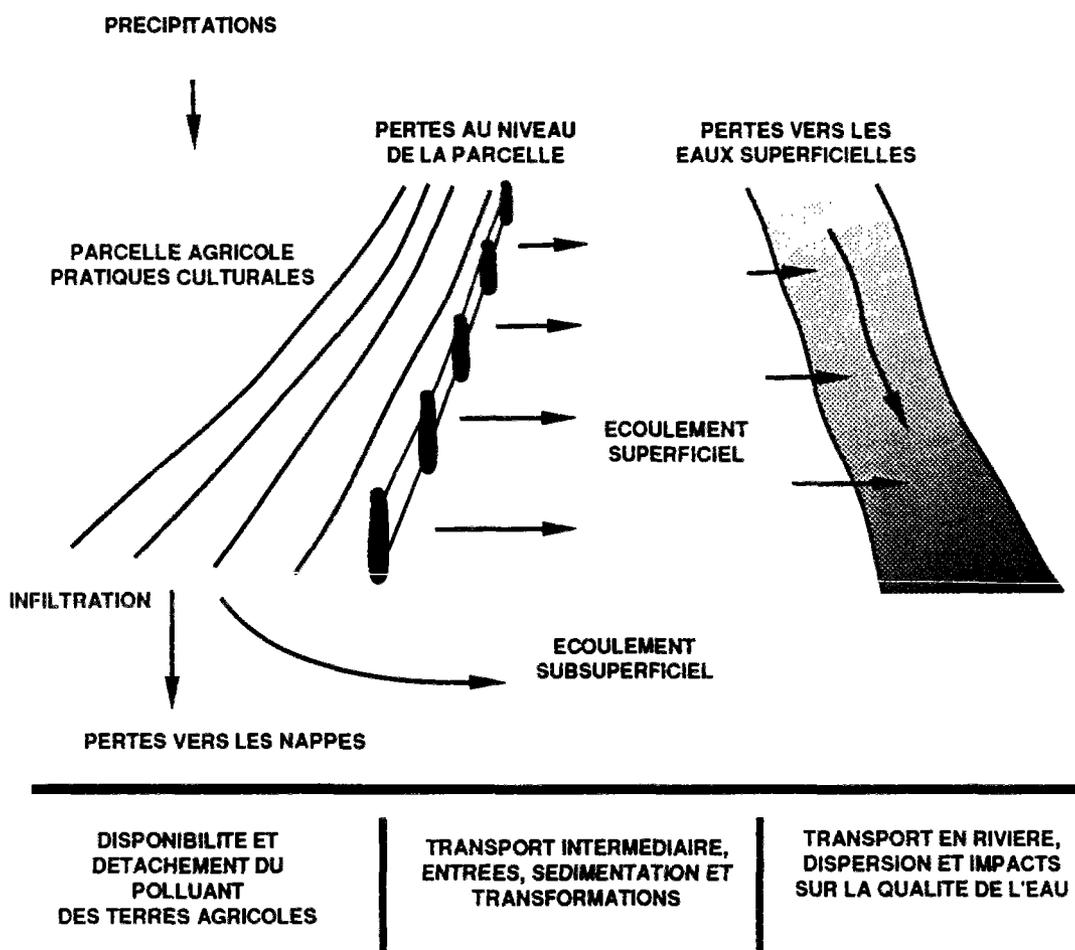


Figure 1.2 : Transport, transformation et impact des polluants d'origine agricole (d'après Haith et Loehr, 1979).

1.2.1 - Eutrophisation

L'eutrophisation désigne la réponse des milieux aquatiques à leur enrichissement en nutriments, particulièrement le phosphore et l'azote. Cette augmentation de la fertilité des eaux peut affecter les lacs, réservoirs, cours d'eau à faible vitesse et zones côtières dont les apports en nutriments des bassins versants sont substantiels. Les principaux symptômes sont une forte prolifération d'algues et de macrophytes, l'anoxie des eaux et dans certains cas l'apparition de goût, odeur et coloration indésirables. L'eutrophisation a souvent de sérieuses implications sur l'approvisionnement en eau potable, l'équilibre écologique des milieux aquatiques avec des conséquences néfastes sur la pêche et l'aquaculture, sur la valeur touristique de l'eau et sur les loisirs (OCDE, 1982).

L'agriculture est responsable, par exemple, de 50% des apports annuels en azote et en phosphore à la lagune de Venise. Malgré l'importance des échanges d'eau entre la mer et la lagune (la quantité d'eau qui entre et sort de la lagune entre les marées haute et basse correspond au volume moyen de la lagune) une dégradation spectaculaire de la qualité d'eau est observée avec des poussées massives d'algues et de macrophytes (Novotny et Bendoricchio, 1989).

Assez peu d'études existent sur les coûts engendrés par l'eutrophisation de l'eau. Bourrain *et al.*, (1989), sans viser une estimation exhaustive des coûts de l'eutrophisation, ont estimé à environ 20 millions de francs le coût annuel sur le bassin Seine-Normandie. Cette estimation inclut: les interdictions de pêche, les surcoûts dans la fabrication d'eau potable et les faucardages de macrophytes dans les rivières.

Bien que les coûts directs puissent être considérés comme modestes (environ 1% des dépenses dans la lutte contre la pollution des eaux en France), les nuisances de l'eutrophisation atteignent une grande partie des milieux aquatiques. Environ 30 à 40 % des rivières du bassin Seine-Normandie sont affectés par l'eutrophisation ce qui représente près de 20.000 km de rivières. De plus, dans ce bassin, 14 retenues et 10 sites côtiers présentent aussi des problèmes liés à l'eutrophisation.

1.2.2 - Dépassement des normes de potabilité

Les polluants diffus d'origine agricole susceptibles de compromettre l'approvisionnement en eau potable sont les nitrates et les pesticides, car il peuvent traverser les chaînes classiques de traitement.

Du point de vue de la santé publique, l'absorption des nitrates par l'homme peut occasionner deux affections principales: la méthémoglobinémie et les cancers. En effet, une partie importante des nitrates peut être réduite dans l'organisme en nitrites. Ceux-ci réagissent avec l'hémoglobine et donnent naissance à la méthémoglobine sur laquelle l'oxygène est fortement fixé et ne peut plus être cédé aux tissus. Les nourrissons de moins de 6 mois et, surtout, de moins de 3 mois sont particulièrement prédisposés à la méthémoglobinémie provoquée par un apport d'eau riche en nitrates. Par ailleurs, ces mêmes nitrites peuvent réagir avec certaines amines et amides pour donner des nitrosamines et nitrosamides, auxquelles on attribue, dans quelques circonstances, une action cancérogène (Chambon *et al.*, 1983).

Toutefois, en France et plus généralement en Europe de l'Ouest aucun cas de méthémoglobinémie liée à l'eau n'a été relevé au cours de ces dernières années (Ministère de la Santé, 1988). Quant au risque de cancer lié aux nitrates, bien que de nombreuses expérimentations chez l'animal exposé à de très fortes doses en nitrates aient montré la formation de cancers, il n'est pas encore possible de dégager des conclusions formelles chez l'homme, tout au moins dans les conditions de vie habituelles en Europe occidentale ou en Amérique du Nord. Cependant, devant l'évidence expérimentale qui existe quant à la synthèse endogène de nitrosamines, on doit par prudence s'efforcer de réduire l'exposition de l'homme à ces substances au niveau le plus faible possible. (Chambon *et al.*, 1983 ; OCDE, 1986).

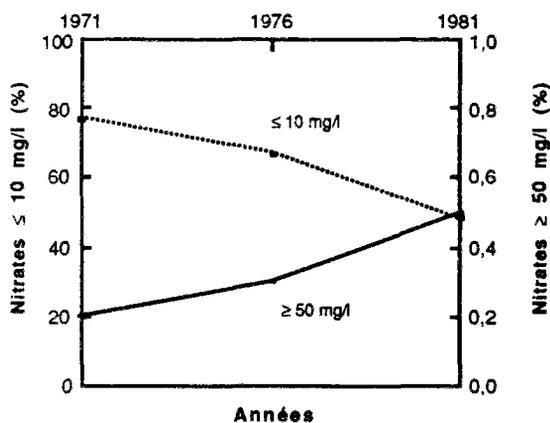


Figure 1.3 : Evolution de la pollution en nitrates des eaux superficielles en France en % de points de mesures (d'après Ballay *et al.*, 1985).

Les concentrations en nitrates des eaux, superficielles ou souterraines, sont en augmentation continue pendant les trente dernières années. La dégradation progressive de la qualité des eaux superficielles pour le paramètre nitrates est illustrée, au plan national, par le figure 1.3 (Ballay *et al.*, 1985).

Quant aux eaux souterraines, on ne dispose pas, en France, au plan national, d'un inventaire de la qualité de l'eau, mais de données, qui ne couvrent encore qu'une partie limitée du territoire, recueillies par les DDASS au titre du contrôle des eaux destinées à la consommation humaine. Les eaux potables distribuées en France sont pour plus de deux tiers, d'origine souterraine et les eaux présentant des teneurs en nitrates supérieures à 50 mg NO₃/l sont pour l'essentiel d'origine souterraine (environ 90%).

En France, malgré la diminution globale des populations exposées à des teneurs en nitrates supérieures à 50 mg NO₃/l et la disparition de la plupart des situations où la limite de 100 mg NO₃/l était dépassée, grâce aux travaux réalisés, on remarque une augmentation de la teneur moyenne en nitrates, depuis 1981, dans environ 60% des cas. On peut donc prévoir que le nombre de captages incriminés ira en croissant (Ministère de la Santé, 1988).

1.2.3 - Augmentation du coût et de la complexité du traitement de l'eau

L'érosion du sol augmente la concentration en matières en suspension de l'eau à traiter dans une usine d'eau potable et peut engendrer des coûts soit au niveau des investissements soit au niveau de l'exploitation. Ces coûts peuvent être accrus quand la concentration monte à des niveaux exceptionnels et l'usine n'est plus capable d'effectuer le traitement comme cela a été le cas récemment dans l'agglomération parisienne.

Clark *et al.*, (1985) ont estimé, aux USA, à 100 millions (valeur de 1980) et à 30 millions de dollars les surcoûts annuels au niveau des usines de traitement d'eau potable dus à l'érosion globale et à l'érosion des terres agricoles respectivement. Ceci représente moins de 2% du coût total des dommages dus à l'érosion. Sur un plan régional, Forster *et al.*, (1987) ont estimé à 0,4% le surcoût de traitement du à 1% d'augmentation du taux d'érosion des terres agricoles sur 12 communes dans l'état de l'Ohio aux USA.

Des travaux de mise en conformité aux normes de potabilité pour les teneurs en nitrates occasionnent des frais aux collectivités. Les actions curatives menées en France depuis 1981 au plan technique ont conduit, selon le cas à modifier les niveaux de pompage en approfondissant les captages, à la recherche de nouvelles ressources ou au raccordement sur un réseau de distribution existant (environ 65 % de cas) et à la mise en oeuvre de traitements de dénitrification.

Actuellement, la population recevant une eau qui a subi une dénitrification en France est d'environ 100.000 personnes et la population dont l'eau distribuée dépasse 50 mg NO₃/l est d'environ 1.700.000 personnes (Ministère de la Santé, 1988). En supposant que le coût moyen (investissement + fonctionnement) de la dénitrification est de l'ordre de 1 Fr/m³ (OCDE, 1986) les frais annuels actuels dûs à la dénitrification en France s'élève à 7,3 millions de francs ; pour que toute la population française puisse bénéficier d'une eau à faible teneur en nitrates (par dénitrification), 125 millions de francs devraient être dépensés annuellement.

1.2.4 - Envasement

Les matières en suspension transportées par l'eau se déposent en grande partie dans les cours d'eau, les réservoirs et les lacs naturels et participent ainsi à leur envasement progressif.

Dans le cas des rivières et des canaux, outre la dégradation des habitats aquatiques, l'envasement nuit à la navigation, augmente les coûts de dragage nécessaire au maintien de leur capacité nominale et peut aggraver les inondations.

Par ailleurs, l'envasement réduit la capacité de stockage des réservoirs réduisant ainsi leurs durées de vie ou augmentant les coûts de maintenance. De plus, elle peut produire des changements dans le comportement thermique des lacs en raison de la turbidité et de la croissance des macrophytes sur les berges.

Il est beaucoup plus facile de décrire les nuisances de l'érosion que d'estimer leur importance. Clark *et al.* (1985) estiment à 690 millions de dollars le coût annuel de la perte de stockage des réservoirs américains et à 560 millions les dommages annuels pour la navigation. Ils évaluent à environ 32% la part de l'agriculture sur ces coûts. Crowder (1987) est arrivé à 819 millions de dollars pour le coût annuel de remplacement de la capacité de stockage perdu par envasement aux USA (0,22% de la capacité totale par an) dont 24% serait dûs à l'agriculture.

1.2.5 - Réduction de la valeur touristique et de loisirs

Lorsque l'eutrophisation est importante, la baignade n'est plus possible. Outre l'aspect et parfois l'odeur peu engageants, elle est interdite quand la transparence est inférieure à un mètre, pour des raisons de sécurité. Des allergies peuvent aussi se manifester chez certains baigneurs. De toutes manières, une eau gluante, vert vif ou marron foncé rebute généralement les baigneurs.

La faible transparence, l'encombrement des berges par les macrophytes et les fonds glissants interdisent ou limitent la pêche de loisir et les sports nautiques.

La prolifération des algues et des macrophytes peut aussi avoir un impact direct sur la valeur touristique d'un site dont le cas extrême est donné par la ville de Venise, où pendant la saison estivale on est confronté à des odeurs nauséabondes et à des problèmes de navigation dans les canaux causés par l'eutrophisation de la lagune.

Les eaux riches en matières en suspension sont aussi généralement moins attractives pour les baigneurs et les amateurs de sports nautiques que les eaux limpides. Par conséquent, l'augmentation de la turbidité de l'eau due à l'érosion diminue la valeur récréative de l'eau.

Nous n'avons pas trouvé d'études sur les coûts de l'eutrophisation sur la valeur récréative de l'eau. Par ailleurs, Clark et al. (1985) ont évalué à 2 milliards de dollars (valeur 1980) les dommages annuels de l'érosion sur les loisirs dont l'agriculture est responsable d'environ 42%. Il est intéressant de signaler que ces dommages correspondent à un tiers du dommage total causé par l'érosion.

1.2.6 - Effets néfastes sur le biotope aquatique

L'eutrophisation peut avoir un impact écologique spectaculaire. La prolifération anarchique des algues et des plantes aquatiques et leur décomposition finale entraînent une désoxygénation de l'eau induisant ainsi une dégradation des conditions de vie biologiques.

Dans les retenues et lacs, on peut assister au colmatage des fonds par sédimentation des algues, puis formation de vases anoxiques avec production d'H₂S, de CH₄, de NH₃, ... tout ceci modifiant largement les conditions écologiques du milieu

La production piscicole augmente généralement mais des modifications dans la distribution des espèces ont lieu. Des populations piscicoles économiquement importantes comme les truites et les saumons diminuent voire même disparaissent et sont remplacées par des espèces moins "nobles" dont la valeur économique est moindre.

Par ailleurs, la turbidité de l'eau causée par l'augmentation de la teneur en matières en suspension empêche la pénétration de la lumière dans l'eau diminuant la productivité biologique du milieu. La sédimentation des matières en suspension peut provoquer le colmatage du lit des cours d'eau. Celui-ci contribue à la dégradation de la qualité piscicole de la rivière, en particulier près des sources du fait du colmatage des frayères.

Les très fortes concentrations en matières en suspension peuvent aussi provoquer l'asphyxie des poissons. Arrignon (1976) suggère que ceci se produit quand les concentrations en MES dépassent 500 mg/l. Berg et Northcote (1985) ont constaté une perturbation de jeunes saumons exposés à des bouffées de matières en suspension apportées pendant de courtes durées. Bernard (1985) indique qu'une production de MES excédant 1,5 t/ha/an est susceptible d'entraîner divers problèmes d'ordre environnemental.

Les impacts biologiques sont difficiles à quantifier soit au point de vue de l'ampleur du phénomène soit au point de vue des coûts des dommages. En général, la littérature se limite à un inventaire qualitatif des impacts possibles.

1.2.7 - Risque dû aux incertitudes

Enfin, il faut souligner l'importance d'un autre type de coût, dû à la méconnaissance des impacts réels des activités humaines sur l'environnement (e.g., on ignore encore actuellement la nocivité réelle de 70% des produits chimiques mis sur le marché) et par conséquent l'impossibilité de s'appuyer sur des vérités scientifiques solidement établies et vérifiées pour prendre des décisions en matière d'environnement.

Comme il y a des limites sociales à l'acceptation des coûts, toujours croissants, des études sur la connaissance de l'environnement, il y aura toujours des risques qui échapperont aux mesures préventives *a priori* les plus efficaces (e.g., émissions de CFC), ce qui veut dire que le défi majeur des décennies à venir sera, en ce domaine, de pouvoir s'adapter à l'imprévisible, bien qu'une très grande majorité des problèmes futurs d'environnement puisse être largement anticipée (Theys, 1987).

L'existence des incertitudes impose donc une stratégie de prévention. Comme l'ont remarqué Hourcade et Theys (1989), la seule façon de gagner du "temps d'apprentissage" (pour prévenir et s'adapter) est en fait de faire dès aujourd'hui le pari de l'existence d'un problème potentiel et de notre capacité à en dévier le cours si le progrès des connaissances amenait la preuve de son existence. Le coût encouru serait dans ce cas sans commune mesure avec la perte engendrée par la configuration inverse et l'irruption de déséquilibres brutaux.

1.3 - EVALUATION DES APPORTS DIFFUS

L'objectif de ce paragraphe est de présenter une estimation des pertes de MES, d'azote et de phosphore d'origine diffuse en fonction de la forme (chimique ou physique) du polluant, des mécanismes responsables pour le transfert et des différentes échelles spatio-temporelles

1.3.1 - Matières en suspension

1.3.1.1 - A l'échelle de la parcelle

Des données typiques de taux d'érosion en fonction de l'utilisation du sol sont présentées dans le tableau 1.4 (McElroy et al., 1975).

Le taux d'érosion annuel d'une parcelle agricole cultivée varie entre 0 et 225 t/ha/an d'après Sweeten et Reddell (1978). Le "National Resource Inventories" réalisé en 1977 (USEPA, 1984) estime l'érosion des terres cultivées aux USA à 1730 millions de tonnes par an répartis comme indiqué dans le tableau 1.5. Le Soil Conservation Service juge que le taux de 11,2 t/ha/an constitue le seuil à ne pas franchir pour maintenir la productivité du sol. D'après les données de l'indice de l'érosivité de la pluie de Wischmeier (Wischmeier et Smith, 1978), on peut dire que le coefficient de variation de l'érosion annuelle typique d'une parcelle est de l'ordre de 50% aux USA, pouvant aller jusqu'à 100%.

Pour des régions plus proches des conditions climatiques et pédologiques françaises, Bollinne (1978) a estimé l'érosion en Belgique sur des sols limoneux, entre 12,8 et 15,6 t/ha/an en étudiant les colluvions déposés dans des cuvettes fermées depuis la mise en culture pour des périodes variant de 145 à 170 ans.

En ce qui concerne les valeurs maximales annuelles, pour les sols limoneux en région de grande culture dans le sud-ouest de l'Allemagne, Eichler (1978) signale des taux d'érosion de 300 à 400 t/ha/an. D'après Lilin (1982), il s'agit là de valeurs qui semblent maximales, concernent les sites les plus érodés et des années catastrophiques.

Les pertes de sols, à l'échelle d'un événement pluvieux peuvent évidemment être beaucoup plus spectaculaires. Walter et al. (1979), sur une surface de 1,3 ha cultivée en maïs durant 3 ans, indiquent une perte variant entre 0,3 et 8,2 t/ha/averse sur les 10 plus importants événements de la période. La concentration moyenne en MES sur ces épisodes a varié entre 1,5 et 12,0 g/l. Hamlett et al. (1984) ont observé sur deux parcelles contiguës dans l'Iowa aux USA des pertes par averse plus importantes. Le tableau 1.6 résume les résultats pour les deux averses les plus sévères. D'après Wischmeier et Smith (1978), le rapport entre la perte la plus importante due à un seul événement et la perte annuelle est de l'ordre de 25 à 50%, ceci pouvant s'approcher de 100% pour des événements exceptionnels

Tableau 1.4 : Taux d'érosion des sols en fonction de l'utilisation du sol.

Type d'occupation	Taux d'érosion t/ha/an
Forêts	0,085
Pâtures	0,85
Mines abandonnées	8,5
Cultures	17,0
Forêts déboisées	42,5
Mines actives	170
Chantiers de construction	170

Source : McElroy et al. (1975).

Tableau 1.5 : Taux d'érosion aux USA.

% de terres cultivées	Taux d'érosion t/ha/an
77	< 11,2
17	11,2 - 31,3
6	> 31,3
Moyenne	10,5

Source : USEPA (1984).

1.3.1.2 - A l'échelle des bassins versants

La production de sédiments dans un bassin versant est, d'une façon générale, considérablement inférieure à l'érosion réelle à l'intérieur du bassin, en raison des pertes par sédimentation pendant le transport entre le point de départ et l'exutoire du bassin. Gianessi *et al.* (1980) indiquent, qu'en moyenne, 40% des sols érodés atteignent les cours d'eau aux USA. Clark *et al.* (1985) donnent la fourchette de 10 à 60% en fonction du bassin versant et USEPA (1984) 25 à 40%. Cooper *et al.* (1987) sur un bassin de 18,6 km² (50% agriculture et 50% forêts) ont estimé la perte des sols vers les cours d'eau entre 10 et 16% de l'érosion totale durant 20 ans. Contrairement aux chiffres cités ci-dessus, Duijsings (1986), dans un petit bassin forestier au Luxembourg (0,61 km²), suggère que 100% des sols érodés atteignent à long terme les cours d'eau.

En effet, il semble que, sur une échelle régionale, 25 à 40% des matériaux érodés atteignent les cours d'eau. Néanmoins, à l'échelle des petits bassins versants, ce taux peut varier en fonction de nombreux facteurs (*e.g.*, hydrologie, topographie, type de sol, couvert végétal, pratiques agricoles, aménagements sur le bassin, surface du bassin, ...). Meybeck (1984) estime que l'efficacité du transport (*i.e.*, le rapport entre le flux de sédiments à l'exutoire et l'érosion sur le bassin versant) est de l'ordre de 50% pour les bassins de 1 km², 20% pour 10 km², 10% pour 100 km² et 8% pour 1000 km².

Les pertes spécifiques minimales de MES dans les bassins versants se situent au-dessous de 0,02 t/ha/an (Hadley *et al.*, 1985). La perte maximale a été enregistrée sur la rivière Dali en Chine avec 256 t/ha/an.

Tableau 1.6 : Erosion sur deux parcelles dans l'Iowa (USA) pour deux averses exceptionnelles.

Parcelles	Pluies	Débits	MES	Flux MES	Dépôts	Erosion
	mm	mm	g/l	t/ha/averse		
ISU - 1	61,5 ^a	36,2	66,0	23,9	7,3	31,1
(5,1 ha - maïs)	73,7 ^b	34,3	40,4	13,9	8,7	22,6
Moyenne annuelle ^c		91,4	13,7	12,5	7,4	19,9
ISU - 2	61,5	35,8	63,8	22,8	19,5	42,3
(6,4 ha - soja)	73,7	40,3	79,9	32,2	21,1	53,3
Moyenne annuelle ^c		85,3	22,1	18,9	13,7	32,6

(a) averse du 12.6.79 ; (b) averse du 3.7.79 ; (c) Flux spécifiques en t/ha/an.
Source : Hamlett *et al.* (1984).

Un récent rapport de la CIPEL (1988a) sur les pollutions d'origine diffuse dans le bassin du Lac Léman estime les pertes de MES sur huit bassins représentatifs du bassin lémanique. Les résultats moyens sur trois ans sont montrés dans le tableau 1.7. Sur une région de grandes cultures aux USA (Iowa), Hamlett *et al.* (1984) donnent les valeurs présentées aussi dans le tableau 1.7 pour l'érosion sur 3 bassins versants emboîtés sur une série de cinq années.

Les flux annuels de MES ont une grande variabilité interannuelle. Walling et Kleo (1979) ont calculé le coefficient de variation (*i.e.*, écart-type divisé par la moyenne) pour 256 stations de mesures présentant des séries historiques de plus de sept années, et représentant un large spectre des conditions climatiques. Les résultats suggèrent qu'un coefficient de variation de 70% est typique pour le débit solide annuel, bien que les valeurs puissent varier entre 20 et 214%. Par contre, Kalinin cité par Hadley *et al.* (1985) indique qu'un coefficient de 20% est typique pour le débit liquide annuel en Europe et en Asie.

L'analyse du flux de MES journalier ou par événement démontre le caractère biaisé de la distribution des fréquences et la nature épisodique du transport de sédiments. En effet, la plupart des sédiments transportés pendant une année se déplace en un nombre réduit de crues. Par exemple, Webb et Walling cités par Hadley *et al.* (1985) ont montré, sur une série de flux horaire de MES, que 50 et 80% du flux de MES étaient transportés en 0,75 et 3% du temps respectivement. Dickinson et Wall cités par Hadley *et al.* (1985) indiquent que 70% du flux de MES, sur plusieurs régions au Canada, sont transportés pendant une période plus petite que ou égale à 10% du temps.

En France, Fournier (1960) signale quelques valeurs moyennes à l'échelle de grands fleuves, données dans le tableau 1.8. A l'échelle des grands bassins versants du monde, le flux annuel des matières en suspension et la concentration moyenne sont donnés dans le tableau 1.9.

Tableau 1.7 : Flux spécifique de MES des bassins versants agricoles.

Bassin	Type d'occupation	Superficie	Flux MES	MES
		ha	t/ha/an	g/l
Rolle (Suisse)	vignes à pente faible, herbages et forêts	88	10,1	4,35 (1-121,5)
Cully (Suisse)	vignes à forte pente	18	8,0	3,90 (0-75,1)
La Massa (Suisse)	bassin naturel	20.000	4,5	0,24 (0-0,5)
Leytron (Suisse)	vignes en pente	10	4,1	0,74 (0- 1,3)
Perrignier (France)	polyculture et herbages	23	1,0	0,22 (0-2,5)
Bex (Suisse)	forêts à forte pente	200	0,6	- (0-33,1)
Sechex (Suisse)	polyculture, herbages et forêts	3.050	0,3	0,06 (0-0,7)
Praz-Pourris (Suisse)	arboriculture en terrain plat	10	0,1	0,02 (0-0,1)
ISU-8 (Iowa)	maïs, soja et pâtures	149	6,8	10,3 (-39,1)
USGS-5 (Iowa)	maïs, soja et pâtures	3.575	3,1	1,47 (-8,0)
USGS-4 (Iowa)	maïs, soja et pâtures	5.055	2,8	1,42 (-9,3)

Source : CIPEL (1988a) ; Hamlett et al. (1984).

Tableau 1.8 : Flux spécifique de MES sur de grands fleuves français.

Rivière	Flux spécifique MES (t/ha/an)
Seine	0,17
Garonne	2,50
Isère	6,15
Rhône (alpestre)	8,53

Source : Fournier (1960).

Le flux spécifique moyen annuel de MES vers les océans à l'échelle de la planète est évalué entre 1,5 à 1,75 t/ha/an (Hadley et al. , 1985).

L'estimation de l'importance des sources de matières en suspension vers les eaux superficielles varie d'un auteur à l'autre. Les fourchettes normalement citées dans la littérature pour les USA, sont présentées dans le tableau 1.10 (e.g., Water et al., 1979; Crosson, 1985; Gianessi et Peskin, 1981; Novotny et Chesters, 1981). Les apports totaux de MES seraient d'environ 4,5 milliards de tonnes par an aux USA.

1.3.1.3. - Conclusion

L'érosion annuelle des terres cultivées, à l'échelle de la parcelle, varie entre 0 et 250 t/ha/an en fonction de la pédologie du site avec une valeur typique inférieure à 10 t/ha/an. Ce seuil est normalement admis par les agronomes comme seuil de maintien de la productivité des sols. Par contre, il est beaucoup plus important que ceux admis par les écologistes comme ayant un impact sur l'environnement (1,5 t/ha/an). Sur une même parcelle la variabilité annuelle de l'érosion peut être caractérisée par un coefficient de variation (écart-type sur moyenne) typique de l'ordre de 50%. Pour l'événement pluvieux le plus important de l'année, l'érosion se situe typiquement entre 25 et 50% de l'érosion annuelle.

La production de matières en suspension dans un bassin versant est, d'une façon générale, considérablement inférieure à l'érosion réelle à l'intérieur du bassin, en raison des pertes par sédimentation pendant le transport. L'efficacité du transport varie en fonction de la taille du bassin et elle est de l'ordre de 50% pour les bassins de 1 km², 20% pour 10 km², 10% pour 100 km² et 8% pour 1000 km². La perte annuelle spécifique moyenne de MES des bassins varie entre 0,02 et 250 t/ha/an, mais la valeur typique se situe normalement entre 1 et 10 t/ha/an. La variabilité interannuelle sur un même bassin peut être caractérisée par un coefficient de variation typique de 70%. Contrairement à ce qu'on pouvait attendre, les coefficients de variation, obtenus dans la littérature, pour l'érosion annuelle à l'échelle du bassin semble être du même ordre que ceux à l'échelle de la parcelle. La plupart des sédiments transportés pendant l'année se déplace en un nombre réduit de crues. Environ 80% de la charge annuelle de MES est transportée en 5% du temps.

Tableau 1.9 : Flux de MES des principaux fleuves du monde.

Rivière	Flux spécifique t/ha/an	Flux annuel Mt/an	MES g/l
Gange/Brahmapoutre	11,3	1.670	1,70
Huangho	14,0	1.080	22,00
Amazone	1,5	900	0,14
Yangtze	2,5	478	0,53
Irrawaddy	6,6	285	0,67
Magdalena	9,2	220	0,93
Mississippi	0,6	210	0,36
Orinoco	2,1	210	0,19
Hungho	13,3	160	1,30
Mekong	2,0	160	0,34
Indus	1,0	100	0,42
Mackenzie	0,6	100	0,33

Source : Milliman et Meade (1983).

Tableau 1.10 : Importance des diverses sources sur les apports de MES vers les eaux superficielles aux USA.

SOURCE	% de la charge totale annuelle
Terres cultivées	40 - 50
Pâtures	10 - 25
Naturelles	25 - 30
Erosion des berges	10 - 25
Autres	0 - 10

Source : Water et al. (1979) ; Crosson (1985) ; Gianessi et Peskin, (1981) ; Novotny et Chesters, (1981).

1.3.2 - Azote

Les formes de l'azote les plus fréquemment rencontrées dans les milieux aquatiques sont l'azote nitrique (NO_3^-), l'azote nitreux (NO_2^-), l'azote ammoniacal (NH_4^+), l'azote organique dissous et l'azote organique particulaire. Ces formes seront mentionnées dans ce rapport en terme d'azote (sauf indication contraire) et seront représentées par N-NO_3 , N-NO_2 , N-NH_4 , NOD et NOP respectivement.

La perte en azote inorganique d'origine agricole vers les eaux superficielles se fait essentiellement sous la forme nitrique. Belamie et Vollat (1986), Ferry (1985) et CIPEL (1988a) estiment que la contribution des nitrates représente plus de 97% des pertes totales en azote inorganique. Meybeck (1982) indique qu'en moyenne dans les fleuves non pollués, l'azote nitrique, l'azote ammoniacal et l'azote nitreux correspondent à 88, 11 et 1% respectivement de l'apport global en azote inorganique dissous vers les océans. L'azote organique dissous et l'azote organique particulaire sont normalement assez peu mesurés dans les eaux superficielles bien qu'ils soient responsables de la plus grande partie des apports en azote vers les océans (Meybeck, 1982). La concentration en azote organique particulaire est directement dépendante de la concentration en MES et donc fonction de l'érosion dans le bassin versant.

1.3.2.1 - Apports atmosphériques

Avant d'évaluer les flux d'azote vers les milieux aquatiques il est essentiel d'estimer les apports atmosphériques. La concentration en azote inorganique dissous dans les eaux de pluie est d'autant plus importante que la pollution de l'air devient considérable. Dans un travail remarquable, Meybeck (1982) indique les valeurs données dans le tableau 1.11 pour des régions non polluées.

Les concentrations en azote inorganique dissous de l'eau de pluie peuvent atteindre 2,0 mg N/l à la proximité des grandes villes et des sites industriels. CIPEL (1988a) indique une concentration moyenne de 1,25 mg N/l sur le bassin du Lac Léman.

Tableau 1.11 : Apports atmosphériques en azote sur des sites non pollués.

Formes	Concentrations $\mu\text{g N/l}$	Flux spécifiques [†] kg N/ha/an
N-NO_3	175 (100-300)*	1,75
N-NH_4	225 (100-400)	2,25
N-NO_2	5	0,05
NOD	225	2,25
N-Total	630	6,30

[†]apports spécifiques pour une pluie de 1.000 mm/an.

*fourchette typique de variation.

Source : Meybeck (1982).

Des données bibliographiques concernant les apports atmosphériques en azote pour les diverses régions sont rassemblées dans le tableau 1.12. Tabatabai (1983) donne les apports en azote inorganique total des précipitations de plusieurs sites aux USA, les valeurs se situant entre 3,5 et 19,5 kg N/ha/an et donc dans la même fourchette que les valeurs du tableau 1.12.

1.3.2.2 - Pertes vers les nappes

Comme la mesure à la source de la pollution diffuse est impraticable, l'évaluation de la perte en azote du sol entraînée par l'écoulement de l'eau doit se faire de façon indirecte. Si le lessivage de l'azote vers les eaux superficielles peut être estimé par le suivi des teneurs dans les cours d'eau ou à la sortie des drains, le calcul du flux d'azote vers les nappes s'avère beaucoup plus délicat.

Tableau 1.13 : Pertes spécifiques en nitrates vers les eaux souterraines.

Région ou Type d'occupation	Concentrations mg N-NO ₃ /l	Flux spécifiques kg N-NO ₃ /ha/an
Forêts	1	2
Pâturage	2,5	5
Culture intensives	17	34
Nord-Finistère	22,3	45
Champagne humide	8,1	16
Plateau de Bourgogne	9,0	18
Sénonais	11,5	22
Jovinien	8,1	16
St Maurice	12,4	25
Charentenay	10,6	21

Source : Hémin (1980) ; Dépaigne et Hémin (1988).

A partir de la concentration moyenne en nitrates d'eaux de drainage indiquée par Hémin (1980) et celles obtenues d'après le calage d'un modèle de mélange (Dépaigne et Hémin, 1988) et en considérant un volume de drainage de 200 mm/an, on arrive au calcul des pertes en nitrates vers de grands aquifères qui sont données dans le tableau 1.13. De façon générale les pertes en azote ammoniacal par lessivage vers les nappes est négligeable.

1.3.2.3 - Pertes à l'échelle de la parcelle

L'estimation des pertes à l'échelle d'une parcelle se fait soit à partir du suivi à la sortie des drains soit à partir du suivi des sources qui drainent de petites nappes perchées. Dans les deux cas, la perte sous les drains ou vers les nappes plus profondes est négligée. Le tableau 1.14 résume les données bibliographiques des pertes spécifiques à l'échelle de la parcelle. Dans le cas de mesures à la sortie des drains, il est difficile de faire la part de l'influence du drainage lui-même sur les pertes en azote.

Belamie et Vollat (1986) et Arlot (1988) ont montré d'une part, l'existence d'une grande amplitude des variations interannuelles à l'échelle de la parcelle et d'autre part que la valeur du volume drainé total ne semble pas expliquer ces variations d'intensité des exportations. D'autres facteurs tel que le type de culture, les conditions climatiques et les relations antagonistes ou synergiques entre les éléments chimiques majeurs lessivés sont proposés comme hypothèses explicatives.

Tableau 1.12 : Apports atmosphériques en azote.

Région	N-NO ₃		N-NH ₄		NIT ¹	
	kg N/ha/an					
Bassin du Lac Léman	2,30	(0,80-4,33)*	4,73	(1,47-9,80)	7,26	(4,18-12,31)
Léman - stations littorales	2,71	(0,48-6,93)	7,75	(0,45-21,60)	19,88	(0,94-29,51)
Plateau Suisse	6,19	(3,42-15,93)	10,91	(4,30-35,13)	17,89	(7,89-53,48)
Chérêt					13,5	(11,6-14,5)
Harpenden - UK	1,5		3		4,5	
Garfoed	2,2		7,2		9,4	
Flahult-Suède	1,5		3,7		5,2	
Groningen-NL	1,6		5,1		6,7	
Bloemfontain & Durban (Afrique du Sud)	1,6		4,5		6,1	
Ottawa - Canada	2,4		5		7,4	
Ithaca NG	0,8	4,1	4,1		4,9	
USA						(5-10)*

¹azote inorganique total.

* azote total.

Source : CIPEL (1988a) ; Ferry (1985) ; McElroy et al. (1976).

Tableau 1.14 : Pertes en nitrates à l'échelle de la parcelle.

Site	Type d'occupation	Surface ha	Concentrations mg N-NO ₃ /l	Flux spécifique kg N-NO ₃ /ha/an
Arrou	Céréaliculture	2	30,0 (2,2-134,6)	45,6 (10,4-85)
Courcival*	Céréaliculture	1,13	27 (0,4-185)	24,5 (16-33)
Source Orgeval	Céréaliculture		10,5	
Captage Chérêt	Céréaliculture		18,3	
Boissy-le-Chatel	Gazon	0,0625	3,6 (0,4-26,4)	6,5 (1,9-14,6)

*seulement 2 années de mesures.

Source : Belamie et al. (1984) ; Ferry (1985) ; Belamie (1986) ; Arlot (1988) ; Ferry (1989).

1.3.2.4 - Pertes à l'échelle des bassins versants

Des données bibliographiques de la perte en azote à l'échelle des petits et moyens bassins versants sont présentées dans le tableau 1.15. Ces chiffres peuvent être comparés à ceux donnés par Reckhow et al. (1980), obtenus sur plusieurs bassins aux USA (entre 10 et 26 selon le type d'occupation du sol) et résumés dans les diagrammes de Box de la figure 1.4 (voir définition des diagrammes de Box dans la figure 3.4). Si on compare ces données avec celles présentées par Belamie (1986) sur la France, on peut remarquer que, pour ce qui concerne les céréales du type blé (small grains), les données américaines sont nettement inférieures aux données françaises, certainement dû à une différence d'intensité de l'activité agricole dans ces deux pays. Nous pouvons également observer dans la figure 1.4 la grande variabilité des coefficients d'exportation à l'intérieur d'une même classe d'occupation du sol. A l'échelle des grands bassins, Uttormark et al. (1974) estiment que le flux total d'azote varie entre 1 et 15 kg N/ha/an avec une moyenne de 5,6 kg N/ha/an. Meybeck (1982) a estimé le flux moyen spécifique d'azote total dissous dû aux activités humaines sur les quatre plus grands bassins Français (Loire, Rhône, Seine et Garonne) à 5,0 kg N/ha/an, pour une concentration moyenne de 1,64 mg N/l et sur le bassin du Pô (Italie) à 8,7 kg N/ha/an pour une concentration moyenne de 1,30 mg N/l. Le flux d'azote inorganique sur les principaux affluents du lac Léman est évalué à 8,43 kg N/ha/an (CIPEL, 1988a).

Les apports moyens naturels vers les océans en fonction de la forme de l'azote sont donnés dans le tableau 1.16.

Les formes organiques de l'azote sont beaucoup moins mesurées que les formes inorganiques. Nous présentons quelques chiffres simplement pour avoir un ordre de grandeur de ces pertes. Les deux principaux affluents (Rhône et Dranse) apportent au lac Léman en moyenne 4,45 kg N/ha/an d'azote organique dissous soit 35% de l'azote total. L'azote organique particulaire sur le Rhône en amont du lac a été évalué à 1,62 kg N/ha/an pour des concentrations moyennes sur la période de basses eaux et hautes eaux variant entre 0,22 et 0,04 exprimées en % des matières en suspension respectivement. Durant les années 1986 et 1987 la concentration moyenne sur toute la période est d'environ 0,06% (Favarger et Vernet, 1988). Meybeck (1982) sur plusieurs rivières américaines donne une fourchette située entre 0,1 et 1,3 pour la concentration en azote organique particulaire exprimée en % des matières en suspension, ce qui correspond, pour une érosion de 1 t/ha/an, à une perte d'azote organique particulaire entre 1 et 13 kg N/ha/an.

Sur deux petits bassins au nord de la Bretagne (Gué Raffray et Hardouiniais) avec une occupation sur le premier du type polyculture élevage et forestière sur le deuxième, Seux et al. (1985) ont évalué à 70 et 84% la fraction en azote organique total sur le flux total en azote, respectivement.

Tableau 1.16 : Apports de sources naturelles en azote vers les océans.

Formes	Concentrations µg N/l	Flux spécifiques [†] kg N/ha/an
N-NO ₃	100 (16-240)*	1,0
N-NH ₄	15 (7-60)	0,05
N-NO ₂	1	0,005
NOD	260 (140-600)	1,0
NOP	560	2,1

[†]fourchette typique de variation.

Source : Meybeck (1982).

Probst et al. (1985) ont mis en évidence que l'exportation des nitrates est d'autant plus intense que le bassin est plus petit. Ainsi, à débit spécifique égal, la charge de nitrates évacuée par la rivière est plus importante sur un petit bassin que sur un grand bassin. Ceci peut être expliqué par l'homogénéité et l'occupation plus intense par des cultures dans les petits bassins. De plus, les pertes en nitrates par dénitrification et par absorption par les végétaux des berges et les algues entre l'amont et l'aval sont moins importantes sur les petits bassins.

Tableau 1.15 : Apports en azote vers les eaux superficielles, données bibliographiques.

Type d'occupation	Bassin ou Région	Concentrations		Flux spécifiques		Réf.
		mg N/l		kg N/ha/an		
		N-total	N-inorg.	N-total	N-inorg.	
Forêt	Verneil (France)			4,2	(2-7)	1
	Préalpes et plateau suisses				(0,8-9,6)	2
	Bex (Suisse)	0,9	(0,13-2,90)*	3,0	(2-3,8)	2
	Aveyron (France)			5,0		3
	USA (Est)	0,85	0,232	4,4	1,3	4
	USA	(0,3-1,8)	(0,1-1,3)*	(3-13)	(0,7-88)	5
	USA			3,0		6
	USA (Ouest)			1,0		6
	USA (Est)		0,19			7
	USA (Centre)		0,06			7
USA (Ouest)		0,07			7	
Céréaliculture	Bassins non drainés (France)	5,8	(0-44)*	17,7	(14-33)	1
	Bassins drainés (France)	19,7	(2,2-134,6)*	28	(3-85)	1
Agriculture	Aveyron (France)			15,0		3
	Préalpes et plateau suisses				(7-21)	2
	USA (Est)	4,17	3,19	9,8	7,4	4
	USA			(0,1-13)		5
	USA			5,0		6
	USA (Ouest)			2,0		6
	USA (Est)		5,04			7
	USA (Centre)		0,77			7
USA (Ouest)		0,71			7	
Élevage intensif	France	7,2	(1,6-10)*	41,0	(33-49)	1
Polyculture/Élevage	France		8,5 (0,7-18,3)*	18,6	(6-37)	1
	Gué Ruffray (France)	6,5	2,75	16,2	4,86	8
Polyculture et Élevage extensif, Polyculture et Forêts	France		2,3 (0-19,0)*	4,1	(1,7-10,5)	1
	Perrignier (France)		0,9 (0-6,24)*	4,1	(2,3-5,6)	2
Bassin naturel	Massa (Suisse)	0,3	(0,10-6,07)*	5,7	(4,3-7,0)	3
Vigne	Cully (Suisse)	5,1	(0,27-15,72)*	27,4	(23,4-34,0)	2
	Leytron (Suisse)	7,9	(0,05-4,35)*	25,1	(18,3-32,0)	2
	Rolle (Suisse)	4,0	(0,04-8,20)*	10,8	(9,6-12,1)	2

*seulement l'azote nitrique.

Source : (1) Belamie (1986) ; (2) CIPEL (1988a) ; (3) Chauvet (1981) ; (4) Keeny (1983) ; (5) Locher (1974) ; (6) Rast et Lee (1983) ; (7) Hajih et Shoemaker (1987) ; (8) Seux et al. (1985).

1.3.2.5 - Conclusion

Les formes de l'azote majoritairement rencontrées dans les milieux aquatiques sont l'azote nitrique (NO₃) et l'azote organique.

Les apports atmosphériques se font surtout sous la forme ammoniacale, nitrique et organique et varient entre 5 et 20 kg N/ha/an avec une valeur typique de 10 kg N/ha/an.

Les pertes annuelles d'azote vers les milieux aquatiques varient typiquement entre 0 et 50 kg N/ha/an en fonction du type d'occupation des sols.

Le lessivage vers les nappes se fait sous la forme nitrique et il est de l'ordre de quelques kilogrammes par hectares et par an pour des forêts et pâtures et de quelques dizaines de kilogrammes pour des élevages et cultures intensives.

Le lessivage annuel de l'azote à l'échelle de la parcelle a une variabilité interannuelle importante dûe non seulement aux variations du volume drainé et au type d'occupation mais aussi aux conditions climatiques et aux interactions entre les nitrates et les autres éléments chimiques majeurs lessivés

L'exportation de l'azote vers les eaux superficielles est d'autant plus intense que le bassin est plus petit. Sur les bassins de fleuves elle est de l'ordre de 5 kg N/ha/an. La perte spécifique moyenne en azote dans les bassins petits et moyens dépend plus directement de l'occupation des sols. et elle est de l'ordre de 5 kg N/ha/an pour des bassins forestiers, entre 5 et 20 kg N/ha/an pour des bassins à polyculture/élevage, de 20 kg N/ha/an pour des

bassins à céréaliculture, de 30 kg N/ha/an pour des bassins à céréaliculture avec un fort taux de drainage artificiel et de l'ordre de 40 kg N/ha/an pour des bassins à élevage intensif.

Dans les bassins agricoles, la fraction particulaire de l'azote organique provient principalement de l'érosion des sols. La fraction dissoute se manifeste particulièrement sur des bassins forestiers ou sur des bassins avec un taux important d'occupation avec de l'élevage intensif ou avec des épandages importants de lisier. Peu d'études existent surestimation de la fraction organique et plus particulièrement celle d'origine agricole, néanmoins elle peut représenter plus de 50% de la perte en azote total.

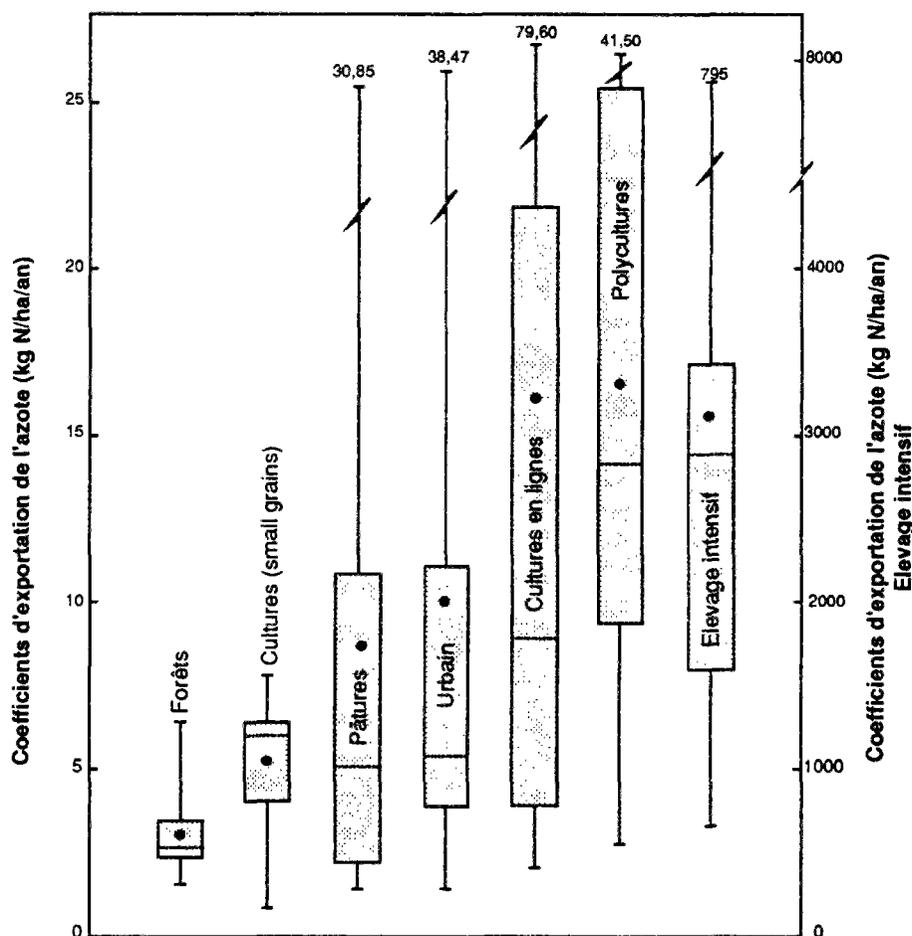


Figure 1.4 : Diagrammes de Box (voir définition figure 3.4) pour les coefficients d'exportation de l'azote total. L'élevage intensif concerne notamment les eaux de ruissellement des aires de stabulation (adaptée d'après Reckhow et al., 1980).

1.3.3 - Phosphore

La spéciation du phosphore dans le milieu naturel est extrêmement complexe et il y a une grande confusion parmi la communauté scientifique sur les termes qui conviendraient pour décrire ses multiples formes. En effet, beaucoup de cette confusion provient des méthodes analytiques utilisées pour mesurer les différentes formes du phosphore et de l'interprétation donnée aux résultats de ces différentes procédures. Nous reviendrons plus en détail sur ces méthodes ultérieurement au chapitre 7.

Le phosphore dans le milieu aquatique peut être classé, en ce qui concerne son état physique, en phosphore dissous et phosphore particulaire. Le phosphore dissous comprend une fraction inorganique composée par les orthophosphates (PO_4^{3-} , $H_2PO_4^-$ et HPO_4^{2-}) et les polyphosphates inorganiques (lessives et détergents) et une fraction organique. Le phosphore particulaire comprend aussi une fraction inorganique plus ou moins biodisponible et une fraction organique. Ces formes seront mentionnées dans ce rapport en terme de phosphore et seront représentées par

P-PO₄ (phosphore inorganique dissous), PIP (phosphore inorganique particulaire), PIT (phosphore inorganique total), POD (phosphore organique dissous), POP (phosphore organique particulaire), POT (phosphore organique total), PTD (phosphore total dissous), PTP (phosphore total particulaire) et PT (phosphore total).

1.3.3.1 - Apports atmosphériques

Les seules sources de phosphore dans les précipitations sont les matières en suspension de l'air et surtout les poussières. Outre les apports atmosphériques en phosphore par les pluies, une quantité non négligeable de phosphore est retirée de l'atmosphère par des retombées sèches entre deux pluies. Sonzogni et Lee (1974) ont évalué les retombées sèches en phosphore sur le bassin du lake Mendota aux USA à 0,8 kg P/ha/an, pour un apport par la pluie de 0,2 kg P/ha/an, c'est-à-dire, quatre fois plus grand. Quant aux formes du phosphore dans l'eau de pluie, celles-ci peuvent varier considérablement. D'après CIPEL (1988a), on peut estimer les fractions relatives au phosphore inorganique dissous, au phosphore organique dissous et au phosphore total particulaire à 30, 13 et 57% des apports atmosphériques en phosphore total respectivement. Tabatabai (1983) indique que les concentrations médianes relatives à ces trois formes ont varié entre 5 et 50%, 30 et 50% et 10 à 50% de la concentration en phosphore total, durant trois années, sur le bassin de Black Creek, Indiana.

Tableau 1.17 : Apports atmosphériques en phosphore sur des sites non pollués.

Formes	Concentrations médianes µg P/l	Apports spécifiques kg P/ha/an
P-PO ₄	5	0,05
PTD	10	0,1

Source : Meybeck (1982).

Les concentrations en phosphore des précipitations ne sont normalement pas signalées dans la littérature. Pour des régions non polluées, Meybeck (1982) indique les valeurs données dans le tableau 1.17 pour le phosphore dissous. Des données bibliographiques concernant les apports spécifiques atmosphériques en phosphore pour diverses régions sont rassemblées dans le tableau 1.18.

Les concentrations en phosphore des eaux de pluies varient dans l'espace, d'une région à l'autre et au sein d'une même averse. De plus, la proximité des sites urbains et industriels est susceptible d'influencer les valeurs des concentrations.

Tableau 1.18 : Apports atmosphériques en phosphore, données bibliographiques.

Region	kg P/ha/an			Réf.
	P-PO ₄	PTP	PT	
Bassin du Lac Léman	0,18 (0,02-0,53)	0,36 (0,09-1,25)	0,63 (0,25-1,54)	1
Léman (st. littorales)	0,47 (0,03-1,57)		1,04 (0,12-7,69)	1
Plateau Suisse	0,58 (0,04-6,18)		1,05 (0,12-7,69)	1
USA			0,05-0,06	2
USA			0,25	3
USA	(0,05-5,8)			4

Sources : (1) CIPEL (1988a); (2) Loehr (1974); (3) Rast et Lee (1983); (4) Tabatabai (1983).

1.3.3.2 - Ecoulements subsuperficiel et souterrain

Il est généralement admis que le phosphore est fortement lié aux particules du sol et que le lessivage par les eaux de percolation est donc minime. Bien que, sous le point de vue agronomique, ces pertes puissent être insignifiantes, elles peuvent, dans certaines conditions, constituer une charge importante en phosphore vers les eaux superficielles (Ryden *et al.*, 1973). La plupart du phosphore des écoulements subsuperficiel et souterrain se trouve sous forme dissoute. Cependant, sur des terrains drainés artificiellement, du phosphore lié à une fraction colloïdale peut apparaître dans l'eau.

Minshall *et al.* (1969) ont estimé que la perte par l'écoulement souterrain doit être inférieure à 0,12 kg P/ha/an. Une concentration moyenne en phosphore total dissous dans l'eau souterraine de l'ordre de 20 µg P/l est suggérée par Ryden *et al.* (1973).

L'évaluation des pertes par l'écoulement subsuperficiel est en même temps difficile et délicate. Le moyen généralement employé est le suivi qualitatif et quantitatif des effluents des drains. Néanmoins, ce protocole semble surévaluer les pertes car le drainage augmente les taux d'infiltration et de percolation réduisant le temps de contact entre l'eau percolée et les composants du sols capables d'absorber le phosphore en solution. Par ailleurs, le drainage extrait l'eau des horizons de surface du sol, diminuant la possibilité de contact entre l'eau et les couches du sol plus profondes, déficitaires en phosphore.

Ryden *et al.* (1973) comparant des concentrations en phosphore dissous normalement mesurées sur des bassins versants agricoles et des concentrations à la sortie des drains concluent qu'une partie importante du phosphore apporté aux eaux superficielles peut être due à l'écoulement subsuperficiel. Des données bibliographiques sur les pertes en phosphore par les drains sont présentées dans le tableau 1.19.

Quant aux formes du phosphore présentes dans l'eau percolée, Ryden *et al.* (1973) suggèrent que malgré la possibilité de lessivage du phosphore organique en solution, il semble que la plus grande partie du phosphore dissous se trouve sous forme inorganique et que la fraction organique éventuellement lessivée se trouverait sous la forme particulaire. Lake et Morison (1977) ont signalé une perte de 0,012 kg P/ha/an pour le phosphore organique dissous, ce qui va dans le sens de l'hypothèse ci-dessus, bien que cette perte représente 50 % du phosphore inorganique dissous.

Il est intéressant de remarquer dans le Tableau 1.19 que les concentrations maximales en phosphore dissous sont toujours inférieures à 1 mg P/l, c'est-à-dire inférieure à la concentration maximale normalement admise pour le phosphore dissous dans l'eau du sol (Larsen, 1967).

Il existe très peu d'études sur l'entraînement du phosphore particulaire par l'écoulement subsuperficiel. Nelson et Logan (1983), sur une série d'expérimentations sur les parcelles drainées indiquent que des pertes spécifiques en phosphore total particulaire varient entre 0,015 et 0,50 kg P/ha/an.

1.3.3.3 - Pertes à l'échelle des bassins versants

Le phosphore particulaire constitue la principale fraction du flux de phosphore des bassins versants agricoles (Frere, 1976 ; Nelson et Logan, 1983). Par conséquent, les pertes en phosphore sont étroitement liées à l'érosion des terres agricoles et au transport de sédiments tout au long des versants.

Tableau 1.19 : Pertes en phosphore inorganique dissous par les eaux de drainage.

Région ou type d'occupation	Concentrations	Flux spécifique	Réf.
	µg P/l	kg P/ha/an	
Canada	180 (180-200)		1
Suède	79 (45-140)		1
Angleterre	440 (0-700)		1
	80 (0-300)		1
	80 (0-750)		1
USA	(54-822)		1
	182 (29-460)		1
	(100-300)		1
Culture irriguée*	(100-300)	(0,003-0,58)	2
Culture*	(20-700)	(3-10)	3
Arrou	114 (0-913)	0,45 (0,16-0,71)	4
Boissy-le-Chatel	26 (0-75)	0,09 (0,01-0,23)	4

*phosphore total

Sources : (1) Ryden *et al.* (1973) ; (2) Nelson et Logan (1983) ; (3) Loehr (1974) ; (4) Belamie (1986).

Avant de présenter une estimation des pertes du phosphore à l'échelle du bassin versant, il convient d'attirer l'attention sur le fait qu'une grande partie des données publiées dans la littérature ont été obtenues à partir d'expérimentations sur des petites parcelles en analysant l'eau de ruissellement (*i.e.*, écoulement superficiel, comme on le verra ultérieurement). Il est donc assez délicat d'extrapoler ces pertes spécifiques à l'échelle d'un bassin versant.

Le tableau 1.20 présente des données bibliographiques sur les pertes en phosphore à l'échelle des bassins versants agricoles. Comme pour l'azote total, ces chiffres peuvent être comparés avec ceux donnés par Reckhow *et al.* (1980) et résumés dans les diagrammes de Box dans la figure 1.5. La variabilité des coefficients d'exportation pour le phosphore total est aussi très importante

A l'échelle de petits et moyens bassins agricoles nous n'avons pas trouvé dans la littérature d'études faisant une estimation différenciée des apports en phosphore inorganique et organique dans les fractions dissoute et particulaire.

Tableau 1.20: Apports en phosphore vers les eaux superficielles, données bibliographiques.

Type d'occupation	Bassin ou Région	Concentrations			Flux spécifiques			Réf.	
		P-PO ₄	PTP	PT	µg P/l	P-PO ₄	PTP		PT
Forêt	New Hampshire (USA)	15	(2-26)	43	(8-53)	0,02		0,02	1
	Suède			41	(23-60)			0,06	1
	N. Minnesota (USA)*			69	(22-115)			0,13	1
	Potomac River (USA)	7	(4-9)					0,10	1
	Washington	15	(11-20)			0,05		0,68	1
	Coshocton, Ohio (USA)**						0,22		1
	Connecticut (USA)				(1-11)				2
	USA								3
	USA								4
	USA (est)	6							5
	USA (centre)	9							5
	USA (ouest)	12							5
Cerealiculture	Préalpes et plateau suisse	1	(0-11)	1800	(2-10360)	0,004	0,5		6
	Aveyron (France)	10	(0-43)**					0,01	7
	Bex (Suisse)							0,51	6
	Chérêt (France)	86	(0-441)			0,21	(0,16-0,29)		8
	Somme-Soude (France)	45	(0-361)			0,1			8
	Tennessee Valley (USA)							6,26	2
Agriculture	Tennessee Valley (USA)							1,88	8
	Aveyron (France)							0,5	7
	USA				(200-1700)				3
	USA								2
	USA								4
	USA (est)	67							5
Polyculture et élevage intensif	USA (centre)	85							5
	USA (ouest)	104							5
	Coët-Dan (France)	102	(5-633)						8
	Noé-Sèche (France)	27	(0-122)			0,43			8
	Trezenec (France)	83	(5-483)	122	(5-483)	0,32	(0,33-0,44)		8
Gué-Raffray (France)					0,23		0,33	9	

continuation à la page suivante

Tableau 1.20 continuation

	P-PO ₄	PTP	PT	P-PO ₄	PTP	PT	
Polyculture et élevage	Dhuy (France)	(113-226)		0,72			
	Ronchères (France)	20 (0-1265)		0,05 (0,01-0,15)			
	Maumee (USA)			0,29	1,53	1,82	
	Portage (USA)			0,30	0,84	1,14	
	Indiana (USA)			0,15	1,90	2,05	
	Mill Creek (USA)			0,2	0,2	0,4	
	Kaskaskia (USA)			0,1			
	USA			0,58	0,77	1,35	
	Arkansas (USA)			2,3			
	Potomac (USA)			0,27			
	Pigeon (USA)			0,17			
	Ferrignier (France)	20 (0-202)	50	70 (3-1150)	0,06 (0,02-0,14)	0,22 (0,01-0,62)	0,31 (0,05-0,84)
	Massa (Suisse)			0,13	3,59	3,87	
	Bassin naturel	Rolle	310 (58-1203)	3700 (213-58500)	0,95	9,24	10,19
Cully		90 (0-418)	2900 (0-38950)	0,40	7,72	8,01	
Leytron		270 (0-270)	2200 (5-3535)	1,20	5,75	6,95	

* forme du phosphore non indiquée.

** phosphore total dissous.

Sources : (1) Ryden et al. (1973) ; (2) Nelson et Logan (1983) ; (3) Loeber (1974) ; (4) Rast et Lee (1983) ; (5) Huijth et Shoemaker (1987) ; (6) CIPEL (1988a) ; (7) Chauvet (1981) ; (8) Belamie (1986).

Le flux total en phosphore, à l'échelle des grands bassins, est évalué d'après Uttormark et *al.* (1974) entre 0,03 et 1,8 kg P/ha/an avec une moyenne de 0,35 kg P/ha/an. Sur les quatre plus grands bassins français, Meybeck (1982) estime le flux spécifique moyen en phosphore inorganique dissous à 0,40 kg P/ha/an pour une concentration moyenne de 127 µg P/l. Ce même auteur a évalué à 0,24 kg P/ha/an la perte spécifique en phosphore inorganique dissous sur le bassin du Po (Italie), pour une concentration moyenne de 37 µg P/l.

Le flux de phosphore total dissous des principaux affluents du lac Léman a été évalué à 1,60 kg P/ha/an sur la période 1983-1987. Le tableau 1.21 donne une indication des différentes formes de phosphore présentes dans l'eau du Rhône, de la Venoge et de l'Aubonne. On peut remarquer une fraction particulaire beaucoup plus importante sur le Rhône due à l'intensité de l'érosion dans le bassin.

Les apports moyens naturels vers les océans en fonction des différentes formes du phosphore sont présentés dans le tableau 1.22.

Tableau 1.21 : Flux spécifiques des différentes formes du phosphore sur le bassin lémanique.

Formes	Rhône	Venoge et Aubonne
	kg P/ha/an	
PF	1,63 (100)*	1,35 (100)
P-PO ₄	0,16 (10)	0,45 (33)
POD	0,10 (6)	0,10 (7)
PIP	1,21 (74)	0,50 (37)
POP	0,16 (10)	0,30 (23)
MES**	2,93	0,76

* pourcentage par rapport au phosphore total.

** en tonnes/ha/an.

Sources : Orand et Colon (1988) ; Favarger et Vernet (1988).

Tableau 1.22 : Apports naturels en phosphore vers les océans.

Formes	Concentration	Flux spécifique
	µg P/l	kg P/ha/an
P-PO ₄	10	0,04
POD	15	0,06
PIP	210	1,2
POP	320	0,8
PT	555	2,1

Source : Meybeck (1982).

1.3.3.4 - Conclusion

Le phosphore dans le milieu aquatique peut être classé, en ce qui concerne: son état physique, en phosphore dissous et phosphore particulaire et quant à sa forme chimique, en phosphore inorganique et phosphore organique.

Les apports atmosphériques annuels en phosphore total par l'eau de pluie varient typiquement entre 0,2 et 1 kg P/ha/an. Cependant, les apports par des retombées sèches entre deux pluies peuvent avoir une importance considérable.

Le lessivage du phosphore par les eaux de percolation est de façon générale admis comme négligeable, notamment sous le point de vue agronomique. Toutefois, sur des terrains très perméables ou drainés artificiellement, les pertes en phosphore par écoulement subsuperficiel peuvent être importantes. Les pertes en phosphore dissous varient typiquement entre 0,1 et 0,5 kg P/ha/an sur des prairies naturelles et sur des cultures de céréales respectivement. Sur des cultures irriguées sur des terrains drainés ces pertes peuvent être beaucoup plus importantes et même atteindre exceptionnellement 10 kg P/ha/an. Il semble que la majeure partie du phosphore dissous se trouve sous forme inorganique et que la fraction organique éventuellement lessivée se trouverait sous forme particulaire. Il existe peu de données sur les pertes en phosphore particulaire par écoulement subsuperficiel, qui ont lieu principalement sur les sols drainés. Certains auteurs indiquent des pertes spécifiques en phosphore total particulaire entre 0,15 et 0,5 kg P/ha/an.

Le phosphore particulaire constitue la principale fraction du flux de phosphore dans les bassins versants agricoles, il est fonction donc de l'érosion des sols sur le bassin. Les pertes spécifiques annuelles en phosphore total varient typiquement entre 0,01 et 0,5 kg P/ha/an pour des bassins forestiers (qui ont généralement un faible taux d'érosion). Sur les bassins soumis aux autres types d'occupation, il semble que le facteur le plus important soit l'érosivité du bassin avec des pertes variant entre 0,3 et 10 kg P/ha/an.

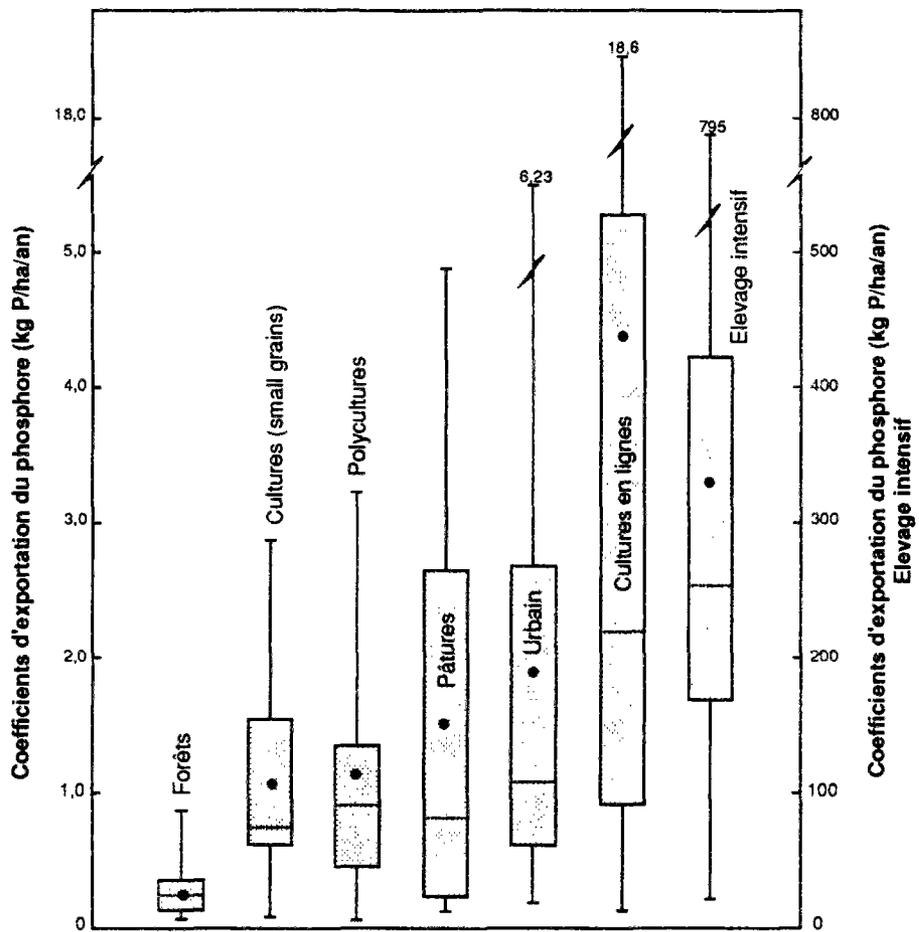


Figure 1.5 : Diagrammes de Box (voir définition figure 3.4) pour les coefficients d'exportation du phosphore total. L'élevage intensif concerne notamment les eaux de ruissellement des aires de stabulation (adaptée d'après Reckhow et al., 1980).

2

MÉTHODOLOGIES D'AIDE À LA GESTION DE LA POLLUTION DIFFUSE D'ORIGINE AGRICOLE

2.1 - GESTION DE LA QUALITÉ DE L'EAU DANS LES BASSINS VERSANTS AGRICOLES

Ce paragraphe décrit les différentes étapes du processus de gestion de la qualité de l'eau dans les bassins versants agricoles afin de situer les apports méthodologiques d'étude dans le contexte global de la gestion.

Le contrôle de la pollution d'origine agricole est un sujet controversé qui illustre un des multiples aspects des conflits ayant lieu dans la gestion des eaux. Bien qu'il soit relativement facile d'identifier l'existence d'un problème de qualité d'eau dans les milieux aquatiques (nappe, rivière ou lac), on ne peut en dire autant de l'évaluation des sources de la pollution, des relations cause-effet, et des méthodologies de contrôle possibles.

Comme nous l'avons vu précédemment, l'agriculture peut constituer une source importante de nuisances pour l'environnement. Si on veut atteindre certains objectifs de qualité, il apparaît important de non seulement s'attaquer aux sources ponctuelles mais aussi aux sources diffuses de pollution. La préoccupation tardive pour les problèmes liés à la pollution diffuse d'origine agricole est principalement due à la difficulté de quantifier les sources, en raison de la nature complexe des différentes formes de ce type de pollution, et à l'incertitude sur l'efficacité des mesures de contrôle.

Nous faisons dans la suite une brève description des principales phases du processus de gestion de la qualité de l'eau sur des bassins versants soumis à la pollution diffuse d'origine agricole, en nous inspirant de Skogerboe (1980), afin que l'on puisse mieux situer les apports des méthodologies d'études dans l'univers global de la gestion.

La gestion de la qualité de l'eau dans les bassins versants agricoles peut être schématisée par les activités suivantes (Thomann, 1987) :

- évaluation du problème ;
- évaluation des alternatives de contrôle ;
- implantation du programme de contrôle ;
- vérification du programme de contrôle.

2.1.1 - Evaluation du problème

La pollution des eaux par des sources diffuses d'origine agricole peut être décelée et prise en compte après des événements spectaculaires tels que les développements incontrôlés d'algues ou les mortalités de poissons ou encore l'interruption de l'approvisionnement en eau potable de collectivités. Mais, d'une façon générale, l'existence d'un réseau de mesure permet une meilleure évaluation préalable indispensable à une bonne gestion.

Une fois détecté un problème de qualité de l'eau ou sa potentialité, le premier pas est de déterminer l'impact résultant de cette pollution, c'est-à-dire si certaines fonctions ou usages de l'eau sont affectés par les concentrations ou les flux des polluants.

Cette phase de la gestion comprend deux objectifs majeurs : (1) déterminer les sources de la pollution, leurs importances et les mécanismes de transport des polluants et (2) évaluer les risques pour l'homme et pour l'écosystème, en l'absence de mesure de contrôle.

Une fois cette étape accomplie on devrait être apte à définir les objectifs possibles en terme d'usage et de qualité de l'eau.

2.1.2 - Evaluation des alternatives

Les méthodes de contrôle de la pollution diffuse d'origine agricole peuvent être classées en deux groupes (Frere et al., 1977) : (1) méthodes applicables à grande échelle (e.g., éducation, subventions, taxation, redevances, réglementation, ...) et (2) techniques agricoles conservatrices ("*best management practices*"). Nous nous plaçons ici dans un cadre régional, à l'échelle des bassins versants ruraux et toute l'analyse qui suit correspond aux solutions d'ordre technique.

La première étape consiste à identifier et déterminer l'efficacité de toutes les solutions appropriées à la minimisation du problème parmi toute la panoplie des solutions potentiellement envisageables.

Plusieurs études (e.g., Stewart et al., 1975, 1976 ; Hénin, 1980 ; Switzer-Howse, 1982 ; Bos, 1983) font référence aux solutions techniques potentielles connues afin de réduire les sources agricoles en sédiments, nutriments et pesticides. Ces techniques sont premièrement dirigées vers le contrôle de l'érosion, la modification du bilan hydrique du sol et la gestion des apports en fertilisants et pesticides. Skogerboe (1980) attire l'attention sur l'existence des interactions importantes entre ces différents types de pratiques, qui peuvent affecter le choix d'une pratique particulière pour une situation donnée.

L'identification des sources de polluants agricoles, l'importance de chaque source et les mécanismes de transports de ces polluants sont donc essentiels pour la sélection des solutions.

L'ensemble des solutions potentielles pour chaque polluant doit être filtré afin de déterminer parmi ces techniques lesquelles sont appropriées au problème posé. Une fois le choix fait, les solutions appropriées doivent être classées en fonction de : (1) l'efficacité des techniques pour améliorer la qualité d'eau du milieu récepteur, (2) la relation coût-avantage de chaque solution appropriée et (3) l'espérance d'acceptation par les agriculteurs.

A partir de la liste des techniques prioritaires, il est encore envisageable de réaliser une évaluation sur le terrain de certaines de ces techniques. Ces tests, à l'échelle de la parcelle, ont quatre fonctions principales : (1) vérifier si oui ou non ou dans quelles conditions les pratiques sont acceptables pour les agriculteurs, (2) fournir des données réelles pour l'analyse coût-avantage, (3) servir de démonstration à d'autres agriculteurs et (4) servir de support à la formation et à la sensibilisation du personnel d'assistance technique.

2.1.3 - Implantation du programme de contrôle

La troisième phase du planning est l'implantation des techniques agricoles conservatrices. Cette étape implique d'en définir préalablement : (1) les objectifs de qualité attendus, (2) le risque de contamination toléré et (3) la stratégie de contrôle optimal.

Dans la réalité, l'implantation du programme sera une combinaison de mesures techniques et des mesures institutionnelles (e.g., éducation, subvention, taxation, redevances, réglementations, ...).

Un élément fondamental dans l'implantation d'un programme de réduction de la pollution diffuse d'origine agricole est la participation effective des agriculteurs. Il ne faut pas oublier qu'ils peuvent convaincre d'autres agriculteurs beaucoup plus efficacement que des techniciens.

Des documents d'information et d'éducation doivent aussi être préparés pour les agriculteurs, qui, d'une façon claire et visuellement agréable, définissent le problème, expliquent ses conséquences, analysent les facteurs influençant la charge diffuse, présentent les solutions alternatives et montrent les coûts et les bénéfices des solutions.

2.1.4 - Vérification du programme de contrôle

Un réseau de suivi de la qualité de l'eau doit être mis en place afin que l'impact du changement des pratiques puisse être mesuré. Un "feedback" est nécessaire non seulement au personnel technique mais aussi aux agriculteurs afin qu'on puisse promouvoir : (1) l'adéquation des moyens techniques mis en oeuvre, (2) l'amélioration de l'exploitation et de la gestion des éventuels aménagements, (3) l'évaluation des coûts et des bénéfices du programme et (4) la comparaison entre les résultats et les objectifs. La crédibilité auprès des agriculteurs est étroitement liée au perfectionnement et à l'adéquation permanente du programme.

2.2 - OBJECTIFS DES MÉTHODES

Ce paragraphe décrit les problèmes posés aux gestionnaires de l'eau parmi lesquels les modèles mathématiques sont susceptibles d'apporter une aide à la solution. Les sous-chapitres suivants présentent les principales techniques d'aide à la gestion de la pollution diffuse dans les bassins versants agricoles. Ils permettront de situer la modélisation mathématique par rapport aux autres techniques et d'apprécier leurs complémentarités et les apports nouveaux.

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

a. Diagnostic du problème

- calcul des flux polluants ;
- calcul du risque lié au dépassement d'une concentration seuil.

b. Evaluation du problème

- détermination et quantification des sources de polluants ;
- description des mécanismes de transport des polluants.

c. Evaluation des alternatives

- choix des pratiques techniquement appropriées ;
- détermination de l'efficacité des techniques alternatives ;
- détermination de la relation coût-avantage des techniques.

Les outils pourront être différents en fonction du (des) type(s) d'impact à prendre en considération. L'impact de la pollution diffuse sur le milieu aquatique se fait sentir par : (1) le flux du polluant, (2) la concentration du polluant ou (3) le flux et la concentration du polluant. Nous donnerons trois exemples pour illustrer ces trois cas de figure.

Pour le premier, il s'agit de l'apport de phosphore aux lacs. Les concentrations en phosphore rencontrées dans l'environnement ne présentent pas en soit une toxicité vis-à-vis, ni de la flore et la faune aquatique, ni de l'homme. Cependant, c'est la charge en phosphore vers les lacs qui représente une menace de dégradation pour la qualité de l'eau. Dans ce cas, c'est l'estimation du flux de phosphore qui va intéresser le gestionnaire de l'eau.

Les concentrations en nitrates, en pesticides et parfois de matières en suspension sur une prise d'eau potable en rivière sont des exemples où ce sont les concentrations maximales atteintes par le polluant et/ou la durée de dépassement d'un seuil qui vont être les données importantes du problème.

Pour le troisième exemple, il s'agit des matières en suspension ou des nitrates. Pour les MES, quand le problème posé est l'envasement des lacs et des réservoirs, on s'intéressera non plus aux concentrations mais au flux

du polluant. Dans les cas des nitrates, pour l'étude de l'eutrophisation des milieux aquatique, on s'intéressera aux flux et non aux concentrations du polluant.

Les problèmes décrits ci-dessus peuvent être traités par l'utilisation des modèles mathématiques mais il existe d'autres techniques possibles. Par la suite nous commençons par la présentation de ces dernières, avant de passer aux modèles proprement dits.

2.3 - CALCUL DES FLUX

Ce paragraphe décrit les principales techniques de calcul des flux polluants à l'exutoire des bassins versants ne faisant pas appel à un modèle mathématique de simulation.

Le flux d'un polluant à l'exutoire d'un bassin versant est généralement calculé à partir du suivi de la concentration de la substance concernée dans le cours d'eau et du débit. Le flux instantané est donc par définition le produit entre la concentration, C , et le débit, Q , et, par conséquent, le flux, F , apporté au cours d'une période, T , (e.g., l'année) est donné par :

$$F = \frac{1}{T} \int_0^T C Q dt \quad (2.1)$$

Si on dispose des données en continu de la concentration et du débit, l'évaluation numérique de cette intégrale est très simple.

Un réseau de suivi de la qualité de l'eau comprend le prélèvement à une certaine fréquence d'un échantillon d'eau à analyser afin de déterminer la concentration d'un ou de plusieurs polluants dans l'eau. La fréquence d'échantillonnage peut varier de quelques minutes à une fréquence annuelle. Le prélèvement peut être instantané, c'est-à-dire que la concentration mesurée correspond à une valeur ponctuelle à un instant t . Il peut aussi être composé, c'est-à-dire qu'on prélèvera soit une fraction d'eau constante instantanée à une certaine fréquence (e.g., à chaque heure) soit périodiquement une fraction d'eau variable proportionnelle au débit; ensuite on composera un échantillon moyen qui sera la somme des fractions d'eau. On obtient ainsi une concentration moyenne pour la période intégrée qui est, soit la moyenne des concentrations instantanées, soit la concentration moyenne pondérée par les débits (i.e., charge sur la période divisée par le volume écoulé sur la période).

Afin de pouvoir calculer des flux polluants dans les cours d'eau il est nécessaire de disposer d'une mesure du débit. Celle-ci peut être obtenue par : (1) mesure instantanée au moment du prélèvement, (2) enregistrement continu des hauteurs d'eau dans la rivière à l'endroit du prélèvement, (3) corrélation avec une ou plusieurs stations de jaugeage avoisinantes, ou (4) corrélation avec la mesure de la pluie sur le bassin, au cas où il n'existe aucune station de jaugeage.

Dans la pratique, on est très souvent confronté à une absence de séries chronologiques de données de qualité d'eau. Par ailleurs, dans les sites où on dispose de mesures, la fréquence d'échantillonnage est généralement insuffisante pour bien appréhender le problème.

Outre les erreurs induites par l'échantillonnage et par les méthodes analytiques, le calcul du flux se heurte très souvent à des séries de données courtes et souvent interrompues, avec une fréquence de prélèvements parfois irrégulière, à des distributions des concentrations généralement très dissymétriques et autocorrélées pour lesquelles l'approximation normale est impossible (Dupraz, 1984). Le noeud du problème est alors d'estimer un flux polluant, le plus proche du flux "réel", à partir des séries de données imparfaites ou même inexistantes.

Nous allons décrire les méthodes usuelles de calcul de flux sur les cas les plus souvent rencontrés, c'est-à-dire : (1) absence de données de concentrations et de débits, (2) données ponctuelles de concentrations et de débits, (3) absence des données de concentrations et données de débits en continu, et (4) données ponctuelles de concentrations et données de débits en continu.

2.3.1 - Absence de données de débits et de concentrations

2.3.1.1 - Coefficients d'exportation

Cette méthode consiste à recenser les sources ponctuelles et diffuses du bassin versant et à attribuer à chacune un coefficient d'émission de polluants (en général annuel) par individu, s'il s'agit des hommes ou des animaux, par unité fabriquée, s'il s'agit des industries, ou par unité de surface, s'il s'agit des pollutions diffuses. Ces coefficients sont soit repris de la littérature (e.g., McElroy et al., 1976; Reckhow et al., 1980), soit repris sur des études de bassins versants ou de zones représentatives. La formulation générale du flux, F , devient donc :

$$F = \sum_k CE_k N_k \quad (2.2)$$

où k est le nombre de sources polluantes, CE_k est le coefficient d'exportation pour le k -ième type de source et N_k est le nombre d'unités polluantes pour le k -ième type de source. L'exemple 2.1 illustre le calcul de la perte spécifique en azote sur un bassin par les coefficients d'exportation. Ceux-ci peuvent exprimer la perte spécifique de toutes les formes chimiques du polluant confondues ou être spécifiques de la phase dissoute ou particulaire.

Les avantages de cette méthode sont sa simplicité, sa rapidité et son faible coût. Les partisans de son emploi la justifient par la difficulté que représente l'utilisation d'autres méthodologies plus complexes et le manque de données pour leur emploi (Grobler et Silberbauer, 1985).

Comme nous l'avons montré dans le paragraphe 1.3, les coefficients d'exportation ont une très grande variabilité car la perte des polluants n'est pas seulement influencée par le type d'occupation du sol mais aussi par de nombreux autres facteurs (e.g., régime hydrologique, conditions climatiques, drainage, géologie, topographie, type de sol, pratiques agricoles, ...).

Rast et Lee (1983), en étudiant 38 bassins versants de lacs aux USA, estiment que les flux en azote total et en phosphore total calculés à partir des coefficients d'exportation se situent dans une fourchette de \pm un facteur 2 des flux réellement observés. Néanmoins, Reckhow et al. (1985) estiment que le choix des coefficients dépend de l'expertise de l'utilisateur et par conséquent l'incertitude de la méthode devient donc indéterminable.

Exemple 2.1 : Calcul du flux en azote et du phosphore du bassin versant de Méléarchez par des coefficients d'exportation.

Données de base :	surface :	700 ha
	zones urbaines :	15 ha
	forêts :	20 ha
	pâtures :	60 ha
	cultures :	605 ha

Coefficients d'exportations d'après Reckhow et al. (1980) :

zones urbaines :	5,50 kg N/ha/an et 1,10 kg P/ha/an
forêts :	2,46 kg N/ha/an et 0,21 kg P/ha/an
pâtures :	5,19 kg N/ha/an et 0,81 kg P/ha/an
cultures :	9,00 kg N/ha/an et 0,76 kg P/ha/an

$$L_N = \sum_k CE_k N_k = (15 \times 5,50) + (20 \times 2,46) + (60 \times 5,19) + (605 \times 9,00) = 5\,888 \text{ kg N/an}$$

$$L_P = \sum_k CE_k N_k = (15 \times 1,10) + (20 \times 0,21) + (60 \times 0,81) + (605 \times 0,76) = 529 \text{ kg P/an}$$

$$\text{Flux spécifique d'azote} = L / \text{surface} = 5\,888 / 700 = 8,4 \text{ kg N/ha/an}$$

$$\text{Flux spécifique du phosphore} = L / \text{surface} = 529 / 700 = 0,76 \text{ kg P/ha/an}$$

2.3.1.2 - Fonctions de charge

Les fonctions de charge ("loading functions") constitueraient un compromis entre l'empirisme des coefficients d'exportation et la complexité des modèles mathématiques de simulation. Elles partent du principe que les données météorologiques (*i.e.*, précipitations, température, durée d'ensoleillement, ...) sont plus abondantes que les données des débits. Ainsi, en partant des données de précipitations, on calcule par des modèles empiriques (*e.g.*, équation du Soil Conservation Service - CNSCS et équation universelle des pertes de sols, USLE) les débits et l'érosion des sols (Q_{kt} et X_{kt}). La formulation générale du flux polluant devient donc :

$$FD = \frac{1}{T} \sum_k TD_k \left(\sum_t Cd_{kt} Q_{kt} \right) \quad (2.3)$$

$$FS = \frac{1}{T} \sum_k TS_k \left(\sum_t Cs_{kt} X_{kt} \right) \quad (2.4)$$

$$F = FD + FS$$

où FD et FS sont respectivement les flux dissous et particulaire du polluant sur une période donnée (*e.g.*, mois ou année), Cd_{kt} et Cs_{kt} sont respectivement la concentration du polluant dans la phase dissoute et particulaire pour la k -ième source de pollution au jour t , Q_{kt} est le débit pour la k -ième source au jour t , X_{kt} est l'érosion des sols pour la k -ième source au jour t , et TD_k et TS_k sont respectivement les rapports de restitution de la fraction dissoute et particulaire. Le rapport de restitution est défini comme le quotient entre la perte du polluant à l'exutoire du bassin et la perte du polluant au niveau de la source (*e.g.*, la parcelle agricole). Les valeurs de Cd , Cs , TD et TS sont déterminées à partir des données de la littérature ou des expérimentations sur des parcelles. Nous renvoyons à Mills et *al.* (1985), McElroy et *al.* (1976), et Haith et Shoemaker (1987), Haith et Tubbs (1988), pour plus de détails.

Nous verrons par la suite que les fonctions de charge comme celles proposées récemment par Haith et Shoemaker (1987) se rapprochent des modèles de simulation plus complexes. La différence réside dans le fait que les fonctions de charge ne décrivent pas l'évolution des différentes formes du polluant dans le sol ni les mécanismes de transport. Elles se contentent au mieux d'une variation saisonnière (*e.g.*, saison chaude et saison froide) des concentrations du polluant (Cd et Cs) mais restent identiques d'une année à l'autre.

Bien que cette méthode demande uniquement des données météorologiques, Haith et Shoemaker reconnaissent le besoin d'au moins une série courte de données de débits si on veut prendre en compte les pertes du polluant par l'écoulement souterrain.

Cette méthode a été surtout utilisée pour évaluer le flux de MES à l'exutoire des bassins versants (*e.g.*, Bogardi et *al.*, 1986 ; McTernan et *al.*, 1987). Bogardi et *al.* (1985) ont analysé l'incertitude de cet approche (par la méthode de Monte Carlo) dans l'estimation de la charge de MES, pendant plusieurs années, sur six bassins hongrois. Ils observent une erreur relative maximale de l'ordre de 80% pour un niveau de confiance de 0,95.

Pintér et Jolánkai (1982) ont proposé des fonctions des charges pour le calcul des flux spécifique en azote et en phosphore par type d'occupation du sol et en fonction du débit ruisselé à partir d'une analyse des données de la littérature présentées dans une centaine d'études. Ces expressions sont données par :

$$\left. \begin{aligned} F_N &= 0,01370 Q_R \\ F_P &= 0,00059 Q_R \end{aligned} \right\} \quad \text{Forêts et Marécages} \quad (2.5)$$

$$\left. \begin{aligned} F_N &= 0,08240 Q_R \\ F_P &= 0,00310 Q_R \end{aligned} \right\} \quad \text{Agriculture} \quad (2.6)$$

$$\left. \begin{aligned} F_N &= 0,03400 Q_R \\ F_P &= 0,00545 Q_R \end{aligned} \right\} \quad \text{Zones urbaines} \quad (2.7)$$

où F_N et F_P sont respectivement les flux spécifiques annuels de l'azote (kg N/ha/an) et du phosphore (kg P/ha/an) et Q_R est le débit ruisselé annuel (mm/an). Les auteurs ne précisent pas la (les) méthode(s) utilisée(s) pour estimer le débit ruisselé. L'exemple 2.2 illustre le calcul des flux spécifiques annuels de l'azote et du phosphore à Mèlarchez.

Enfin, il nous semble intéressant de signaler les tentatives de corrélérer la concentration en phosphore dissous de l'eau ruisselée avec celle de l'eau du sol obtenue à partir d'une extraction à l'eau salée (0,1 M NaCl) d'un échantillon de sol. Römken et Nelson (1974) et Sharpley et al. (1977) ont observé des relations linéaires entre ces deux concentrations à partir d'un échantillon de sol pris à la surface. Sur des sols drainés, Sharpley et al. (1977) indiquent une bonne corrélation entre la concentration en phosphore dissous de l'eau de drainage et celle obtenue par extraction d'un échantillon de sol prélevé juste au-dessus des drains. Toutefois, la forme des relations n'est pas universelle et varie en fonction du type de sol (Römken et Nelson, 1974) et de l'existence ou absence du drainage (Sharpley et al., 1977), ce qui rend cette méthode tributaire d'un calage sur un nouveau site d'application.

Exemple 2.2 : Calcul du flux en azote et du phosphore du bassin versant de Mèlarchez par des fonctions de charge.

L'application de l'équation du SCS avec la détermination des paramètres sans calage nous conduit (voir paragraphe 10.3.1.1) à un débit ruisselé moyen annuel de 183 mm/an. D'après les équations 2.6 pour les bassins agricoles on a :

$$F_N = 0,0824 Q_R = 0,0824 \times 183 = 15,1 \text{ kg N/ha/an.}$$

$$F_P = 0,0031 Q_R = 0,0031 \times 183 = 0,57 \text{ kg P/ha/an.}$$

2.3.2 - Données ponctuelles de concentrations et de débits

Dans ce cas, on dispose de n couples de valeurs de concentration, C , et de débit, Q , sur une période de temps T .

Il est évident qu'*a fortiori*, les méthodes décrites précédemment sont aussi applicables à ce cas de figure. Les méthodes décrites par la suite sont applicables seulement à la période sur laquelle on dispose de données.

Le moyen le plus précis pour évaluer l'intégrale du flux (équation 2.1) est de l'approcher par la somme :

$$F = \frac{1}{T} \sum_i^{T/\delta} C_i Q_i \delta t \quad (2.8)$$

avec un intervalle fixe d'échantillonnage, δt , qui doit être inférieur au temps sur lequel le débit ou la concentration peuvent changer significativement. Ceci peut être une affaire de minutes, heures ou jours en fonction du caractère du cours d'eau.

• **Produit des moyennes**

Le flux moyen, F_p , est égal au produit de la concentration moyenne par le débit moyen.

$$F_p = \left(\sum_i^n C_i \right) / n \left(\sum_i^n Q_i \right) / n = \bar{C} \bar{Q} \quad (2.9)$$

• **Moyenne des produits**

Le flux moyen, F_m , est égal à la moyenne des flux instantanés.

$$F_m = \left[\left(\sum_i^n (C_i Q_i) \right) \right] / n = \overline{CQ} \quad (2.10)$$

Ces deux méthodes sont d'autant plus imprécises que les débits et les concentrations sont variables dans le temps et que l'intervalle entre deux mesures est long.

Les concentrations en solutés variant en général au sein d'une plage relativement étroite (Walling, 1984), particulièrement si on compare avec les concentrations de matières en suspension, le principal facteur dégradant de ces méthodes de calcul des flux de solutés est l'estimation du débit moyen par la moyenne des débits ponctuels mesurés.

Par contre, pour des polluants ayant des variations importantes de concentrations en fonction du débit (*e.g.*, MES et phosphore particulaire) ces méthodes et plus particulièrement le produit des moyennes tendent à sous-estimer le flux, si la concentration augmente avec le débit, et à surestimer le flux, si la concentration diminue avec le débit. Cette tendance est due au fait qu'une relation inverse entre la concentration et le débit correspond à une concentration moyenne pondérée par le débit plus petite que la simple moyenne arithmétique des concentrations, le contraire s'appliquant aux concentrations proportionnelles aux débits. Walling et Webb (1985), en étudiant le flux de MES sur la rivière Exe (UK) avec des fréquences d'échantillonnage de 7, 14 et 28 jours, ont remarqué une sous-estimation systématique mais une variabilité moindre pour le produit des moyennes et une bonne estimation moyenne du "vrai" flux mais avec une grande dispersion pour la moyenne des produits. Nous verrons dans le paragraphe 2.3.4 les raisons de ce comportement.

2.3.3 - Absence de données de concentrations et données de débits en continu

Outre les méthodes décrites dans le paragraphe 2.3.1.1 où les fonctions de charge peuvent être améliorées en utilisant les débits mesurés et non ceux calculés, il est également possible d'utiliser des modèles statistiques.

• Modèles statistiques

Les modèles statistiques linéaires ou non-linéaires consistent en une régression entre le flux polluant et des variables explicatives, la plus souvent utilisée étant le débit. Ces modèles partent du principe que les relations obtenues à partir des données d'un (ou des plusieurs) site(s) sont extrapolables sur d'autres bassins.

Cette approche a été surtout employée pour calculer le flux de MES à l'exutoire d'un bassin (*e.g.*, Flaxman, 1972 ; Dendy et Bolton, 1976 ; Weber *et al.*, 1976) aux U.S.A. Grobler et Silberbauer (1985) prétendent avoir une bonne explication de la variance des flux en phosphore total et en phosphore soluble avec des régressions linéaires entre le flux polluant et le débit à condition qu'on regroupe ces bassins en fonction de la géologie et du type de source polluante (*i.e.*, ponctuelle ou diffuse) et les expressions ainsi obtenues seraient donc généralisables.

Andrews *et al.*, (1985) ont essayé sur plusieurs bassins diverses régressions multiples entre les concentrations en phosphore total et dissous et diverses variables explicatives basées sur le débit (*e.g.*, débit moyen journalier, log-débit, débit moyen de trois jours précédents, ...) et aussi fonction de la saison. Tous ces modèles ont une tendance à surestimer les concentrations faibles et sous-estimer les concentrations fortes. Aucune expression générale n'a été obtenue.

Les données présentées par Belamie (1986) de l'estimation du flux en azote nitrique et en phosphore dissous sur différents bassins versants français montrent bien l'impossibilité d'obtention d'un modèle linéaire général explicatif dont la variable explicative soit simplement le débit. Les résultats médiocres obtenus par Bogardi *et al.* (1986) pour l'estimation du flux de MES sur six bassins hongrois vont dans le même sens.

2.3.4 - Données de débits en continu et données ponctuelles de concentrations

Si on ne dispose pas des concentrations sur un pas de temps, δt , suffisamment court, il existe trois grandes options pour le calcul des flux : (1) utiliser l'équation 2.8 avec δt remplacé par un pas de temps, Δt , plus long, sur lequel on a des données (méthodes par interpolation), et (2) utiliser des relations simples entre la concentration, C , et le débit, Q , pour estimer les valeurs non mesurées de C sur le pas de temps voulu, δt (méthodes par extrapolation).

2.3.4.1 - Méthodes par Interpolation

La formulation générale pour le calcul des flux d'un polluant dans ce cas est :

$$F = \frac{1}{T} \sum_i^n C_i Q_i \quad (2.11)$$

où C_i est l' i -ème valeur de la concentration et Q_i est le débit correspondant.

A partir de cette formulation on obtient d'innombrables variantes en fonction de la manière de découper la période et de la pondération des concentrations, des débits et des flux dans le calcul des valeurs moyennes.

En ce qui concerne la manière de découper la période, on a trois cas possibles. Si le nombre d'intervalles de découpage est supérieur au nombre de données de concentration (cas 1) on reconstitue les concentrations manquantes par interpolations linéaires entre deux mesures.

Si le nombre d'intervalles de découpage est égal au nombre des données de concentrations (cas 2), l'intervalle est généralement défini comme la moitié de la période entre mesures (si les mesures ne sont pas réalisées à des pas de temps réguliers, l'intervalle de découpage sera donc variable).

Finalement, si le nombre d'intervalles de découpage est inférieur au nombre de données de concentrations, (cas 3), on procède à une pondération de la concentration sur l'intervalle.

Les découpages usuellement utilisés sont très divers : journaliers, hebdomadaires, décennaires, mensuels, trimestriels, semestriels, saisonniers, et annuels.

Il existe diverses techniques de pondération de la concentration sur l'intervalle de découpage : on peut soit calculer la moyenne arithmétique des concentrations instantanées soit calculer la moyenne pondérée sur l'intervalle. On utilise souvent la pondération par les débits instantanés ou par les débits moyens sur un pas de temps réduit autour de la mesure de concentration, le plus souvent journalier.

Le débit sur l'intervalle de découpage peut être soit égal au débit instantané correspondant à la mesure de concentration (cas 1 et 2), ou à la moyenne des débits instantanés (cas 3) ou encore égal au débit moyen sur l'intervalle obtenu par l'intégration de l'hydrogramme (cas 1, 2 et 3).

Pour finir, pour de longs intervalles de découpage (cas 3) au lieu de faire une pondération sur la concentration ou le débit, on peut réaliser la pondération sur le flux.

Cette multitude de cas de figure conduit à un très grand nombre de méthodes de calcul des flux. L'exemple 2.3 illustre quelques une de ces méthodes.

Lorsque l'échantillonnage est fortement biaisé, (*i.e.*, une plage de débits sous-échantillonnée par rapport à une autre) des méthodes de calcul du flux utilisant des estimateurs par ratio sont proposées (*e.g.*, Preston et *al.*, 1989) dont le plus employé est l'estimateur par ratio de Beale. Cette méthode fait intervenir de façon plus complète l'information sur les débits (par l'intermédiaire du débit moyen calculé à partir de l'intégration de l'hydrogramme mesuré en continu) et introduit un terme correctif visant à réduire le biais de l'échantillonnage. On remarque que si le nombre de jours où on dispose de données de concentration (n) augmente, l'influence du terme correctif du biais diminue.

$$F = \bar{Q} \cdot \frac{\bar{F}_i}{\bar{Q}_i} \cdot \underbrace{\frac{1 + \frac{1}{n} \left[\frac{Cov(F_i, Q_i)}{\bar{F}_i \bar{Q}_i} \right]}{1 + \frac{1}{n} \left[\frac{Var(Q_i)}{\bar{Q}_i^2} \right]}}_{\text{terme correctif adimensionnel}} \quad (2.12)$$

où \bar{Q} est le débit moyen sur toute la période, \bar{F}_i est le flux moyen instantané, \bar{Q}_i est le débit moyen instantané, n est le nombre de données de concentration, $Cov(F_i, Q_i)$ est la covariance du flux et du débit instantanés et $Var(Q_i)$ est la variance du débit instantané.

Exemple 2.3 : Prenons le cas où on veut calculer le flux annuel d'un polluant (i.e., intervalle de découpage annuel) et où on dispose d'une concentration instantanée mensuelle et des données du débit en continu. On se trouve donc dans le cas 3, c'est-à-dire nombre d'intervalles de découpage (1) inférieur au nombre des données de concentration (12).

La première méthode consiste à réaliser une pondération par moyenne arithmétique de la concentration et du débit.

$$F = \left(\sum_i^{12} \frac{C_i}{12} \right) \cdot \left(\sum_i^{12} \frac{Q_i}{12} \right)$$

où C_i et Q_i sont respectivement la concentration et le débit instantanés pour i -ème mois.

La deuxième méthode, le débit est non plus la moyenne des débits instantanés mais le vrai débit moyen sur toute l'année, \bar{Q} , obtenu par l'intégration de l'hydrogramme.

$$F = \left(\sum_i^{12} \frac{C_i}{12} \right) \cdot \bar{Q}$$

La troisième méthode pondérera la concentration par les débits instantanés mesurés.

$$F = \left(\frac{\sum_i^{12} C_i Q_i}{\sum_i^{12} Q_i} \right) \cdot \bar{Q}$$

La quatrième méthode utilisera le flux moyen instantané sur toute la période.

$$F = \sum_i^{12} \frac{C_i Q_i}{12}$$

La cinquième méthode, au lieu d'utiliser le débit instantané, prendra le débit moyen mensuel (i.e., le débit moyen entre deux mesures).

$$F = \sum_i^{12} \frac{C_i \bar{Q}_i}{12}$$

Certains auteurs réalisent un découpage par classe de débit en s'assurant que dans chaque classe on dispose d'un nombre minimum de valeurs de concentration. On calcule alors une valeur moyenne de la concentration ou du flux pour chaque classe. Ce découpage suppose implicitement qu'il existe une relation entre les concentrations et les débits.

La relation entre le flux réel, le flux calculé par le produit de la concentration moyenne par le débit moyen et le flux calculé par la moyenne des flux instantanés peut être facilement mise en évidence en étudiant la corrélation entre C et Q (Ferguson, 1987). Ainsi, le coefficient de corrélation, r , entre C et Q de l'échantillon (observé) et le coefficient de corrélation de la population (l'ensemble des valeurs observables), ρ , peuvent être écrits par :

$$r = (\bar{CQ} - \bar{C} \bar{Q}) / s_c s_q \quad (2.13)$$

$$\rho = (\mu_{CQ} - \mu_C \mu_Q) / \sigma_C \sigma_Q \quad (2.14)$$

où s et σ sont respectivement l'écart-type de l'échantillon et l'écart-type de la population et μ est la moyenne de la population. Le flux réel, F , sur une période est donné par :

$$F = \mu_{CQ} = \mu_C \mu_Q + \rho \cdot \sigma_C \sigma_Q \quad (2.15)$$

et le flux calculé par la moyenne des flux, F_m , est donné par :

$$F_m = \overline{CQ} = \overline{C} \overline{Q} + r \cdot s_C s_Q \quad (2.16)$$

Donc :

$$F_m = F_p + r \cdot s_C s_Q \quad (2.17)$$

Les statistiques de l'échantillon (\overline{C} , \overline{Q} , s_C , s_Q , et r) peuvent être assez différentes de paramètres correspondants de la population, ce qui explique la grande variabilité constatée par Walling et Webb (1981, 1985). Si \overline{Q} , dans l'expression 2.16, est substitué par la vraie moyenne, μ_Q (e.g., quant on dispose des données de débits en continu), on aura une petite amélioration de la variabilité. Par contre, le flux F_p sera toujours biaisé car il omet le terme de covariance des équations 2.15 et 2.16.

Si la corrélation entre concentration et débit est positive (e.g., les matières en suspension) F_p sera inférieur à F_m et probablement sous-estimera le vrai flux. Pour la plupart des solutés, la corrélation est négative et F_p sera donc supérieur à F_m et probablement surestimera le vrai flux. Dans les deux cas, le biais s'accroît avec l'importance de la corrélation et des coefficients de variation de C et Q .

Au fur et à mesure que le nombre d'échantillons augmente, les statistiques de l'échantillon convergent vers celles de la population et F_m tend vers le flux réel mais F_p reste toujours biaisé.

2.3.4.2 - Méthodes par extrapolation

S'il existe une relation empirique ou une fonction entre la concentration et le débit, l'équation 2.8 peut être transformée en :

$$F = \frac{1}{T} \sum_i^{T/\delta t} \hat{C}_i Q_i \delta t \quad (2.18)$$

où la concentration connue C_i est remplacée par son estimation, \hat{C}_i , à partir de la relation empirique ou de la fonction entre C et Q , pour lequel on dispose de données en continu. Certains auteurs (e.g., Johnson et al., 1976 ; Probst et Bazerbachi, 1986 ; Mizumura, 1989) ont tenté de corrélérer la concentration d'un polluant avec le débit du "ruissellement superficiel" et non avec le débit total à l'exutoire. Ils estiment le débit du ruissellement par décomposition des hydrogrammes.

De très nombreuses variantes existent pour remplacer une concentration non mesurée par celle estimée par le débit. Elles diffèrent par : (1) la structure analytique de la fonction ajustée, (2) le choix éventuel de plusieurs modèles différents qui peuvent être ajustés en fonction de différents critères (temps, classe de débits, sens de variation du débit, ...) et (3) la pondération faite sur les données de débit (débits instantanés, journaliers, décennaires, mensuels, bimensuels, ...). Nous renvoyons à Dupraz (1984) et à Balland (1985a) pour plus de détails sur les divers types de fonctions proposées dans la littérature.

Il convient de prendre garde au biais qui peut être généré lorsque la méthode d'estimation des paramètres de la fonction n'est pas adaptée. L'expression la plus couramment employée est une fonction puissance du type :

$$C_i = a Q_i^b \quad (2.19)$$

Les coefficients a et b sont calculés par régression linéaire (moindres carrés) avec une transformation logarithmique des variables C_i et Q_i . L'équation 2.18 devient :

$$\ln C_i = \alpha + \beta \ln Q_i + \varepsilon_i \quad (2.20)$$

où $\varepsilon \approx N(0, \sigma_\varepsilon^2)$, i.e., l'erreur est une variable aléatoire, normalement distribuée, de moyenne $\mu_\varepsilon = 0$ et de variance σ_ε^2 , comme illustre la figure 2.1a.

L'équation 2.20 transformée en fonction puissance devient :

$$C_i = e^\alpha Q_i^\beta \eta_i \quad (2.21)$$

où $\eta_i = e^{\varepsilon_i}$ est une variable aléatoire, avec une distribution log-normale (figure 2.1b). Dans ce cas, l'écart est multiplicatif au lieu d'être additif comme dans l'équation 2.20. Le biais de l'estimation de C_i dépend donc de l'évaluation de l'espérance $E(e^{\varepsilon_i})$, elle-même dépendante de la distribution de ε . Si ε_i est normalement distribué on a :

$$E(e^{\varepsilon_i}) = \exp(\mu_\varepsilon + \sigma_\varepsilon^2/2) \quad (2.22)$$

Si la moyenne de ε est égale à zéro, le biais est donc égal à :

$$E(\eta_i) = \exp(0,5 \sigma_\varepsilon^2) \quad (\text{logarithme naturel}) \quad (2.23)$$

$$E(\eta_i) = \exp(2,65 \sigma_\varepsilon^2) \quad (\text{logarithme décimal})$$

On peut noter que $E(\eta_i)$ n'est pas égal à l'unité à l'exception du cas où la variance des écarts est nulle, c'est-à-dire un ajustement parfait par le modèle linéaire. Quand la variance est plus grande que zéro, le biais est plus grand que 1 ($E(\eta_i) > 1$).

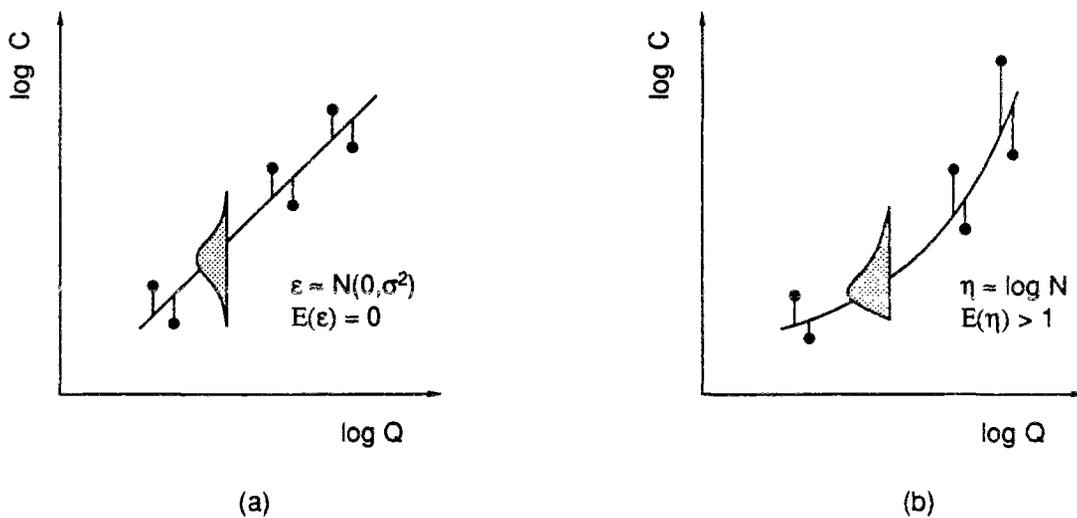


Figure 2.1 : Représentation des écarts dans une régression linéaire (a) et non linéaire (b).

Ceci montre que l'estimation des paramètres a et b de l'équation 2.19 par une transformation logarithmique produit une sous-estimation systématique des concentrations C_i . Certains auteurs (*e.g.*, Ferguson, 1986 ; Kock et Smillie, 1986 ; Cohn *et al.*, 1989) proposent des coefficients afin de corriger ce biais.

2.3.5 - Comparaison des différentes méthodes de calcul des flux

Nous nous contenterons ici de relever les principales conclusions des études (*e.g.*, Dolan *et al.*, 1981 ; Walling et Webb, 1981 et 1985 ; Dupraz, 1984 ; Ferguson, 1987 ; Richards et Holloway, 1987 ; Young et DePinto, 1988 ; Preston *et al.*, 1989) qui ont essayé d'évaluer la précision des différentes méthodologies d'estimation d'un flux polluant. Pour les diverses approches d'évaluation de la précision des méthodes d'interpolation et d'extrapolation décrites précédemment, nous renvoyons à Dupraz (1984).

• Méthodes d'Interpolation

- Les méthodes qui ne pondèrent pas les concentrations par les débits introduisent par définition un biais systématique et sont donc à éviter.
- La justesse et la reproductibilité augmentent généralement avec la fréquence d'échantillonnage.
- La méthode par estimateur de Beale donne les résultats les moins biaisés.
- Un échantillonnage stratifié (ou échantillonnage par événement), c'est-à-dire, une division de la population en classes avec échantillonnage dans toutes les classes afin d'avoir une estimation de toute la population, peut améliorer substantiellement la justesse et la reproductibilité de la méthode.
- Les méthodes d'interpolation présentent une grande variabilité et un ordre de grandeur de la dispersion serait \pm un facteur 2.
- Les petits bassins présentent une variabilité des concentrations et des débits beaucoup plus importante que les grands bassins. Par conséquent, un échantillonnage plus fréquent est nécessaire pour diminuer la dispersion des estimations des flux.

• Méthodes d'extrapolation

- Les transformations logarithmiques utilisées pour linéariser une fonction puissance du type $C = aQ^b$ introduisent un biais systématique qui tend à sous-estimer les flux. Ce biais est d'autant plus important que la corrélation entre les variables transformées est faible. Les résultats de la concentration obtenue par l'inverse de la transformation représente la médiane de C pour un Q donné et non la moyenne.
- Les coefficients proposés dans la littérature pour corriger ce biais donnent de bons résultats à condition que les hypothèses sous-jacentes soient respectées, *i.e.*, indépendance des observations, homocédasticité (*i.e.*, invariance de l'écart type des résidus, quelle que soit la valeur de Q) et distribution normale des écarts de la fonction transformée [$\ln C = f(\ln Q)$]. Le non-respect de ces hypothèses peut produire des surestimations importantes quand les coefficients de corrections sont employés.
- Les résultats des méthodes d'extrapolation sont supérieurs aux méthodes d'interpolation si et seulement si la corrélation entre concentration et débit est significative. Des inconsistances dans la corrélation pourront provoquer des erreurs très importantes.
- Les résultats peuvent être améliorés si on réalise des régressions par classe de débits (*e.g.*, bas et forts débits) mais une fois de plus les résultats dépendent de l'existence d'une bonne relation entre C et Q .

2.4 - ESTIMATION DU RISQUE LIÉ AU DÉPASSEMENT D'UNE CONCENTRATION

Ce paragraphe présente brièvement les différentes étapes du processus d'analyse du risque lié à l'introduction d'une substance dans l'environnement afin de mieux situer les méthodes d'évaluation du risque exposition. Des exemples d'analyse statistique du risque d'exposition sont décrits par la suite.

Les polluants agricoles d'origine diffuse peuvent représenter un danger pour la santé humaine et pour le biotope aquatique. Les effets se font sentir soit à long terme (effets chroniques) soit à court terme (effets aigus). Par exemple, la sédimentation lente de MES sur des frayères constitue une nuisance pour la reproduction des poissons (effet chronique) mais des concentrations élevées de MES peuvent provoquer l'asphyxie de poissons (effet aigu). Du point de vue d'un traiteur d'eau le dépassement de la concentration limite en nitrates des eaux destinées à la consommation humaine peut être assimilé à un effet aigu. Par contre, le gestionnaire de l'eau préoccupé par l'eutrophisation s'intéressera d'avantage aux effets chroniques de la pollution par les nitrates. On pourrait multiplier ces exemples si le problème considéré touche la perte de pesticides des sols agricoles.

Comme les impacts chroniques et aigus sont importants, il faut à la fois s'intéresser aux concentrations moyennes (ou flux moyens) et aux concentrations de pointe.

La prise en compte du risque environnemental associé à un polluant quelconque peut être divisée en 4 étapes (Russell et Gruber, 1987) :

- évaluation des dommages ;
- évaluation des relations doses-effets ;
- évaluation de l'exposition ;
- caractérisation du risque.

L'évaluation des dommages étudie la relation entre l'exposition d'un polluant avec sa toxicité et réalise un jugement qualitatif de la vraisemblance de cette évidence selon qu'elle provient d'une étude épidémiologique ou des expérimentations de laboratoire.

L'évaluation des relations doses-effets étudie la relation quantitative entre une dose du polluant administrée expérimentalement et l'incidence et/ou l'importance des réponses chez les animaux de laboratoire et réalise des inférences sur les effets induits chez l'homme.

L'évaluation des expositions identifie les populations exposées, décrit leur composition et taille et examine les voies de transferts, l'importance, la fréquence et la durée des expositions.

La caractérisation du risque consiste à présenter aux décideurs toute l'information qui contribue à une conclusion sur la nature du risque, son importance, les incertitudes et les principales hypothèses formulées.

Dans le cadre de cette étude, nous allons nous intéresser notamment à la troisième phase de l'analyse du risque, c'est-à-dire la méthodologie utilisée pour prévoir l'occurrence, la fréquence et la durée d'exposition.

La procédure la plus directe pour évaluer le risque est l'étude de terrain par lequel le milieu aquatique est suivi pour évaluer les dommages et ses causes. Les résultats sont *a posteriori* extrapolés ou généralisés. Dans ce cas, le risque est analysé en fonction du dommage observé. Une deuxième approche consiste à analyser le risque en se basant sur l'observation du polluant lui-même et non de ces effets. Dans ce cas, le risque sera évalué seulement à partir de la prévision des dommages potentiels.

Dans les deux cas, le risque ne peut être appréhendé qu'après le dommage ou après qu'on ait identifié et mesuré un polluant. Il semble donc plus prudent de pouvoir évaluer le risque environnemental avant que le polluant n'ait déjà causé de dommage.

L'utilisation de méthodes statistiques classiques pour évaluer le risque se fonde sur l'existence des séries chronologiques de concentrations du polluant. Vue la grande variabilité des concentrations de polluants, il devient donc impératif d'avoir de longues séries afin de pouvoir caractériser correctement les probabilités des concentrations de pointe.

• **Analyse statistique du risque d'exposition**

Une première analyse consiste à évaluer la fréquence d'exposition pour tout l'échantillon de données. La probabilité d'une concentration d'un polluant dans le milieu aquatique peut être approchée par le calcul de sa fréquence d'occurrence. Un moyen classique de représenter cette fréquence est la *courbe de valeurs classées*. Si on dispose, par exemple, de la mesure de la concentration d'un polluant (ou de la valeur simulée) observée chronologiquement avec un pas d'échantillonnage très fin (*i.e.*, les concentrations mesurées dans des intervalles discrets sont représentatives de l'évolution en continu) égal à Δt (*e.g.*, jour), la fonction de distribution de l'échantillon étudié peut être exprimée par le graphique qui associe les concentrations du polluant, C (en abscisse) et la fréquence de non dépassement de la valeur C (en ordonnée), c'est-à-dire, le pourcentage des périodes au cours desquelles les concentrations du polluant sont restées inférieures à C (figure 2.2).

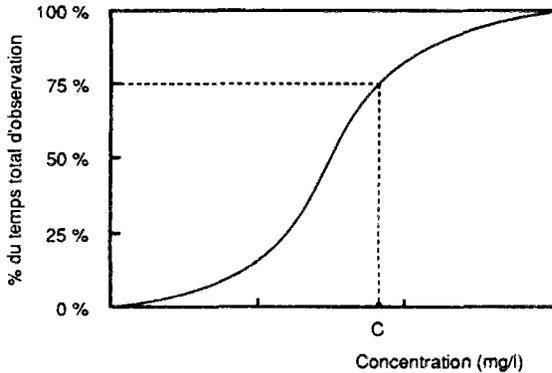


Figure 2.2 : Courbe des valeurs classées d'un échantillon de concentrations.

On dira, par exemple, que, dans la figure 2.2, pendant 75 % du temps les concentrations ne dépassent pas la concentration C . Il est fréquent d'exprimer la probabilité d'un événement en terme soit de la probabilité de dépassement, soit de la durée (ou période) de retour. La relation entre la fréquence de non-dépassement, F , (ou fréquence cumulée) et la durée de retour, T , est donnée par :

$$T = \left[\frac{1}{(1 - F)} \right] \Delta t \quad (2.21)$$

Une fois qu'on a la courbe des concentrations classées, pour un certain polluant, dans un site précis, on peut par exemple dire qu'en moyenne une certaine concentration sera dépassée tout les 10 ans. Dans la figure 2.2 la durée de retour de la concentration C , pour un échantillonnage journalier ($\Delta t=1$ jour), est donc :

$$T = [1 / (1 - 0,75)] 1 = 4 \text{ jours}$$

Si un niveau de concentration peut être lié à un effet sur l'environnement on aura donc le temps de retour du dommage (ou risque).

L'analyse de fréquences peut être aussi réalisée sur des valeurs extrêmes, *i.e.*, les concentrations maximales mensuelles ou annuelles. Dans ce cas, l'ordonnée de la fonction de distribution de probabilités sera le pourcentage du nombre d'événements dont la concentration est restée inférieure à la concentration C .

On peut encore essayer de voir si la distribution identifiée correspond à une distribution connue (*e.g.*, normal, log-normal, exponentielle, gamma, ...) définie par quelques paramètres. L'ensemble des observations pourra alors être représenté par les seuls paramètres de la distribution. Ceci permet un meilleur lissage des résultats et une légère extrapolation au-delà des valeurs observées. Toutefois, deux lois différentes, ajustées de façon aussi satisfaisante à un même échantillon, peuvent conduire à des extrapolations extrêmement différentes.

Une limitation de ce type d'analyse est la perte de l'information sur la séquence historique et la durée des concentrations.

Une possibilité de prendre en compte la durée (Onishi et *al.*, 1982) consiste à faire une analyse de fréquence non plus sur tout l'échantillon, mais fixant des seuils de durée de dépassement des concentrations. Ainsi, on aurait donc des fonctions de distribution valable pour une durée. On dira, par exemple, qu'une concentration, C , pendant une durée, t , (ou supérieur) sera dépassée tous les 10 ans.

Afin de prendre en compte, à quelle période de l'année ont lieu, les événements extrêmes, on peut réaliser l'analyse de fréquence par période (*e.g.*, mois ou saison) et avoir des durées de retour (en années) pour chacun des intervalles choisis.

Pour plus de détails sur l'analyse des fréquences d'évaluation du risque de pollution agricole nous renvoyons à Haith (1987), Onishi *et al.* (1982) et Olsen et Wise (1982).

Par ailleurs, la représentativité des résultats statistiques obtenus à partir des séries courtes de données est toujours suspecte pouvant conduire à de fausses conclusions.

2.5 - DÉTERMINER ET QUANTIFIER LES SOURCES DE POLLUANTS

Une étape importante et très difficile dans la gestion des eaux consiste à identifier et évaluer l'importance des sources naturelles, des sources ponctuelles, des sources diffuses d'origine agricole et des autres sources diffuses. Cette phase est d'autant plus importante que c'est elle qui guidera les décideurs dans l'allocation des ressources humaines et financières destinées à minimiser les problèmes de qualité de l'eau les plus significatifs.

Quatre méthodologies non exclusives sont utilisées dans ce cas : (1) les coefficients d'exportation déterminés à partir de données de la littérature, (2) les fonctions de charge, (3) les bilans entrées-sorties et (4) les coefficients d'exportation déterminés à partir des bassins représentatifs.

Les coefficients d'exportation et les fonctions de charge ont été présentés dans l'item 2.3.1.1.

2.5.1 - Bilans entrées-sorties

Le bilan entrées-sorties revient à considérer le bassin versant comme une "boîte noire" (ou plusieurs "boîtes noires" juxtaposées en fonction des entités géographiques présentes) et essayer de quantifier les entrées et les sorties de la boîte sans chercher à reconstituer le devenir du polluant considéré dans le bassin. En général, on fait une hypothèse de somme nulle pour estimer les termes manquants du bilan.

Cette approche peut être réalisée à deux niveaux: le sol et la rivière. Pour le premier, il s'agit de réaliser le bilan sur une couche du sol (*e.g.*, Belamie, 1983 ; Dupraz, 1984 ; Ferry, 1985). Les termes d'entrées, pour les surfaces agricoles incluent principalement les apports en fertilisant, les apports atmosphériques et la minéralisation nette de l'azote du sol. Les termes de sorties comportent essentiellement les exportations vers les eaux superficielles, les exportations vers les nappes, les exportations par les cultures (figure 2.3a).

Les différents termes du bilan sont soit estimés (fertilisation, exportations par les récoltes, exportations vers les nappes, pertes par voie gazeuse, minéralisation) ou soit calculés (apports atmosphériques, exportations vers les eaux superficielles) ce qui complique l'interprétation compte tenu de la différence de la qualité de l'information collectée selon ces deux voies. Par ailleurs, sur des bassins avec une occupation du sol très hétérogène il devient impossible de déterminer la contribution relative de chacun type d'occupation et l'extrapolation des résultats pour prévoir les sources des polluants sur d'autres bassins reste suspecte.

Le terme sujet à la plus grande incertitude est la perte vers les nappes dont l'appréciation est très difficile. Cette difficulté peut être minimisée dans les bassins versants représentatifs ou expérimentaux en les choisissant de manière à avoir une barrière quasi-imperméable à sa base assurant son "isolation" et un renouvellement des aquifères très rapide (Belamie *et al.*, 1984).

Bien que la variation du stock du polluant dans le système, à long terme, puisse être négligeable (surtout pour les solutés), celle-ci peut jouer un rôle important sur le bilan d'une année à l'autre (*e.g.*, l'année 1976, particulièrement sèche).

Les conditions pour l'utilisation de cette approche sont :

- variation du stock du polluant dans le système (sol, nappe ou rivière) négligeable ;
- estimation fiable du flux polluant à l'exutoire du bassin ;
- pertes vers les nappes profondes et par voie gazeuse négligeables ;
- suivi agronomique ;
- évaluation précise (ou absence) des apports ponctuels.

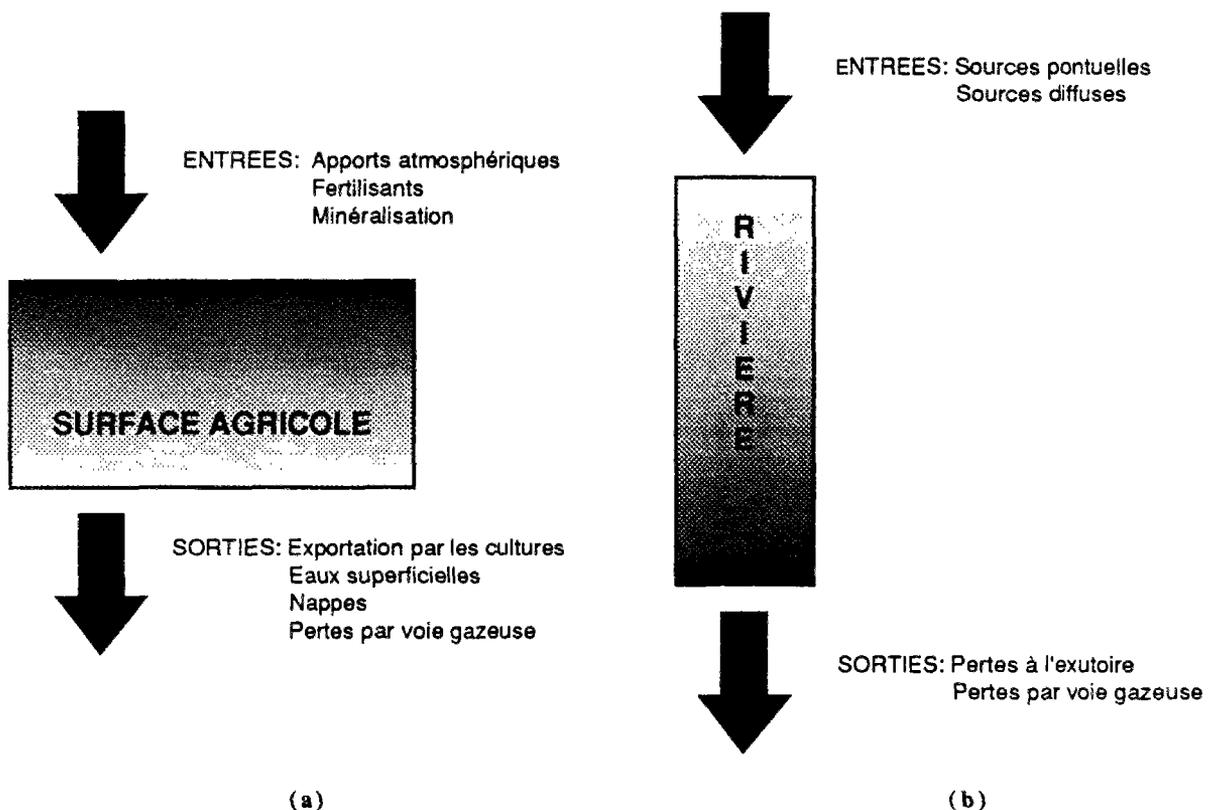


Figure 2.3 : Bilans entrées-sorties des polluants dans un bassin versant.

Si la variation du stock du polluant dans le système (sol, nappe ou rivière) devient importante d'une année sur l'autre, cette approche peut conduire à des conclusions erronées (Pilleboue, 1987). C'est le cas notamment des polluants transportés en suspension comme, par exemple, le phosphore. Pour prendre en compte la variation du stock en rivière, Pilleboue et Dorioz (1986) proposent la réalisation du bilan dans la rivière (figure 2.3b). On admet un flux des sources ponctuelles constant. Quand le flux à l'exutoire est inférieur au flux de sources ponctuelles, le polluant est stocké dans la rivière. En cas contraire, le stock est en partie évacué. Si le stock ne suffit pas à expliquer le flux à l'exutoire, on estime que le polluant est d'origine diffuse. Dans la réalité, les flux instantanés d'un polluant sont un mélange des différentes sources polluantes. Par conséquent, l'hypothèse majeure du bilan en rivière (qui semble être vérifiée) est que sur une grande période d'intégration, (*e.g.*, l'année), la variation de la fraction du stock, dans la rivière, correspondante aux sources diffuses est nulle.

2.5.2 - Bassins représentatifs

L'approche par bassins représentatifs (*e.g.*, Balland, 1985b) consiste dans le suivi des bassins versants, représentatifs des entités géographiques régionales (occupation des sols, topographie, climatologie, ...) dont les sources ponctuelles sont négligeables et dont la seule source polluante est l'apport diffus d'origine agricole. Une fois acquise une série historique de données sur une durée "suffisante" (par exemple, en moyenne 3 ans sur le bassin du lac Léman), on peut arriver à des coefficients d'exportation représentatifs par type d'entité géographique et par la suite estimer les pertes pour un grand bassin (CIPEL, 1988a).

Sur des courtes séries de données, cette méthode a l'inconvénient de ne pas prendre en compte les variations interannuelles. On reste donc tributaire des relations concentrations-débits pour réaliser une extrapolation des résultats.

2.6 - DESCRIPTION DES MÉCANISMES DE TRANSPORT DES POLLUANTS

La description des mécanismes de transport des polluants d'origine agricole consiste à évaluer : (1) le cycle du polluant dans le sol, (2) le moyen par lequel le polluant quitte la source, (3) les cheminements empruntés jusqu'aux milieux aquatiques et les temps de séjour dans chacun des environnements et (4) leur devenir une fois atteints les milieux récepteurs.

En dehors des modèles mathématiques de simulation, la seule méthode possible pour arriver à cette description est l'étude expérimentale sur le terrain (où en laboratoire).

L'étude expérimentale consiste à mesurer sur le terrain les variables de forçage et les variables d'état principales capables de caractériser le système "bassin versant" et postérieurement, au vue des résultats, à décrire le comportement du système.

Compte tenu de la variabilité spatio-temporelle des processus il est impossible de tout mesurer. Par conséquent, un arbitrage doit être donc fait entre l'envisageable et le possible (généralement en fonction du budget disponible). L'expert sera toujours amené à faire des inférences sur une réalité qu'on ne connaît que de façon fragmentaire.

Au-delà du caractère spécifique du site qui représente une expérimentation, du coût et du temps nécessaire pour avoir de longues séries de données, le problème de l'extrapolation des résultats à d'autres régions similaires reste sans réponse.

2.7 - CHOIX DES PRATIQUES TECHNIQUEMENT APPROPRIÉES

La première étape dans les processus d'évaluation des alternatives pour la réduction de la pollution d'origine agricole consiste à identifier parmi tout un arsenal de techniques agricoles potentielles celles appropriées au problème posé.

Cet exercice de "balayage" est hautement dépendant de la qualité du travail accompli dans les phases antérieures (*i.e.*, diagnostic et évaluation du problème) et de l'expertise des participants à cet exercice. La connaissance des sources de pollution, leurs importances et les mécanismes de transport mis en jeu sont essentiels au choix judicieux des techniques appropriées.

Récemment, Magette et *al.* (1989) ont proposé la réalisation d'un système expert dont une des fonctionnalités serait d'aider les gestionnaires aux choix de pratiques agricoles alternatives. L'intelligence artificielle se présente comme une voie quasi-inexplorée qui pourrait être incorporée à la gestion des bassins versants.

2.8 - DÉTERMINER L'EFFICACITÉ DES TECHNIQUES ALTERNATIVES

Ici, une fois de plus, l'expérimentation de terrain et la modélisation apparaissent comme les deux approches envisageables. Toutes les remarques faites dans le paragraphe 2.6 sont également valables dans cette étape de la gestion.

En effet, si la mise en place d'un protocole d'expérimentation s'avère déjà difficile, longue, coûteuse et d'extrapolation douteuse, on peut imaginer ce que représenterait sa répétition pour les différentes pratiques agricoles, bien que ceci soit reconnu comme phase indispensable dans le processus de gestion (*e.g.*, Belamie et *al.*, 1984). Il n'existe à notre connaissance, aucune expérience en cours en France. Ceci est certainement expliqué par la lourdeur de sa mise en oeuvre.

Un autre intérêt que peuvent comporter les modèles mathématiques concerne l'application du principe du pollueur-payeur à l'agriculture. Il est bien connu que l'application de ce principe n'est en général pas aussi simple

dans le cas des sources diffuses de pollution que dans le cas des sources ponctuelles, comme c'est le cas pour la plupart des activités industrielles. Ceci est dû d'une part à la non-existence d'une relation directe de cause-effet entre une pratique agricole et la qualité de l'environnement et d'autre part aux difficultés de mesurer directement le lessivage des nitrates dans chaque exploitation agricole, année après année.

Pour qu'un tel instrument appliqué à l'agriculture soit à la fois équitable et efficace, il nous semble qu'il convient de respecter au moins trois principes de base. Primo, la redevance doit réellement avoir un effet incitatif et encourager les agriculteurs à prendre les mesures nécessaires pour diminuer la pollution qu'il provoque. Secundo, comme on ne peut pas mesurer la pollution émise, il faut s'assurer que justement les moyens mis en œuvre par les agriculteurs engendrons l'amélioration de l'environnement escomptée. Tertio, il faudrait moduler le système de taxation (et/ou la redistribution des fonds perçus) en fonction premièrement de la fragilité du milieu environnant à l'exploitation agricole quant à la pollution et deuxièmement en fonction des conditions physiques défavorables à la mise en place des techniques alternatives.

Pour que l'on puisse appliquer ces deux derniers principes il apparaît fondamental d'établir des relations quantitatives de cause-effet entre les pratiques agricoles et la pollution de l'environnement sans les quelles l'équité et l'efficacité ne peuvent pas être assurées. Les modèles mathématiques de simulation pourraient donc contribuer d'un côté à la mise en forme et à la validation de ces relations et d'un autre côté à mieux évaluer la justesse des moyens mis en œuvre.

2.9 - DÉTERMINER LA RELATION COUT-AVANTAGE DES TECHNIQUES

Une fois déterminé l'efficacité des techniques, le coût de chaque solution alternative doit être estimé.

Il est largement accepté que l'investissement de la part des agriculteurs sur des techniques agricoles conservatrices sera socialement sous-optimal car le coût social des dommages dépasse les bénéfices procurés aux agriculteurs par les techniques de contrôle. Par contre, il y a beaucoup moins de consensus sur la manière exacte d'évaluer le niveau optimal des mesures de contrôle.

Théoriquement, le point optimal serait quand le bénéfice social marginal procuré par les mesures de contrôle est égal au coût de la réduction d'une unité de pollution supplémentaire (coût marginal). Ce schéma suppose que la fonction de dommages causés par la pollution diffuse soit connue et que tous les pollueurs soient bénéficiaires des améliorations de la qualité de l'eau. Evidemment, ce n'est pas le cas.

En effet, les recherches dont le but est l'évaluation de la fonction de dommages de la pollution diffuse d'origine agricole sont très récentes et complexes. A l'heure actuelle, on a simplement un aperçu assez fragmentaire des coûts des dommages (Novotny, 1988). Par ailleurs, les bénéficiaires de l'abattement de la pollution diffuse et les pollueurs sont souvent politiquement et géographiquement séparés. Par conséquent, si on veut respecter les critères d'efficacité économique et d'équité, l'intervention de l'Etat nous semble donc impérative.

Par ailleurs, l'analyse coût-avantage suggère que l'investissement est optimal quand le coût de réduction de la pollution par unité de polluant pour un milieu récepteur donné est inférieur au coût équivalent d'autres techniques de contrôle.

Dans la pratique, pour la grande majorité des cas, on essaye de minimiser une fonction coût des mesures de contrôle pour un objectif de qualité du milieu récepteur donné. L'optimisation est résolue soit par programmation linéaire, soit par programmation stochastique ou soit par programmation dynamique.

2.10 - CONCLUSION

Pour tous les problèmes formulés pendant le processus de gestion de la pollution diffuse d'origine agricole et décrits dans le paragraphe 2.2, les modèles mathématiques de simulation (et de gestion pour ce qui concerne le dernier) peuvent contribuer à la solution et de façon complémentaire aux autres méthodes existantes.

Cette contribution est tributaire, d'une part, des incertitudes dans la simulation du système bassin versant et, d'autre part, de la quantité d'information nécessaire pour un niveau d'incertitude raisonnable.

En ce qui concerne le calcul des flux polluants, dans le cas d'absence de données, les modèles applicables doivent être indépendants d'un calage, c'est-à-dire, les paramètres doivent être déterminés à partir des caractéristiques physiques mesurables du bassin. Si on dispose ou on peut disposer de données de débits et de concentrations, on peut profiter de cette information supplémentaire en utilisant des modèles de simulation dépendants de calibration. Du point de vue du gestionnaire, il apparaît très important d'avoir des critères quantitatifs sur le volume d'information nécessaire à l'utilisation de ces derniers modèles.

Une alternative à l'absence de données pour un traitement statistique du risque d'exposition est le modèle de simulation. La possibilité offerte par les modèles de constituer des séries chronologiques de concentrations à partir des données de pluies mesurées (données de pluies généralement plus abondantes que les données de concentrations) ou à partir de données de pluies générées, nous permet de nous affranchir de l'absence de données à condition, bien sûr, que les distributions de probabilités simulées soient représentatives de celles observées réellement.

La modélisation peut aussi constituer, non seulement un instrument de compréhension du système, mais aussi un moyen d'extrapoler les résultats obtenus sur un site spécifique. Par ailleurs, elle représente une technique de vérification et/ou comparaison des inférences émises à partir des données expérimentales.

L'application des modèles de simulation dans l'évaluation de l'impact des changements de pratiques agricoles sur la qualité de l'eau se heurte à la nécessité d'avoir des formulations mathématiques dont les paramètres ont une relation (déterministe ou empirique) établie avec les caractéristiques physiques du bassin versant. Ici, la crédibilité du modèle figure dans sa capacité de prévoir avec exactitude des situations inconnues.

Enfin, en dépit de la grande potentialité des modèles dans l'aide à la gestion de la pollution d'origine agricole, ils sont rarement utilisés. Cette méfiance de la part des gestionnaires est due, premièrement, à des raisons intrinsèques, *i.e.*, aux incertitudes de la simulation, et, deuxièmement, à des raisons extrinsèques de nature plus comportementale que scientifique. Les raisons extrinsèques de ce manque de crédibilité des modèles seront analysées dans le prochain chapitre. Il apparaît donc fondamental de comparer ces outils entre eux en ce qui concerne leur capacité de répondre aux problèmes posés par les gestionnaires mais aussi par rapport aux autres techniques disponibles. Notre étude a pour objectif de contribuer à la justification des modèles, condition indispensable pour qu'ils puissent éviter de se retrouver dans les "Annales du dilettantisme".

3

LES MODELES MATHÉMATIQUES

3.1 - QU'EST-CE QU'UN MODELE?

Dans ce paragraphe nous allons définir un modèle, dans le sens épistémologique du terme et présenter la notion de niveau de représentation dans la description systémique du "réel".

On peut dire de façon générale qu'un modèle n'est jamais un objet isolé. Il est toujours relationnel : modèle pour quelque chose, modèle de quelque chose, il renvoie à autre chose que lui-même. Par conséquent sa raison d'être est de répondre au(x) problème(s) posé(s) : le modèle n'est rien d'autre que sa fonction (Bachelard, 1979).

Comme le remarquait Bachelard (1938), "*quoi qu'on dise dans la vie scientifique, les problèmes ne se posent pas eux-mêmes, toute connaissance est réponse à une question. S'il n'y a pas eu de question, il ne peut y avoir connaissance scientifique*". C'est la question qui doit déterminer la construction du modèle et non l'inverse et c'est le type de questions qui restreint le mode de modélisation à choisir (Thom, 1979).

Au sens large, on définit un modèle par sa finalité comme tout moyen permettant de raisonner sur un (ou des) phénomène(s) en faisant appel à des entités ou à des processus élémentaires qui sont censés être à leur origine, ou qui permettent de les reconstituer par combinaisons ou assemblages (Jacquet, 1984 ; Delattre, 1979).

La description du comportement de systèmes complexes (e.g., le cycle de l'eau) pour peu que l'on veuille obtenir une certaine finesse ayant valeur explicative, c'est-à-dire, mettant en oeuvre les propriétés de leurs éléments constitutifs, aboutit très vite à une situation inextricable, même si l'on sait écrire les relations auxquelles obéissent les éléments. Le nombre élevé de variables et d'équations entraîne le plus souvent l'impossibilité pratique du traitement théorique. Kartvelishvili cité par Klemes (1982) suggère que le développement d'une théorie causale adéquate des processus hydrologiques devrait être plus exigeant que la théorie de la relativité ou de la mécanique quantique.

Le modèle est donc nécessairement réductionniste de la complexité naturelle. Il est une image de la réalité modélisée par oubli de nombreuses propriétés jugées non pertinentes pour les questions posées (Roche, 1988a). Le choix des processus considérés comme élémentaires, et la combinaison qui en est faite, dépendent, d'une part des connaissances acquises antérieurement, et d'autre part des idées du modélisateur quant à l'origine des phénomènes, autrement dit de son imagination et de son intuition (Delattre, 1979).

En pratique, on réalise un compromis entre la généralité (i.e., propriété d'un modèle d'être transportable à d'autres systèmes du même type), le réalisme et la précision pour rechercher une "représentation simplifiée d'un processus ou d'un système" (définition au sens scientifique du mot modèle dans le dictionnaire Robert).

Parler de parties constitutives, de processus entre ces parties, de décomposition et de reconstitution, introduit naturellement la notion de niveau.

Un bassin versant, par exemple, peut être considéré comme un tout défini par un certain nombre de caractéristiques globales (e.g., le débit à l'exutoire, la surface, ...) dont les variations ou la constance peuvent être observées et décrites dans diverses conditions d'environnement. Il peut aussi être vu comme constitué par l'air, la

végétation, le sol, le sous-sol, la rivière, les lacs, ..., liés entre eux par certaines relations ou fonctions. De la même manière, l'attention peut se déplacer maintenant d'un constituant considéré globalement (e.g., le sol), aux particules de sable, de limon et d'argile qui le composent, ou encore d'une de ces particules aux minéraux qui la constituent. Dans tous les cas, il s'agit d'approches situées à des niveaux différents. Il est à noter que, dans cette acception, la notion de niveau se rapporte à un même domaine du réel appréhendé, soit globalement, soit selon des découpages plus ou moins fins en éléments constitutifs.

L'idée théorique essentielle, liée à la notion de niveau, est celle de la dimension de la description, qui correspond au nombre de variables indépendantes nécessaires pour rendre compte de ce que l'on observe. En principe, plus le niveau de description sera fin, c'est-à-dire plus il fera intervenir de types d'éléments distincts, plus il nécessitera de variables. La prise en considération simultanée d'au moins deux niveaux est en fait une nécessité liée à l'idée même d'explication. Le niveau le plus fin servant de support structural, causal et donc explicatif, à ce qui, au niveau plus grossier, apparaît comme purement sémantique, c'est-à-dire, descriptif.

L'augmentation de dimension de la description, qui résulte de cette recherche d'explication, peut entraîner des difficultés insurmontables. Rendre compte de tous les aspects, qualitatifs et quantitatifs, du comportement d'un bassin versant, par exemple, par une description complète au niveau de chaque molécule d'eau, est une entreprise impraticable. D'un autre côté, on doit constater que le niveau qui donne la meilleure impression d'explication satisfaisante n'est pas généralement le plus fin de ce que l'on peut théoriquement envisager, sous celui qui correspond aux observations. En fait, le réductionnisme bien compris cherche à se fonder sur une description d'un niveau pertinent minimum à partir duquel il est possible de reconstruire le phénomène global étudié.

Parallèlement aux recherches explicatives qui nous entraînent vers des niveaux de description de plus en plus fins, une nécessité opposée se fait également sentir. Il s'agit du développement d'études susceptibles de justifier la réduction de dimension des descriptions, compte tenu de la complexification souvent inextricable que provoquent les changements de niveaux envisageables pour améliorer le caractère explicatif des modèles.

3.2 - PROPRIÉTÉS REQUISES DES MODELES

Nous allons préciser ici quels sont les caractères ou les propriétés d'un modèle susceptibles d'entraîner sa crédibilité, en nous basant sur l'analyse de Delattre (1979). La liste suivante n'est pas exhaustive, mais réunit l'essentiel des caractères et propriétés requises.

3.2.1 - Cohérence rationnelle

C'est, par définition, l'exigence première de tout discours scientifique. En fait, la rationalité nécessaire ne se limite pas à la cohérence interne du discours, fût-il mathématique. A partir du moment où ce que l'on dit doit s'appliquer à un certain domaine du réel, ce qui est bien le cas des modèles, la rationalité exige aussi, et surtout, la cohérence des transcriptions que nous faisons entre les objets ou phénomènes perçus et leur traduction dans le langage théorique choisi. Les défauts de rationalité sont souvent subtilement cachés et sont en réalité beaucoup plus difficiles à déceler qu'il peut sembler à première vue. Par exemple, le traitement de certains systèmes dynamiques à l'aide de conditions de stationnarité ou l'impact de la variabilité spatiale et temporelle des paramètres basés physiquement demanderait en toute rigueur une vérification dont on se passe généralement.

3.2.2 - Ajustement aux données expérimentales

Critère de justification d'un modèle bien évidemment nécessaire mais qui n'est, tout aussi évidemment, pas suffisant. Pour qu'un modèle mathématique puisse être considéré comme un "bon" modèle, il ne suffit pas qu'il fonctionne bien. Il doit fonctionner bien pour de bonnes raisons. Il doit réfléchir, même sous une forme simplifiée, les caractéristiques essentielles du prototype physique qu'il est censé représenter (Klemes, 1986). Les mauvaises raisons pour qu'un modèle en hydrologie fonctionne bien sont décrites dans un article remarquable de Klemes (1982).

Si le caractère non suffisant de l'ajustement aux données observées est généralement reconnu, les conséquences de ce principe sur la pratique de la modélisation sont souvent négligées, le critère d'ajustement tenant fréquemment une place quasi-exclusive dans les arguments de justification des modèles.

3.2.3 - Unicité ou identifiabilité

Ce critère n'est en réalité qu'une autre manière d'exprimer le caractère non suffisant du précédent. S'il est possible de construire plusieurs modèles rendant compte d'un même phénomène, aucun d'entre eux ne peut être justifié sans l'intervention d'autres facteurs que la simple adéquation aux données observées. En dernière instance, la justification implique d'aboutir à un modèle unique pour un niveau de représentation donné et par conséquent, la possibilité d'ajuster les paramètres du modèle à partir de données expérimentales en obtenant un jeu unique de paramètres.

3.2.4 - Minimalité

Dans la lignée du rasoir d'Occam¹, (*i.e.*, si un modèle simple suffit, aucun autre modèle complexe n'est nécessaire) c'est le principe d'économie des moyens utilisés (minimum du nombre de variables et paramètres), ou encore le principe de réduction de l'arbitraire (Thom, 1974). On remarquera toutefois que, en l'absence de ce caractère de minimalité, il deviendrait impossible d'imposer le critère précédent d'unicité. En effet, si un modèle de complexité donnée (entendue ici comme le nombre de variables et de paramètres) permet de rendre compte d'un phénomène, il est toujours possible de trouver une infinité de modèles plus complexes qui en rendent également compte. La minimalité et surtout l'unicité, sont les critères de justification dont le respect est souvent le plus difficile à démontrer.

3.2.5 - Falsifiabilité

La falsifiabilité concerne la possibilité d'introduire des hypothèses dans un modèle, en le modifiant, la validité de ces hypothèses devant pouvoir être confirmée par l'incidence directe ou indirecte sur les observables. Autrement dit, une hypothèse est falsifiable si la logique autorise l'existence d'un énoncé ou d'une série d'énoncés d'observation qui lui sont contradictoires, c'est-à-dire, qui la falsifieraient s'ils se révélaient vrais. Ceci implique obligatoirement l'existence de relations biunivoques entre l'écriture des hypothèses et l'énoncé de leurs conséquences. Cela ne veut pas dire que, toute hypothèse concernant la structure interne d'un modèle particulier, se traduira par des conséquences vérifiables en pratique ; les moyens expérimentaux disponibles peuvent être pour cela insuffisants.

3.2.6 - Pouvoir de prévision

Si les quatre premiers critères concernaient essentiellement la cohérence du modèle et des observations ayant servi à le construire, le pouvoir de prévision est lié à l'extension du domaine de validité. Un modèle nous apparaît d'autant mieux justifié que son champ d'applicabilité s'avère *a posteriori* plus large. Ici, l'argument fréquemment avancé selon lequel des simples modèles statistiques ou "boîte noire" étant souvent plus performants que les modèles conceptuels ou mécanistes, une modélisation plus fine n'est pas justifiée, tombe, car la question ici n'est pas de prévoir précisément des conditions connues (données existantes), mais justement la crédibilité du modèle réside dans la prévision de situations inconnues (non contenues dans des séries disponibles).

3.3 - MISE EN OEUVRE D'UN MODELE

Dans ce paragraphe, nous présentons les différentes étapes dans la mise en oeuvre d'un modèle. Ceci permettra notamment de mieux situer notre travail par rapport à un cadre formalisé du développement des modèles.

Il est probablement vrai que personne ne connaît exactement comment un modèle naît. Néanmoins, il est possible de dégager des étapes méthodologiques, lesquelles peuvent être utiles dans un exercice de mise en oeuvre d'un modèle.

¹Guillaume d'Occam (1290-1349), né à Ockham, franciscain, enseignant à Oxford, fut un philosophe écossais de la première moitié du XIV^e siècle et développa une théorie de la connaissance qu'on appelle le *nominalisme*. Son "rasoir" est une lame qui tranche tout ce qui est inutile, excluant toute "pluralité de raisons". Cette image désigne en fait une règle de méthode qu'on appelle aussi principe d'économie, et qui s'énonce ainsi : "il ne faut pas multiplier les êtres sans nécessité".

Si la construction d'un modèle simplement ajusté aux observations expérimentales est assez aisée, l'élaboration d'un modèle convenablement justifié est au contraire très difficile. Le fait de ne pouvoir aujourd'hui atteindre que rarement la totalité des objectifs fixés par les critères de justification décrits dans le paragraphe précédent ne doit pas empêcher de construire des modèles qui, même insuffisants, guident le travail de réflexion et d'observation. Mais il est au moins aussi utile de savoir apprécier où se situent les insuffisances, afin de pouvoir progresser. Il est essentiel que l'élaboration réaliste des modèles soit une interaction dialectique entre expérience et théorie, comme l'illustre la figure 3.1. La construction d'un modèle n'est pas l'étape finale ou le "bouquet" d'une campagne d'observations. Ces deux activités, théorique et expérimentale, doivent y concourir dans une étroite imbrication, dès le stade de définition du problème : si l'expérience contrôle et valide la théorie, celle-ci à son tour donne sens aux observations.

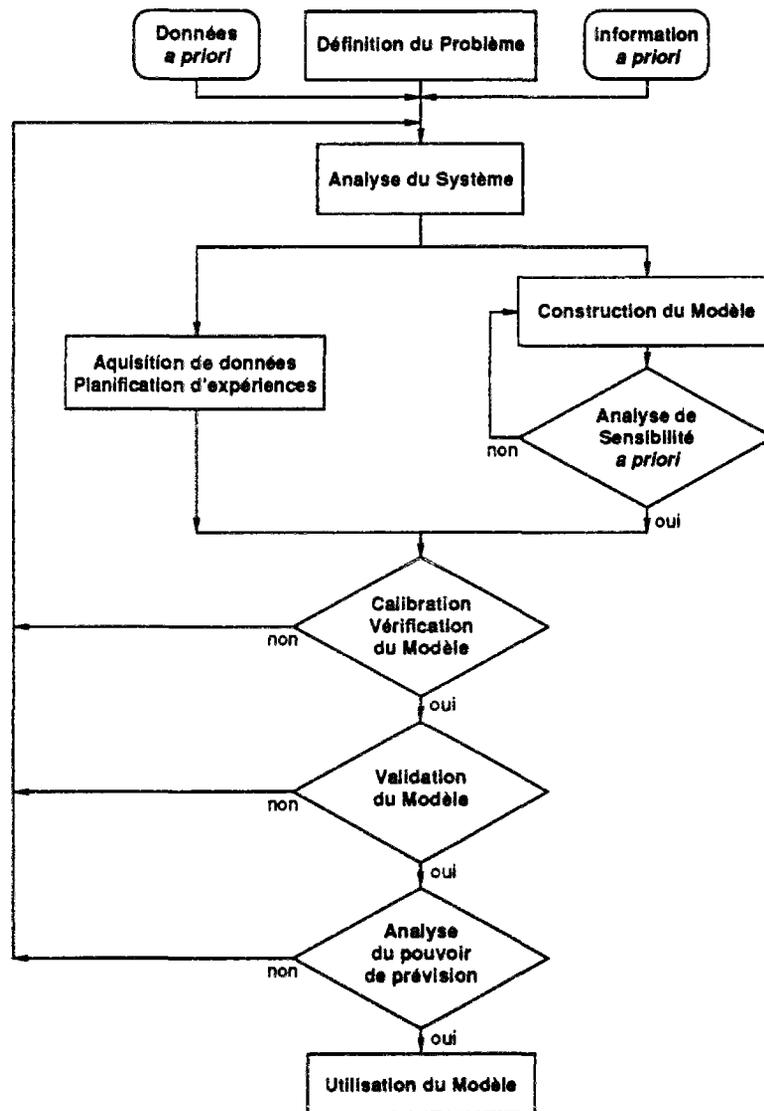


Figure 3.1 : Etapes méthodologiques dans la mise en oeuvre des modèles (adaptée d'après Gentil et Blake, 1981 et Young, 1983).

3.3.1 - Définition du problème

Comme nous l'avons déjà évoqué précédemment, l'objet du modèle est de fournir une réponse à la question qui a motivé la modélisation. Par conséquent, les questions essentielles que soulève *a priori* l'étude d'un système doivent être posées avec un niveau raisonnable de détails, préalablement à tout processus de modélisation quitte à les

perfectionner au fur et à mesure de son développement. Ce sont les objectifs de la modélisation qui détermineront la nature du modèle. Il ne faut jamais oublier qu'un modèle n'est qu'un moyen pour atteindre la fin et non la fin en soi.

Cette exigence a eu tendance à s'estomper dans la pratique scientifique moderne. Très fréquemment, la question ne peut être posée a priori et ne peut guère s'exprimer qu'une fois le modèle proposé et dans le langage qui sert à sa construction bien entendu. Ces questions *a posteriori* qu'entraîne l'application du modèle sont nécessairement plus suspectes, et l'intérêt éventuel du modèle en est rendu plus douteux.

Deux grandes catégories d'objectifs peuvent être distinguées. Dans le contexte de la *recherche*, la synthèse architecturée de connaissances qu'offre le modèle et la possibilité d'une meilleure compréhension du comportement des systèmes naturels sont les motivations majeures. Dans ce cas, l'utilisation du modèle ne se fera pas nécessairement après son développement mais justement pendant, bien qu'il puisse être utilisé pour prévoir le comportement futur probable du système. Il est important de remarquer que l'accent est mis ici sur la compréhension d'un phénomène ou d'un système et non sur le modèle lui-même. Dans le contexte de la *gestion*, cette meilleure compréhension des relations cause-effet qu'offrent les modèles et ses capacités de prévoir le comportement futur du système sont utilisées dans l'aide à la décision. Le but de la modélisation doit être, ici, connu et soigneusement spécifié.

3.3.2 - Analyse du système

Le mot "*système*" vient du grec "*syn*" + "*histamai*" (*συν + ιστομαι*) qui signifient "*ensemble*" et "*mettre*" respectivement. Ainsi, on peut dire que littéralement le mot "*système*" signifie "*mettre ensemble*". La première phase effective dans la mise en oeuvre d'un modèle consiste alors à mettre ensemble les processus considérés comme essentiels dont la combinaison est montrée comme la cause des phénomènes observés.

Dans cette phase on doit choisir le niveau d'analyse pertinent au problème posé, et, dans notre cas, cela revient à dire comment un système physique, le bassin versant, sera représenté dans l'espace. Les variables significatives pour décrire le système (*i.e.*, variables d'état), son environnement (*i.e.*, variables d'entrée ou variables de forçage) et le problème (*i.e.*, variables de sortie), aussi bien que leurs interactions doivent être identifiées.

Cette sélection de variables, et donc la finesse de l'analyse, dépend à la fois des objectifs fixés (*i.e.*, des questions soulevées), des possibilités de mesures et des moyens expérimentaux disponibles. La stratégie de mesure apparaît déjà impliquée à cette étape du problème.

Quels critères doit-on considérer comme variables significatives ou quels sont les fondements sur lesquels on juge superflues un grand nombre de variables ? Il n'existe pas de techniques permettant de fixer *a priori* le nombre des variables d'état à prendre en considération et de définir leurs interactions. Ce choix ne peut être basé que sur une connaissance théorique et/ou expérimentale *a priori* du système et de mécanismes qui y opèrent, ou sur l'utilisation de techniques statistiques d'analyse de données permettant de détecter des structures dans un système mal connu. Le modélisateur doit donc avoir l'imagination et la capacité de sélectionner les facteurs qu'il croit être importants, en se basant sur sa connaissance de la situation.

Ågren et Bosatta (1990) proposent une marche simple à suivre dans l'analyse du système et donnée par :

- a. Réaliser une représentation mentale du système en question à partir d'un nombre réduit de variables significatives (une à deux) ;
- b. Inférer toute les conséquences possibles de notre théorie ;
- c. Si une des déductions contredit un fait de l'expérience, alors incrémenter de un le nombre de variables explicatives ;
- d. Répéter les processus.

Une fois l'analyse du système réalisée, on y distinguera, en termes physiques, les groupes de variables indiquées dans la figure 3.2.

Variables d'entrée ou variables de forçage : Quantités variables dans le temps et éventuellement dans l'espace, extérieures au système considéré et qui influencent sa dynamique. Par conséquent, leur évolution n'étant pas calculée par le modèle, elles doivent être mesurées et fournies comme données d'entrée. Les variables d'entrée sur lesquelles l'homme a la capacité d'intervenir sont parfois appelées *variables de décision*.

Variables d'état : Quantités variables dans le temps et éventuellement dans l'espace qui définissent l'état du système à chaque instant et à chaque point de l'espace, pour un niveau d'observation donné.

Variables de sortie : Quantités variables dans le temps et éventuellement dans l'espace qui, en fait, sont simplement des mesures de variables d'état déterminées par la définition du problème.

Erreurs de mesures : Quantités variables dans le temps et éventuellement dans l'espace qui représentent les erreurs aléatoires et les erreurs systématiques des mesures des variables. Ces erreurs sont inhérentes à tout processus de mesure.

Paramètres : Quantités éventuellement variables dans le temps et dans l'espace mais qui en général sont prises comme des constantes (coefficients intervenant dans les équations d'un modèle). Les notions de paramètre et de variable d'état se confondent quand une variable d'état est supposée ne pas varier dans le temps, *i.e.*, quand une partie du système est considérée en état stationnaire ou quand un paramètre prend des valeurs saisonnières et présente donc des fluctuations temporelles. Par ailleurs, les paramètres peuvent être implicitement fonctions d'autres variables d'état (*e.g.*, température, humidité du sol) et par conséquent peuvent présenter des variations dans le temps et dans l'espace.

3.3.3 - Construction du modèle

Il existe dans la littérature d'innombrables essais de classification des modèles mathématiques utilisés dans les sciences de l'eau. Sans prétendre faire une typologie des modèles, nous présenterons brièvement quelques dichotomies particulièrement significatives (qui ne sont pas exclusives entre elles). Bien qu'elles puissent apparaître comme académiques, elles peuvent aider à se situer dans les différentes approches et terminologies de la modélisation, à mieux comprendre les choix réalisés par le modélisateur, et enfin à orienter la collecte des données ainsi que l'interprétation des résultats (Hubert, 1984).

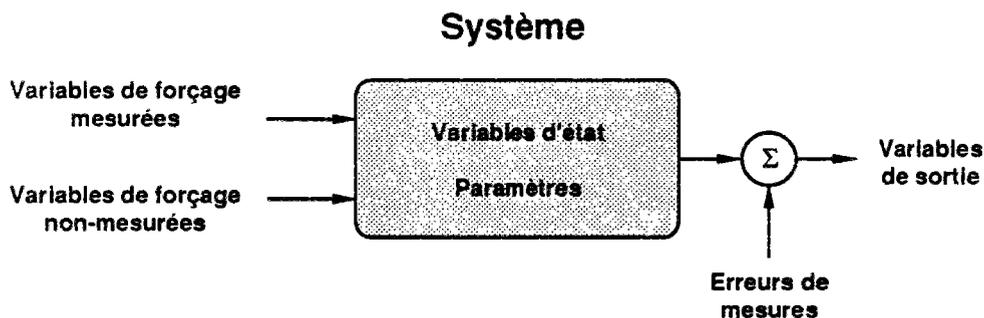


Figure 3.2 : Définition du système et des variables (d'après Beck, 1983a).

Nous avons indiqué entre parenthèses les synonymes le plus couramment employés dans le classement des modèles mathématiques en hydrologie.

Modèle de simulation et modèle de gestion

(modèle de simulation → modèle descriptif, modèle de connaissance, modèle de recherche)
 (modèle de gestion → modèle prescriptif, modèle d'optimisation, modèle de planification)

Les modèles de simulation cherchent à reproduire des phénomènes ou à prévoir le comportement d'un système soumis à des sollicitations données. On calcule les variables inconnues (les sorties) en fonction des variables connues (les entrées) et des paramètres du système. La simulation n'est pas liée directement aux objectifs de la gestion. Les modèles de gestion ont pour objet le choix entre diverses alternatives de gestion en indiquant l'influence de celle-ci sur le système et les coûts relatifs aux opérations. Le critère de performance devient explicitement un critère de choix (fonction objectif).

Modèle distribué et modèle global

(modèle distribué → modèle maillé, modèle matriciel, modèle à discrétisation spatiale).
(modèle global → modèle ponctuel, modèle d'ordre zéro)

Lorsqu'un certain cadre géographique doit être représenté dans un modèle mathématique, deux options sont possibles. On peut estimer que les variations spatiales des paramètres et des variables de forçage sont négligeables s'il n'y a pas de découpage dans l'espace (*i.e.*, le modèle est d'ordre zéro dans l'espace), on dit que le modèle est global.

Au contraire, l'étendue ou l'hétérogénéité du cadre physique comme la concentration ou la diversité spatiale des interventions sociales sur le système peuvent conduire à faire une discrétisation de l'espace étudié en unités plus petites à l'intérieur desquelles on pourra de nouveau négliger les variations spatiales des entrées et des paramètres. On construit alors un modèle distribué. La forme des unités élémentaires, qui seront représentées par un modèle global, peut être arbitraire, par exemple, des mailles carrées, ou fondée sur des divisions naturelles, par exemple, par découpage en sous-bassins.

Certains modèles globaux en hydrologie essaient de prendre en compte l'hétérogénéité de l'occupation du sol dans les bassins versants en les découpant en n parcelles fictives correspondant chacune à un type d'occupation, ces niveaux de découpage n'ayant pas un ordre hiérarchique les uns par rapport aux autres. Ces modèles sont aussi appelés *semi-distribués*.

Modèle linéaire et modèle non-linéaire

Un modèle est linéaire, dans le sens de la théorie des systèmes, si le principe de la superposition est respecté. Le principe de superposition affirme que, si $y_1(t)$ et $y_2(t)$ sont les sorties d'un système correspondant aux entrées $x_1(t)$ et $x_2(t)$ respectivement, la réponse du système à une entrée $x_1(t) + x_2(t)$ sera $y_1(t) + y_2(t)$.

Dans le sens statistique, un modèle est dit linéaire si une variable de sortie, y , est liée à une variable de forçage, x , par une équation du type $y = a + bx$. Le modèle est linéaire au sens statistique mais le principe de la superposition ne s'applique pas car $y_1 + y_2 \neq a + b(x_1 + x_2)$. Cette non-linéarité est due à un effet de seuil (caractéristique usuelle des processus hydrologiques) qui empêche la linéarité "systémique" des modèles hydrologiques.

Modèle stochastique et modèle déterministe

(modèle stochastique → modèle probabiliste)

Un modèle est dit stochastique si certaines des grandeurs impliquées (*i.e.*, variables de forçage, paramètres et erreurs) sont des variables aléatoires représentées par une fonction de distribution des probabilités. Il en résulte une fonction de distribution des probabilités pour les variables de sortie. Si aucune de ces grandeurs n'est considérée comme une grandeur aléatoire, le modèle sera dit déterministe. Cela revient à dire que, dans la figure 3.2, les variables de forçage non mesurées et les erreurs de mesures sont prises égales à zéro et que les paramètres sont connus exactement.

Modèle dynamique et modèle statique

(modèle dynamique → modèle transitoire, modèle non-stationnaire)
(modèle statique → modèle permanent, modèle stationnaire)

Un modèle est dynamique si certaines variables évoluent au cours du temps. Par contre, si toutes les variables et paramètres sont indépendants du temps, le modèle est dit statique (en anglais = *steady state*).

Modèle continu et modèle discontinu

(modèle continu → modèle de "long terme")
(modèle discontinu → modèle d'événements, modèle spécialisé)

Les modèles continus simulent l'évolution d'une variable d'état du système en continu pour un jeu continu de données d'entrée. Les conditions initiales du système avant chaque (futur) événement sont calculées par le modèle.

Les modèles discontinus simulent événement par événement et les conditions initiales doivent être fournies comme données d'entrée. Ce type de modèles travaille généralement avec un pas de temps réduit et a l'objectif de décrire en détail la réponse du système au long d'un événement particulier, alors que les modèles continus représentent le comportement du système à long terme.

Modèle mécaniste, modèle conceptuel et modèle empirique

- (modèle mécaniste → modèle basé physiquement, modèle de connaissance, modèle théorique, modèle descriptif, modèle boîte-blanche, modèle déterministe)
- (modèle conceptuel → modèle systémique, modèle paramétrique, modèle boîte-grise, modèle quasi-déterministe, modèle synthétique)
- (modèle empirique → modèle de comportement, modèle boîte-noire, modèle entrée-sortie, modèle analytique)

Quant à la valeur cognitive d'un modèle, nous nous sommes permis de classer les modèles, non dans une dichotomie mais en trois groupes. On peut déjà remarquer que plus d'une terminologie se recoupe ici avec d'autres définitions données précédemment, ce qui rend encore plus difficile aux non-modélisateurs de se situer.

Les modèles mécanistes décrivent (ou essaient de décrire ?) les mécanismes internes du système, se basant sur des lois de la mécanique, de la physique (*e.g.*, conservation de la masse, de l'énergie et de la quantité de mouvement), de la chimie (*e.g.*, équilibre chimique et thermodynamique, cinétiques chimiques) ou de la biologie (*e.g.*, lois de comportement et de croissance) et sur une parfaite connaissance de la structure physique du système. En théorie, ce type de modèles est indépendant du calage car tous les paramètres sont censés être mesurables. Dans les sciences de l'eau on est encore loin d'une théorie causale adéquate des processus hydrologiques. Même dans des secteurs relativement réduits, où l'on dispose de modèles mécanistes qui représentent bien le comportement du système, certains paramètres ne sont pas directement mesurables sur le terrain. C'est le cas, par exemple, du coefficient de Strickler dans les équations de Saint Venant et de la conductivité hydraulique dans la loi de Darcy.

Quand la structure du système et les lois qui le régissent sont inconnues ou quand la mise en oeuvre d'un modèle mécaniste devient trop compliquée (en raison de l'incertitude et de la pauvreté des informations, et de la complexité des phénomènes lors de l'application en grandeur nature) on procède à une simplification du comportement du système. Les modèles conceptuels intègrent des facteurs complexes en essayant de décrire le *concept* physique du comportement du système par une représentation plus simple qui, ayant bien un sens physique, est dépourvue de réalité physique.

Les modèles empiriques ne font pas référence aux processus internes du système en se contentant d'établir des relations directes entre les variables de forçage et les variables de sortie. Cependant, comme dans le cas des modèles conceptuels, des interprétations physiques peuvent parfois être données aux paramètres de ces modèles.

3.3.4 - Analyse de sensibilité a priori

Même sans données expérimentales sur les variables de sortie, on peut réaliser une analyse pour évaluer la sensibilité des variables calculées par le modèle, aux changements dans les valeurs des paramètres. Cette analyse peut aussi renseigner sur la sensibilité de la performance du modèle aux différents modes (ou points) de fonctionnement du système auxquels sont associés les divers paramètres (*e.g.*, forte et faible perméabilité) ainsi qu'aux différentes parties du modèle auxquelles les paramètres sont attachés (*e.g.*, évapotranspiration, infiltration, ...).

Deux points importants sont à remarquer. En premier lieu, quand la réponse du modèle est insensible aux changements de la valeur d'un paramètre, on dit que ce paramètre est non-identifiable, c'est-à-dire que le paramètre ne peut pas être ajusté (calé) à partir des variables de sortie mesurées réellement. A l'opposé, si un paramètre a une forte influence sur une variable de sortie, l'estimation précise de ce paramètre sera dépendante des données expérimentales de la variable. On peut noter également que l'analyse de la stabilité du modèle est étroitement liée à l'analyse de sensibilité des variables. Si les conditions issues des modèles linéaires sont globalement stables, l'analyse de sensibilité s'avère une étape fondamentale pour les modèles non-linéaires afin de détecter les instabilités dynamiques des sorties d'ordre structurel.

De toute évidence, l'analyse de sensibilité peut nous renseigner sur la nature du modèle (*e.g.*, le nombre de variables à conserver) et sur les paramètres à ajuster dans la phase de calage. Bien qu'elle soit une opération fastidieuse, elle est essentielle pour définir la stratégie de mesure. On en déduit les variables essentielles et les périodes critiques où concentrer les observations qui apportent le plus d'information utile. Le produit de cette étape de la modélisation est un modèle potentiellement capable de simuler une portion ou peut être même une grande partie du "réel". On arrive là à la limite de ce qui est recommandé sans utiliser l'information fournie par les mesures. Plus de détails sur l'analyse de sensibilité seront donnés dans le paragraphe 3.3.8.2.

3.3.5 - Acquisition des données et planification d'expérience

Il n'est jamais inutile de rappeler que l'élaboration d'un modèle et l'acquisition de l'information sur le système doivent être menées simultanément, comme indiqué dans la figure 3.1. Malheureusement, ce n'est pas souvent le cas. On risque de s'apercevoir qu'il manque toujours des relevés de grandeurs qui n'avaient pas été jugées intéressantes au départ. Pire encore, que de longues séries de mesures ont été réalisées sans que la connaissance du système ait pour autant augmenté. Il convient toujours de rappeler que le "*but ultime de la science n'est pas d'amasser indistinctement les données empiriques, mais d'organiser ces données en structures plus au moins formalisées qui les subsument et les expliquent*" (Thom, 1974). Cette association entre l'approche théorique et l'approche expérimentale contribue à une optimisation du réseau de mesure (*e.g.*, localisation des stations, définition des variables à mesurer) et des protocoles d'échantillonnage (*e.g.*, fréquence des mesures).

La planification de l'acquisition des données consiste à déterminer parmi les observables potentiels du système, lesquels seront mesurés et comment. Elle est conditionnée par : (1) les choix d'échelles d'espace et de temps définis par les objectifs de la modélisation et par les cycles d'évolution de certains constituants du système, (2) le choix des variables essentielles, résultant de l'analyse du système et précisé par l'analyse de sensibilité a priori du modèle, et (3) par les moyens expérimentaux disponibles.

L'expérimentation correspond à un système contrôlable dont les observations (ou mesures) sont associées à une manipulation ou à une perturbation du système. On ne peut entreprendre une expérimentation précise que si l'on dispose d'une théorie capable de fournir des prédictions sous la forme d'énoncés d'observation précis (Chalmers, 1988).

Une question importante associée à cette phase est la prise en compte des erreurs dues à l'échantillonnage et aux mesures. L'erreur d'échantillonnage, due au caractère aléatoire et/ou cyclique des phénomènes, est introduite à partir du moment où on ne mesure une variable qu'à des intervalles discrets de temps et/ou d'espace, quelles que soient les qualités et précisions des appareils de mesures, même avec un protocole prenant en compte toutes les variables mises en jeu. Une incertitude additionnelle est introduite par la mesure elle-même. Les erreurs d'observation peuvent être dues au comportement de l'observateur, de l'observé, des instruments utilisés dans l'observation, et/ou de l'environnement dans lequel l'observation est faite. Ces erreurs sont beaucoup plus difficiles à prendre en compte que les erreurs d'échantillonnage mais elles peuvent néanmoins être très importantes.

3.3.6 - Calibration du modèle

Lorsque les paramètres d'un modèle ne peuvent pas être mesurés directement leur calage se fait nécessaire. L'objectif de la calibration est d'attribuer des valeurs *conceptuellement réalistes* aux paramètres de façon à rendre le modèle dont la structure est générale, spécifique du système qu'il a l'intention de simuler, de telle sorte que l'écart entre la réponse du modèle et la réponse du système réel soit dans des limites acceptables (Gupta et Sorooshian, 1982). Si on veut qu'un modèle respecte le critère d'unicité, il est fondamental que la calibration soit reproductible et indépendante de la personne qui la réalise.

La plupart des procédures utilisées dans le calage des modèles peuvent être classées comme des procédures par essais et erreurs successifs. Comme indiqué dans la figure 3.3, on initie le processus de calage avec une structure de modèle et un jeu de paramètres associés et on évalue la similitude entre les variables simulées par le modèle et celles effectivement observées dans le système étudié. S'il se trouve que le modèle est inadéquat pour représenter la réalité on peut procéder à un ajustement de certains paramètres jusqu'à ce que l'on obtienne un bon accord entre les valeurs simulées et celles mesurées sur le système. Dans le cas où les écarts entre valeurs observées et simulées sont considérables (une fois atteint le meilleur ajustement possible des paramètres) on peut être amené à altérer la structure des relations entre les variables prises en compte dans le modèle.

Il y a deux approches pour la calibration d'un modèle: (1) calibration manuelle, et (2) calibration automatique. Quelle que soit l'approche utilisée, la calibration du modèle exige :

- a. une série de données "représentative" des différents phénomènes ayant lieu sur le système simulé. James et Burges (1982) suggère une longueur de 3 à 5 années pour des modèles hydrologiques. Sorooshian *et al.* (1983) défendent que ce n'est pas la longueur de la série de données utilisées dans le calage qui assure sa réussite mais la qualité de l'information contenue dans les données et l'efficacité avec laquelle l'information est extraite. Nous reviendrons sur ce point dans le chapitre 10 et 11.
- b. une estimation initiale des paramètres et des variables d'état du système.

- c. une méthode ou un critère ou un jeu de critères pour évaluer la qualité de la simulation.
- d. une méthode systématique d'ajustement des paramètres afin d'améliorer la simulation.

Les processus de calage *manuel* et *automatique* diffèrent essentiellement dans les conditions d'exigence *c* et *d*.

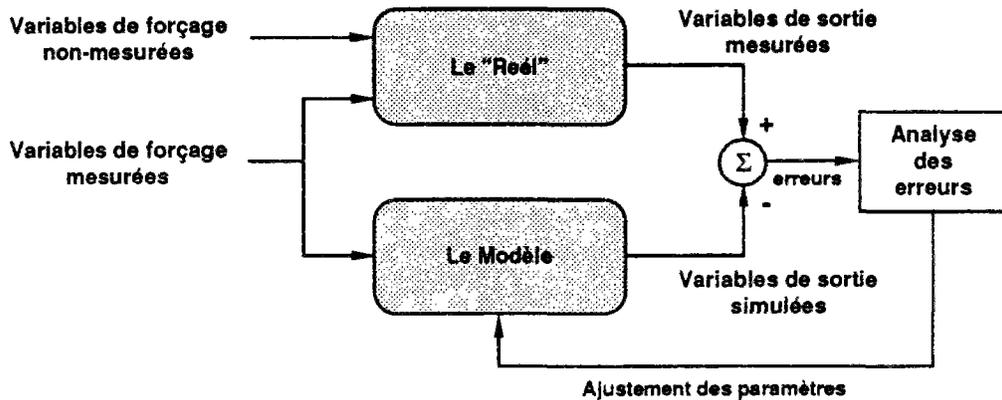


Figure 3.3 : Procédure de calibration d'un modèle (d'après Beck, 1983a).

La calibration manuelle est le processus d'ajustement de paramètres d'un modèle qui relie d'un côté, l'expertise du modélisateur (ou de l'utilisateur) et sa capacité de comprendre les processus physiques inhérents au système étudié avec de l'autre côté, la façon dont ces processus sont modélisés. Par ailleurs, l'analyse de sensibilité *a priori* peut fournir des renseignements importants dans cette étape de la modélisation. Le critère de performance généralement utilisé dans le calage manuel est l'inspection visuelle et la comparaison entre les valeurs simulées et observées, bien que d'autres critères statistiques (que l'on verra par la suite) puissent être aussi utilisés dans cette tâche.

En effet, même si un bon ajustement peut être obtenu par cette approche, le choix des valeurs de paramètres est néanmoins très subjectif et différentes personnes peuvent arriver à différents jeux de paramètres, le critère d'unicité n'étant donc pas respecté.

Le calage automatique utilise la vitesse et la puissance de calcul des ordinateurs afin de trouver le jeu de paramètres optimal. La première exigence est qu'un critère mathématique soit défini pour mesurer le degré d'ajustement entre les valeurs observées et simulées. Les valeurs des paramètres seront ainsi changées afin de minimiser (ou maximiser) la valeur du critère mathématique. La deuxième exigence est un algorithme d'optimisation capable de modifier les valeurs des paramètres en fonction des valeurs présentes et passées du critère mathématique afin d'achever la minimisation (ou la maximisation) du critère (pour une limite de tolérance donnée) dans un nombre minimal d'itérations.

Le critère mathématique à optimiser, le plus souvent utilisé, est la somme des écarts quadratiques (*SEQ*) défini par :

$$SEQ = \sum_t \varepsilon_t^2 = \sum_t (y_{o_t} - y_{c_t})^2 \quad (3.1)$$

où y_{o_t} et y_{c_t} sont les valeurs de la variable de sortie y observée sur le système et simulée par le modèle à l'instant t , respectivement. L'utilisation de l'équation 3.1 comme fonction objectif à minimiser pour l'estimation des paramètres implique un certain nombre d'hypothèses sur la distribution statistique des écarts. Les principales hypothèses sont (Clarke, 1973) :

- ε_t doit avoir une moyenne égale à zéro et une variance constante (homocédasticité) σ_t^2 ($E(\varepsilon_t) = 0$, $E(\varepsilon_t^2) = \sigma_t^2$);
- absence d'autocorrélation entre les écarts ($E(\varepsilon_t \varepsilon_{t-k}) = 0$ pour tout $k \neq 0$);
- ε_t doit être normalement distribué ($\varepsilon \sim \mathcal{N}(0, \sigma_t^2 \text{ constante})$).

Plusieurs approches pour contourner les problèmes de l'autocorrélation et de l'hétéroscédasticité des écarts ont été proposées dans la littérature (e.g., Sorooshian et Dracup, 1980; Kuczera, 1983). Bien évidemment, il est possible d'utiliser d'autres critères parmi lesquels on peut citer la somme des écarts absolus, la somme des écarts relatifs et la somme des écarts quadratiques pondérés (voir James, 1982). Chaque critère d'optimisation donnera un jeu de paramètres différents. Par conséquent, le choix du critère d'optimisation dépend (encore une fois) de l'objectif de la modélisation et il n'y a pas de méthode objective pour le choix du critère.

La variable de sortie utilisée pour calculer le critère peut aussi varier. Ainsi on peut, par exemple, calculer le critère sur toute la période simulée ou seulement sur une période qui nous intéresse (e.g., forts débits ou concentrations) ou encore sur d'autres variables d'état du système (e.g., l'humidité du sol) ceci en fonction des objectifs de la modélisation formulés au départ.

Quant aux algorithmes d'optimisation, ils peuvent être soit *itératifs* soit *récurifs*. Dans un algorithme itératif les paramètres restent constants tout au long de la période de simulation. Une fonction objectif, basée sur les écarts entre valeurs observées et simulées, est calculée à la fin de chaque itération. L'algorithme recherche donc la direction appropriée, dans l'espace des paramètres, pour aboutir au minimum (ou maximum) de la fonction objectif et propose à la fin de chaque simulation un nouveau jeu de paramètres pour la prochaine itération.

L'algorithme récurif, par contre, calcule un nouveau jeu de paramètres à chaque pas de temps de simulation où on dispose de la valeur observée correspondante. La minimisation des écarts est donc prise en compte implicitement dans l'algorithme. A la fin de chaque simulation, le jeu de paramètres du dernier pas de temps est proposé comme jeu de paramètres pour le premier pas de temps de la prochaine itération.

Pour plus de détails sur les algorithmes numériques permettant d'ajuster les paramètres d'un modèle, on se reportera, par exemple, à Beck (1983b et 1987) et Young (1981).

Les valeurs optimisées des paramètres dépendent de la forme de la fonction critère employée, laquelle est choisie subjectivement, mais le calage automatique présente aussi d'autres difficultés qui se relèvent par l'obtention de différents jeux de valeurs "optimales" des paramètres, en fonction du jeu des paramètres initiaux fourni au modèle ou du jeu de données observées utilisé. Ces difficultés sont notamment dues aux propriétés de la surface de la fonction objectif, qui se traduisent par:

- *l'interdépendance entre les paramètres du modèle*. Les interactions entre les paramètres d'un modèle peuvent créer des zones longues et plates dans la surface de la fonction objectif qui compliquent l'optimisation.
- *indifférence de paramètres*. Les valeurs de la variable simulée, ainsi que la fonction objectif ne sont pas affectées par le changement d'un paramètre car, soit il est redondant, soit il n'est pas activé pour le jeu de données utilisées (e.g., les paramètres du type seuil). Cette indifférence peut causer des gradients zéro dans la surface de la fonction objectif et les algorithmes d'optimisation ne sont pas capables d'avancer dans ces zones.
- *minima local*. Ces points représentent des minima autour d'une certaine zone de la surface de la fonction objectif mais en raison de la non-convexité de cette surface ils ne représentent pas la valeur minimale de la fonction. Par conséquent la recherche peut finir sur un minimum qui ne correspond pas à la valeur optimale des paramètres.
- *discontinuités*. Certains types d'algorithmes sont très sensibles aux discontinuités, à la courbure et au non-lissage de la surface de la fonction objectif.

Finalement, il est intéressant de noter que la plupart des études ne font pas mention de la procédure de calibration utilisée et discutent rarement les mérites des résultats obtenus. Il est important de se poser la question si l'objectif de la calibration est: (1) d'obtenir un jeu de paramètres unique et conceptuellement réaliste ? ou (2) d'obtenir

un jeu de paramètres (quelconque), lequel donne le meilleur ajustement entre les valeurs observées et les valeurs simulées ? Comme l'a affirmé Thom (1979), s'il s'avère empiriquement que le modèle simule avec une très bonne exactitude, sans que nous comprenions pourquoi (e.g., des valeurs non-conceptuellement réalistes des paramètres), il n'y a aucune raison de renoncer à se servir de cet accord inexplicable à des fins pragmatiques. Par contre, si on veut que les modèles aient un caractère prédictif, il est fondamental de rechercher systématiquement ces deux objectifs.

L'unicité du jeu de paramètres optimisés obtenus peut être évaluée en procédant à un calage automatique à partir de différents jeux de paramètres initiaux, ou, avec une approche de calage quelconque, en optimisant les paramètres sur plusieurs jeux de données.

3.3.7 - Vérification du modèle

Les mots vérification et validation doivent être interprétés de différentes manières pour représenter des étapes de la mise au point d'un modèle. Après avoir identifié une structure du modèle, estimé les valeurs des paramètres à partir d'un jeu unique de données expérimentales (échantillon de calage) et calculé des écarts sur la réponse du modèle, l'étape de vérification consiste à vérifier si les erreurs du modèle respectent les propriétés statistiques de moyenne égale à zéro, d'absence d'autocorrélation, et de non-corrélation avec les variables de forçage du modèle, d'autant que ces propriétés sont normalement requises par la procédure de calage employée, comme on l'a vu précédemment.

On doit également s'assurer que le modèle ne viole pas certaines des hypothèses inhérentes à son développement. Si la série des erreurs n'est pas conforme aux propriétés désirées, ceci suggère que le modèle ne caractérise pas de façon adéquate tous les processus qui commandent le comportement du système. Une forte corrélation entre une variable de forçage et les erreurs du modèle, par exemple, peut indiquer que la structure du modèle doit être modifiée pour prendre en compte cette relation additionnelle entre ces deux variables.

3.3.8 - Validation du modèle

Le processus de validation ou justification d'un modèle, *lato sensu*, consiste, en dernière analyse, à vérifier si le modèle en question remplit les critères décrits dans le paragraphe 3.2. Dans l'état actuel des connaissances, on ne peut atteindre que rarement la totalité des objectifs fixés par les critères de validation, ce qui ne doit pas, cependant empêcher de construire des modèles qui, même insuffisants, guident le travail de réflexion et d'observation. Il est utile de savoir apprécier où se situent les insuffisances afin de pouvoir progresser (Delattre, 1979). Comme l'a observé Findeisen et al. cité par Beck (1983a), un modèle ne peut jamais être complètement validé, on ne peut jamais prouver que ses résultats sont conformes à la réalité dans tous ses aspects, il peut être seulement invalidé.

La validation, *stricto sensu*, est normalement définie par la vérification de l'adéquation de l'ajustement entre les valeurs des variables simulées par le modèle et les variables observées dans le système, sur un jeu des données indépendant, c'est-à-dire une série de données différente et avec des caractéristiques aussi éloignées que possible de celle qui a servi au calage. Sans cela, il n'y aura aucune assurance que le modèle n'est autre chose qu'une simple représentation d'un jeu unique de conditions (celle de la période de calage). La question qui peut être posée maintenant c'est jusqu'où doit-on pousser la validation afin d'établir si on a un modèle bon, utile, valide, crédible, réaliste ou souhaitable ? La réponse à cette question dépend dans une grande mesure de l'objectif pour lequel le modèle est mis au point. Beck (1987) suggère, comme point final pour la validation, de remplir les conditions suivantes :

- Les paramètres du modèle doivent être invariants dans le temps (critère d'unicité) ;
- La variance des paramètres doit être petite, ce qui est une évidence d'une identifiabilité des paramètres ;
- Les écarts résiduels entre valeurs observées et valeurs simulées doivent être petits et ne doivent pas pouvoir être attribués à un mécanisme causal avec un caractère non-aléatoire.

Nous allons dans ce paragraphe analyser particulièrement les principales méthodologies utilisées pour : (1) évaluer la qualité de l'ajustement aux données expérimentales et (2) analyser les incertitudes dans la modélisation.

3.3.8.1 - Critères de qualité d'ajustement

Bien que la validation d'un modèle soit l'étape la plus importante dans la mise au point d'un modèle car elle fournit la confirmation que les étapes précédentes nous ont conduit à un modèle solide, ironiquement, la validation des modèles en hydrologie, est aussi l'étape qui est souvent conduite de façon inadéquate. Dans la plupart des modèles

présentés dans la littérature, cette phase se résume à montrer un graphique de valeurs observées et simulées en fonction du temps et à conclure de façon sibylline "la figure X montre bien le bon ajustement entre valeurs observées et simulées". Encore une fois il convient de rappeler que l'objectif d'un modèle n'est pas d'ajuster sa réponse aux données expérimentales, mais de répondre aux questions qui ont donné lieu à sa mise en œuvre ou son utilisation.

Deux approches sont utilisées pour évaluer la qualité d'un ajustement entre valeurs observées et valeurs simulées par un modèle : (1) approche qualitative et (2) approche statistique. Nous allons maintenant décrire les principales techniques employées dans chacune de ces deux approches.

Approche qualitative

L'approche qualitative est probablement la méthode la plus directe et facilement compréhensible pour évaluer la performance d'un modèle. Elle consiste à représenter graphiquement les valeurs observées et les valeurs simulées et, le modélisateur (ou l'utilisateur) émet son jugement (subjectif) sur la qualité de l'ajustement, à partir d'une inspection visuelle. Sept types de graphiques sont normalement utilisés dans cette tâche.

- *Graphique des valeurs simulées et observées en fonction du temps* (dans le cas d'une forte amplitude entre les valeurs maximales et minimales, une échelle logarithmique peut être choisie pour mettre plus en valeurs ces dernières). Ce graphique est la forme la plus évidente pour évaluer la qualité de l'ajustement.
- *Graphique des erreurs absolues ($Y_{obs} - Y_{cal}$) en fonction du temps* (une alternative consiste à utiliser les erreurs relatives $[(Y_{obs} - Y_{cal})/Y_{obs}]$ pour des valeurs non-nulles de la variable observée). Ce graphique permet d'évaluer la stationnarité des écarts par rapport au temps.
- *Graphique des erreurs absolues ($Y_{obs} - Y_{cal}$) (ou erreurs relatives) en fonction de la variable observée ou simulée (Y_{cal})*. Ce graphique permet d'évaluer la stationnarité des écarts par rapport à la variable de sortie.
- *Graphique des erreurs cumulées en fonction du temps (cumul des résidus) ou des cumuls de la variable simulée moins sa valeur moyenne en fonction du cumul de la variable observée moins sa valeur moyenne*. Ces graphiques permettent de révéler des erreurs systématiques entre les valeurs observées et simulées. Cette méthode peut être perfectionnée par le tracé simultané de l'ellipse de Bois (voir Roche, 1988b).
- *Graphique des valeurs observées en fonction des valeurs simulées*. Ces graphiques permettent de détecter des erreurs systématiques en fonction des différentes classes de la variable simulée aussi bien qu'une non-stationnarité des écarts.
- *Graphique de la fréquence de non-dépassement (ou fréquence cumulée) des variables simulées et observées*. Ceci permet d'évaluer si les fonctions de distribution des probabilités des variables simulées et observées sont les mêmes.
- *Diagramme de Box (ou diagramme de "Box et Whisker")*. Comme indiqué dans la figure 3.4, ces diagrammes sont un moyen intéressant de comparer la distribution de fréquence des variables simulées et observées et de nous donner également une idée de la forme de la distribution. Une variante consiste à réaliser ce diagramme sur les écarts.

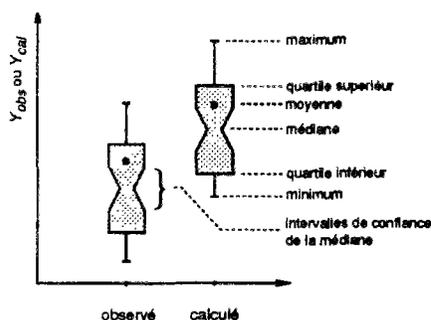


Figure 3.4 : Diagramme de Box

Quant à la représentativité temporelle des variables utilisées dans le graphique, elle peut varier en fonction des objectifs poursuivis par la modélisation. Ainsi on peut être amené à moyenner la variable sur un intervalle de temps choisi (e.g., mois) ou, par exemple, à travailler avec des valeurs extrêmes.

Approche statistique

Afin d'avoir des critères de qualité d'ajustement indépendants du jugement subjectif de l'observateur plusieurs critères statistiques sont proposés dans la littérature et nous allons, par la suite, passer en revue les principaux. Ces critères ont des avantages et des inconvénients qu'il est important de rappeler (Thomann, 1982). Les inconvénients sont les suivants :

- Une tendance à pousser à l'ajustement des données pour améliorer les critères statistiques au détriment de la représentation des processus qui commandent le comportement du système.
- La crédibilité d'un modèle n'est pas assurée par la vérification des critères statistiques. Les statistiques sur les erreurs d'un modèle peuvent être excellentes avec des faux mécanismes inclus dans le modèle. Betson et Ardis (1978) et Klemes (1982) donnent de nombreux exemples.
- Une bonne vérification des critères statistiques ne signifie pas nécessairement une capacité prédictive du modèle.
- Une seule mesure de la validation peut être saisie trop rapidement et le jugement scientifique sur le degré de crédibilité d'un modèle peut dégénérer en "quel est votre écart relatif moyen ?" La statistique ne remplace pas le jugement judicieux sur la crédibilité d'un modèle.
- La validité des critères statistiques est sensible à la violation des hypothèses sous-jacentes qui fréquemment ne sont pas prises en compte.

Les avantages sont :

- Des critères quantitatifs, quoique imparfaits, peuvent aider les gestionnaires à évaluer la crédibilité et la performance relative d'un modèle.
- Il s'agit d'un moyen de comparer des modèles similaires dans un contexte donné.
- Les modélisateurs peuvent être stimulés en évaluant leurs modèles par des critères quantitatifs.
- Il s'agit d'un moyen d'évaluer le gain obtenu avec l'augmentation de la complexité des algorithmes ou le changement de niveau de représentation dans un même modèle.

Les hypothèses sous-jacentes à la plupart des critères et tests statistiques (Reckhow et Chapra, 1983) sont la distribution normale des variables, l'homogénéité de la variance (homocédasticité) et indépendance des variables (cette hypothèse peut être violée par la saisonnalité ou par l'autocorrélation). Plusieurs procédures sont assez robustes aux violations des deux premières hypothèses mais pas à l'absence d'indépendance. Plusieurs tests statistiques pour évaluer ces violations sont proposés dans la littérature (e.g., Montgomery et Reckhow, 1984 ; Reckhow et Chapra, 1983 ; Ward et Loftis, 1986 ; Michel, 1987). Afin de s'affranchir de ces contraintes, des transformations sur les données sont employées. Ces transformations sont justifiées car l'échelle de mesure d'une variable est arbitraire et par conséquent on peut exprimer les données dans une autre échelle afin de satisfaire les hypothèses des critères. Une fois la transformation appliquée les tests sont réalisés bien évidemment sur les données transformées. Pour plus de détails sur les techniques employées afin d'être en accord avec les hypothèses des critères nous renvoyons à Sorooshian et Dracup (1980), Phien et al. (1982), Kuczera (1983), Montgomery et Reckhow (1984), et Close (1989).

Un autre problème posé par l'utilisation des critères statistiques est leur sensibilité aux erreurs de mesures sur les variables observées. Ces erreurs vont influencer l'ajustement des paramètres et les critères ne seront donc pas nécessairement de bons indicateurs de la qualité de l'ajustement (Gupta et Sorooshian, 1982).

Finalement, il faut préciser que les critères quantitatifs peuvent nous renseigner sur la crédibilité d'un modèle sous différents points de vue. Certains sont plutôt utiles pour diagnostiquer le comportement d'un modèle (e.g., erreurs systématiques) alors que d'autres se présentent comme une mesure directe de la qualité de la simulation. Néanmoins, les valeurs des critères en soi ne déterminent pas si un modèle peut être considéré comme valide. Pour cela il est nécessaire que les seuils à partir desquels un modèle peut être considéré comme "acceptable", soient spécifiés.

• *Moyenne et écart-type*

Généralement, la première condition requise d'un modèle est sa capacité de reproduire la moyenne et l'écart-type des variables observées. Il est important de noter que ces critères ne nous renseignent ni sur la qualité de l'ajustement des variables observées et simulées à chaque pas de temps ni sur les types d'erreurs éventuellement présents (erreurs systématiques ou erreurs aléatoires). Des tests statistiques paramétriques pour comparer les moyennes (Student) et les écarts-types (Fischer-Snedecor) peuvent être utilisés mais tous les deux sont sensibles aux violations des hypothèses décrites précédemment. Plusieurs tests non-paramétriques sont aussi proposés dans le cas de violation de la normalité et de l'homogénéité des variances. WMO (1986) suggère le rapport entre les écarts type simulés et observés comme un bon indicateur dans l'analyse de la variabilité de la simulation.

• *Erreur relative*

Un autre critère statistique simple est l'erreur relative entre valeurs observées et simulées, donnée par :

$$ER = | Y_{obs} - Y_{cal} | / Y_{obs} \quad (3.2)$$

L'inconvénient de ce critère est sa sensibilité aux faibles valeurs des variables. De plus, la distribution des erreurs relatives est tronquée (erreur relative maximum = 100%) et biaisée, pour les valeurs de $Y_{obs} > Y_{cal}$. Par conséquent, la médiane (et non la moyenne) est le paramètre le plus représentatif de la distribution des erreurs relatives. Ce critère, néanmoins, peut être utile dans la comparaison entre modèles.

Tableau 3.1 : Différence entre valeurs observées et simulées en pourcentage.

Type de modèle	Très bien	Bien	Assez bien
Hydrologique et hydraulique	< 10	10-15	15-25
Sédiments	< 15	15-25	25-35
Qualité de l'eau	< 20	20-30	30-40

Source : Donigian et al. (1984).

A titre indicatif nous présentons (tableau 3.1) la grille proposée par Donigian et al. (1984) qui pourrait être applicable à la médiane des erreurs relatives afin d'évaluer la qualité d'une simulation. Ces valeurs sont valables pour des valeurs mensuelles ou annuelles des variables.

• *Ecart quadratique*

Une autre mesure de la qualité de l'ajustement fréquemment utilisée est l'écart quadratique entre valeurs observées et simulées, donnée par :

$$EQ = (Y_{obs} - Y_{cal})^2 \quad (3.3)$$

Dans le cas où la variable et l'écart sont indépendants entre eux et par rapport au temps (pas d'autocorrélation), et suivent des distribution normales, l'écart quadratique moyen représente la variance des écarts du modèle.

Afin d'avoir une mesure de l'erreur relative certains auteurs (e.g., WMO, 1975) proposent comme critère, soit le rapport entre l'écart-type des résidus et la moyenne de la variable observée (aussi appelé coefficient de variation du résidu des erreurs),

$$CV = [\sum (Y_{obs} - Y_{cal})^2 / n]^{1/2} / \bar{Y}_{obs} \quad (3.4)$$

soit (e.g., Mein et Brown, 1978) le rapport entre la variance des résidus et la moyenne du carré de la variable observée (que nous appellerons écart quadratique relatif). Ce critère peut être assimilé à une "erreur en pourcentage" du modèle.

$$EQR = 100 \left[\frac{\sum (Y_{obs} - Y_{cal})^2}{\sum (Y_{obs})^2} \right] \quad (3.5)$$

Tous les critères basés sur l'écart quadratique donnent par construction un poids plus important aux écarts sur les fortes valeurs des variables, au détriment des faibles valeurs. Ainsi, pour un même ajustement considéré comme "raisonnable" on peut s'attendre à avoir un critère plus important, par exemple, sur des années humides que sur des années sèches. Ces critères sont aussi très sensibles aux erreurs de décalage.

• *Coefficient de corrélation*

Le coefficient de corrélation ou son carré (*coefficient de détermination*) sont très souvent utilisés comme mesure de la qualité de l'ajustement entre les valeurs observées et simulées. Le coefficient de détermination (*i.e.*, le pourcentage de la variance de la variable qui est expliquée par le modèle) est donné par :

$$R^2 = 1 - \left[\frac{\sum (Y_{obs} - Y_{est})^2}{\sum (Y_{obs} - \bar{Y}_{obs})^2} \right] \quad (3.6)$$

où \bar{Y}_{obs} est la moyenne des valeurs observées et Y_{est} est la valeur de la variable Y estimée à partir de la droite de régression :

$$Y_{obs} = a + b Y_{cal} + \varepsilon \quad (3.7)$$

Pour un ajustement parfait $R^2=1$, $a=0$ et $b=1$. L'évaluation de ces trois paramètres et éventuellement des tests de Student sur a et b (afin de vérifier l'hypothèse de $a=0$ et $b=1$) peuvent nous renseigner sur la qualité de la simulation et du type d'erreur éventuellement encouru. La figure 3.5 montre quatre situations où le coefficient de détermination est égal à 1 ($R^2=1$) mais les relations entre valeurs observées et simulées varient considérablement. Par conséquent, le coefficient de détermination seul peut nous conduire à des erreurs d'interprétation sur la qualité de l'ajustement.

Comme pour les critères basés sur l'écart quadratique, le coefficient de détermination est très sensible aux écarts sur les fortes valeurs et au décalage dans la simulation.

Nous rappelons encore une fois que le principe des moindres carrés suppose que les résidus entre valeurs observées et simulées sont indépendants, de moyenne zéro, de variance constante et distribués normalement. Les violations des hypothèses peuvent fausser les inférences faites à partir du coefficient de corrélation.

Le coefficient de corrélation en soi n'indique pas si un modèle est validé ou pas. Wittemore et al. (1982) ont utilisé un critère plus objectif basé sur la corrélation entre valeurs observées et calculées pour porter un jugement sur le calage et la validation d'un modèle. Ce critère indique qu'un modèle est considéré calé si 95% (ou plus) des résultats (calage) sont à l'intérieur des intervalles de confiance (en prévision) de la droite de régression entre valeurs observées et calculées pour un seuil de confiance de 95%. Un modèle est considéré comme validé si 60% (ou plus) des résultats (validation) sont à l'intérieur des mêmes intervalles de confiance.

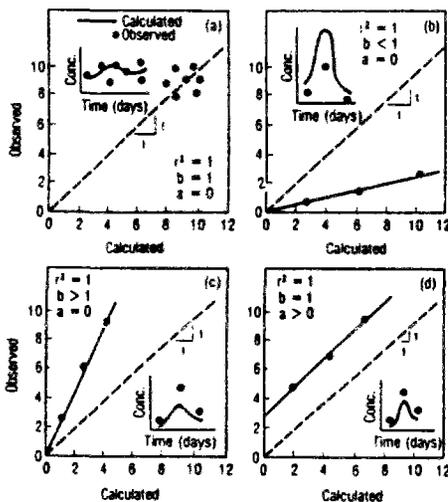


Figure 3.5 : Cas possibles dans la régression entre valeurs observées et simulées (d'après Thomann, 1982).

- *Coefficient d'efficacité*

Egalement connu comme coefficient de Nash-Sutcliffe ou simplement coefficient de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970), il est analogue au coefficient de détermination et donné par :

$$CE = 1 - \left[\frac{\sum (Y_{obs} - Y_{cal})^2}{\sum (Y_{obs} - \bar{Y}_{obs})^2} \right] \quad (3.8)$$

Il est compris entre $-\infty$, pour un ajustement très mauvais, et $+1$ pour un ajustement parfait. Ce critère revient à comparer les résultats fournis par le modèle avec un modèle très simple dont la réponse serait constante et égale à la moyenne de la variable observée.

Compte tenu que cette comparaison peut être considérée comme très primitive, Garrick et al. (1978) ont proposé, afin de prendre en compte une évolution saisonnière de la variable, d'utiliser à la place de la moyenne de la variable sur toute la série des données, la moyenne de la variable sur le pas de temps, t . Ainsi, le coefficient d'efficacité devient (dans ce cas, il est appelé *coefficient de gain*) :

$$CG = 1 - \left[\frac{\sum (Y_{obs} - Y_{cal})^2}{\sum (Y_{obs} - \bar{Y}_{obs,t})^2} \right] \quad (3.9)$$

où $\bar{Y}_{obs,t}$ est la moyenne (sur plusieurs années) de la variable observée au pas de temps t . Ceci implique qu'on dispose d'une série temporelle de données importante.

La comparaison entre le coefficient d'efficacité et le coefficient de détermination peut nous renseigner sur la présence d'erreurs systématiques quand la valeur du premier est inférieure à celle du deuxième.

Quand CE est calculé par année, \bar{Y}_{obs} doit être la moyenne de la variable observée sur l'année en question. Comme CE calculé sur une longue période tend à être plus grand que la moyenne arithmétique des valeurs annuelles, il semble préférable d'utiliser ce dernier comme critère d'évaluation (Martinec et Rango, 1989).

Le coefficient de gain, CG , tend à être plus petit que le coefficient d'efficacité, CE , sauf quand la réponse observée du système est du type constante (*i.e.*, "plate") et, par conséquent, un modèle à variable constante (*i.e.*, CE) représente mieux le système qu'un modèle saisonnier (*i.e.*, CG).

3.3.8.2 - Analyse des Incertitudes

L'analyse de la précision et des incertitudes d'un modèle est souvent reléguée au deuxième plan par la plupart des modélisateurs. Il y a plusieurs raisons à ce comportement et nous nous contenterons d'en citer deux.

Premièrement, on pense souvent selon une conviction largement répandue que la prévision d'un modèle pourrait être améliorée simplement par augmentation du niveau de détail et de la complexité des représentations du système. Malheureusement, l'augmentation dans la taille et dans la complexité ne produisent pas nécessairement des améliorations dans la précision d'un modèle (McLaughlin, 1983). Deuxièmement, comme la performance d'un modèle tend à être perçue comme un critère de jugement sur le modélisateur lui-même, on comprend alors les réticences à réaliser une analyse des erreurs et des incertitudes des modèles. Si eux se confondent avec leur "création" cette analyse deviendrait en fin de compte une (auto) analyse mais, cette fois ci, dans le sens psychanalytique du terme.

Les erreurs dans la réponse d'un modèle sont dues à trois sources fondamentales : (1) erreurs sur les données (d'entrée ou de sortie), (2) erreurs dans l'estimation des paramètres et (3) erreurs dues à l'inadéquation du modèle.

Les erreurs sur les données d'entrée (*e.g.*, précipitation, évapotranspiration,...) peuvent être dues soit aux erreurs de mesures, soit à une mauvaise prise en compte de l'hétérogénéité spatiale d'un phénomène. Ces erreurs peuvent être systématiques ou aléatoires.

Les erreurs sur l'estimation des paramètres peuvent être dues à une mauvaise représentativité des phénomènes par les données de calage, aux erreurs sur les variables ou à la variabilité spatiale, pour les paramètres mesurables physiquement, et aux erreurs engendrées par l'algorithme de calibration.

Les erreurs dues à l'incapacité du modèle à représenter fidèlement le système étudié peuvent être une source significative d'incertitude sur les variables simulées, cette incertitude étant extrêmement difficile à évaluer. Ceci est le résultat inévitable des empirismes, des approximations et des simplifications faites dans la représentation (inexacte) du système. Déterminer la part de l'erreur, dans une simulation, attribuée uniquement à l'inadéquation du modèle est une tâche très difficile car les trois types d'erreurs se répercutent sur la sortie du modèle sans que l'on soit capable d'évaluer leurs poids relatifs. En l'état actuel des connaissances et des techniques de mesures, ceci est seulement possible pour un phénomène qui peut être reproduit en laboratoire.

Toutes les techniques utilisées pour évaluer les incertitudes d'un modèle sont basées sur la comparaison entre les valeurs observées et simulées, comparaison dont les critères les plus souvent employés ont été présentés dans le paragraphe précédent.

Si on dispose d'une série de données suffisamment longue et représentative des différents comportements du système et de son environnement, ces critères peuvent être extrapolés afin d'estimer les incertitudes dues seulement à l'inadéquation du modèle. Mais si les séries de données ne sont ni représentatives ni longues, de simples critères quantitatifs de la qualité de l'ajustement peuvent ne pas être adaptés à l'estimation des incertitudes associées aux prévisions d'un modèle.

Plusieurs approches ont été utilisées dans la littérature pour évaluer les incertitudes de la modélisation (voir Chapra et Reckhow, 1983 ; Beck et van Straten, 1983) parmi lesquelles les plus souvent employées sont l'analyse de sensibilité (*a posteriori*), l'analyse du premier ordre et la méthode de Monte Carlo (ou simulation de Monte Carlo).

Analyse de sensibilité

L'analyse de sensibilité (*a posteriori*, *i.e.*, une fois qu'une représentation du système a été identifiée) est un test d'un modèle dans lequel la valeur d'une unique variable de forçage ou d'un paramètre estimé est modifiée (pendant que les autres restent constantes) et l'impact de ce changement, sur une variable simulée par le modèle, est évalué. Ceci permet de comparer la réponse du modèle avec la réponse attendue à partir de la connaissance théorique du système. Les renseignements fournis par l'analyse de sensibilité sont utiles pour : (1) juger si le modèle est cohérent avec la théorie, (2) indiquer l'effet des erreurs de chaque variable de forçage et des paramètres sur les variables de sortie, (3) identifier les paramètres et les variables de forçage les plus sensibles (*i.e.*, des variations auront un effet significatif sur les variables simulées) et ainsi orienter l'effort de recherche pour maximiser l'obtention de l'information, (4) indiquer les relations entre les variables de contrôle (*i.e.*, variables sur lesquelles l'homme peut agir pour changer le comportement du système) et les variables de décision (*i.e.*, variables dont on fixe les objectifs de comportement) afin d'aider à la gestion du système, et (5) identifier les régions où les niveaux désirés des variables de décision sont insensibles aux erreurs possibles dans l'estimation des variables de forçage et des paramètres.

Le coefficient de sensibilité d'une variable d'état du système par rapport à un paramètre ou une variable de forçage peut ainsi être défini comme :

$$S_{ij} = \frac{\Delta Y_i / \bar{Y}_i}{\Delta \beta_j / \bar{\beta}_j} \quad (3.10a)$$

$$S_{ik} = \frac{\Delta Y_i / \bar{Y}_i}{\Delta X_k / \bar{X}_k} \quad (3.10b)$$

où S_{ij} et S_{ik} sont les coefficients de sensibilité de l' i -ième variable d'état (Y) par rapport au j -ième paramètre (β) et la k -ième variable de forçage (X), respectivement, ΔY_i est la variation de l' i -ième variable d'état pour un changement de

$\Delta\beta_j$ dans le j -ième paramètre ou ΔX_k dans la k -ième variable de forçage, \bar{Y}_i est la valeur de la j -ième variable d'état calculée à partir de la valeur du paramètre $\bar{\beta}_j$ ou de la variable de forçage \bar{X}_k .

Finalement, il faut remarquer que l'analyse de sensibilité "conventionnelle" n'évalue pas les sources d'incertitudes capables d'affecter la réponse du modèle. Elle n'associe aucun concept sur l'incertitude de la prévision. Afin d'estimer la distribution (ou la variance) des réponses possibles du modèle, en admettant que les variables de forçage et les paramètres ne sont pas connus exactement mais sont représentés par des distributions de probabilités, l'analyse du premier ordre et la méthode de Monte Carlo sont proposées.

Analyse du premier ordre

L'analyse du premier ordre (Benjamin and Cornell, 1970) utilise une approximation du premier ordre à partir d'un développement en séries par la formule de Taylor de la fonction $y = f(x_1, x_2, \dots, x_n)$. La variance, s_y^2 , de la fonction y , dont les variables indépendantes sont corrélées entre elles, est donnée par :

$$s_y^2 \approx \sum_{i=1}^n \left(\frac{\partial f}{\partial x_i} \right)^2 s_{x_i}^2 + 2 \sum_{j=1}^{n-1} \sum_{i=j+1}^n \left(\frac{\partial f}{\partial x_i} \right) \left(\frac{\partial f}{\partial x_j} \right) s_{x_i} s_{x_j} \rho_{x_i x_j} \quad (2.11)$$

Par conséquent, l'erreur dans la réponse du modèle due aux erreurs des variables de forçage et des paramètres est fonction de l'erreur de chaque variable individuelle, s_{x_i} , du facteur de sensibilité, $\partial f / \partial x_i$, qui exprime l'importance de chaque variable, et du coefficient de corrélation entre les variables, $\rho_{x_i x_j}$. La validité de cette approximation dépend :

- du degré de non-linéarité du modèle par rapport à chaque variable et paramètre ;
- de l'importance du terme d'erreur, s_{x_i} ;
- du respect des propriétés des erreurs (*i.e.*, distribution normale, moyenne nulle, absence d'autocorrélation temporelle et absence de corrélation entre les erreurs et les variables et paramètres) ;
- du niveau d'erreur acceptable (dû à l'imprécision de la méthode d'analyse de l'erreur) pour le problème étudié.

Pour l'application de cette méthode il faut, premièrement, calculer la dérivée partielle de la fonction f par rapport à chacune des variables de forçage et à chacun des paramètres. Néanmoins, dans la plupart des modèles utilisés en hydrologie, il est impossible d'obtenir des solutions analytiques pour ces dérivées. Elles sont donc calculées approximativement par différences finies. Cette procédure consiste, dans un premier temps, à obtenir la réponse du modèle pour le jeu de paramètres "optimaux" (*i.e.*, ceux obtenu, par exemple, par calibration). Ensuite, on procède à une augmentation, à la fois, sur chaque variable de forçage (Δx) et sur chaque paramètre ($\Delta\beta$). Garen et Burges (1981) et Mein et Brown (1978) proposent un incrément de 5%. Le rapport entre la variation de la variable d'état en question et la variation d'une variable de forçage ($\Delta y / \Delta x$) ou d'un paramètre ($\Delta y / \Delta\beta$) est l'approximation de la dérivée partielle. En vue d'obtenir une meilleure estimation des dérivées partielles, deux incréments de $\pm\Delta x$ (et $\pm\Delta\beta$) peuvent être utilisés et la dérivée sera calculée avec la valeur moyenne de Δy .

Les valeurs de la variance des erreurs, $s_{x_i}^2$, peuvent être estimées statistiquement par l'intermédiaire du calcul de la matrice de variance-covariance (*e.g.*, Mein et Brown 1978) mais ces valeurs peuvent être modifiées, par le modélisateur, s'il le désire. On peut aussi attribuer des valeurs directement en fonction de la connaissance *a priori* (*i.e.*, l'expertise du modélisateur) des erreurs sur les paramètres ou variables.

Il convient enfin de rappeler que cette approche d'analyse des incertitudes est un moyen d'évaluer seulement les erreurs dues à l'estimation des paramètres et à l'imprécision des données d'entrée (*i.e.*, variables de forçage). Elle ne nous renseigne donc pas sur les erreurs d'inadéquation du modèle lui-même.

Méthode de Monte Carlo

Le nom "*Méthode de Monte Carlo*" provient de la ville de Monte Carlo (Monaco), où des jeux de hasard utilisent un simple dispositif mécanique pour générer des nombres aléatoires (roulette). Ainsi, le processus pour résoudre des problèmes physiques ou mathématiques par génération de nombres aléatoires a été appelé méthode de Monte Carlo.

Cette méthode consiste à associer *a priori* une fonction de distribution de probabilités (le plus souvent uniforme, normale, log-normale ou triangulaire) à chacune des variables de forçage et des paramètres du modèle. Ces distributions représentent l'incertitude sur chacune de ces variables (ou paramètres). Ensuite des valeurs sont choisies aléatoirement dans chacune des distributions et la réponse du modèle calculée avec ces valeurs. Après répétition de ce processus pour un grand nombre de jeux de valeurs, la distribution de probabilités de la variable d'état simulée résultante reflète l'ensemble des incertitudes auxquelles sont sujets les résultats. Les fonctions de distribution de probabilités sont choisies en fonction des données existantes et de l'expertise du modélisateur (ou utilisateur). Le nombre de simulations nécessaires pour approximer les statistiques de la population (de 500 à 2000), pour un certain niveau de précision, peut être déterminé en utilisant des tests de Kolmogorov-Smirnov et Renyi (Beck, 1987).

L'avantage de cette méthode, par rapport à l'analyse du premier ordre, est qu'elle n'est pas sensible aux non-linéarités du modèle et aux grandes erreurs sur les paramètres et les variables de forçage. Elle permet aussi une caractérisation de toutes les sources d'erreur confondues. Cependant, cette méthode demande un temps de calcul considérable et quand la fonction de distribution des probabilités de la variable d'état simulée est biaisée ou bimodale la moyenne et l'écart-type représentent pauvrement la distribution et l'interprétation des résultats devient délicate.

3.3.9 - Analyse du pouvoir de prévision

Un modèle est souvent utilisé pour faire des projections de l'état du système sous une variété de scénarios (*i.e.*, sous différentes configurations des variables de décision). Cette étape de la mise au point d'un modèle (*post-audit* des auteurs anglo-saxons) consiste donc à évaluer, une fois un programme de contrôle implanté (*e.g.*, contrôle de la pollution), si la prévision *a priori* faite par le modèle correspond à la réponse du système *a posteriori* (*i.e.*, après l'implantation du programme de contrôle).

Cette étape, rarement mise en oeuvre, permet de valider le modèle sous des conditions de non stationnarité du système et est une épreuve fondamentale pour assurer la crédibilité du modèle auprès des gestionnaires.

3.4 - OBSTACLES À L'UTILISATION DES MODELES

Nous avons donné dans les paragraphes précédents un aperçu des propriétés intrinsèques requises des modèles capables d'assurer leur crédibilité. Dans ce paragraphe, nous allons passer en revue les principales contraintes à l'utilisation des modèles mathématiques et qui ne s'attachent pas directement à la crédibilité sur la performance des modèles eux-même mais qui s'avèrent plutôt d'ordre comportemental, psychologique, logistique ou pédagogique. Il nous paraît important d'analyser ces raisons extrinsèques de manière à attirer l'attention des modélisateurs et des gestionnaires, des théoriciens et des expérimentateurs, sur certains "pièges" à essayer d'éviter ou du moins à connaître.

3.4.1 - Communication

Parmi les obstacles à l'utilisation des modèles dans la gestion des eaux, le principal est probablement la quasi-inexistence de communication entre modélisateurs et gestionnaires. On verra que la plupart des obstacles qui seront mentionnés ici peuvent, en fin de compte, être classés comme un problème de communication. Assez peu d'efforts ont été faits pour transcrire les résultats de la modélisation en termes qui puissent être vraiment compréhensibles pour les non-modélisateurs. Les gestionnaires, peu familiarisés avec les techniques de modélisation et d'informatique, sont donc peu disposés à compter sur des procédures qui leur semblent mystérieuses, secrètes et obscures. Ignorant que le langage mathématique n'est pas facilement compréhensible pour tous, les communications orales et écrites des modélisateurs sont remplies d'un jargon qui a pour effet de repousser les non-modélisateurs.

Il est vrai qu'on ne peut échapper au fait que les mathématiques et l'informatique sont des ingrédients essentiels de la modélisation, mais dans ce cas ce ne sont pas les moyens qui justifient la fin mais la fin elle-même.

Les modélisateurs ont aussi une tendance à communiquer entre eux et fréquemment tendent à former des cellules auto-suffisantes, des "tours d'ivoire", car peut être paradoxalement, il leur est plus facile de ne pas "abaïsser" leur langage au niveau des non-modélisateurs.

Cependant, l'effort pour une meilleure communication ne doit pas être à sens unique. Ceux qui peuvent ou doivent utiliser les résultats d'un modèle ont aussi un certain effort à accomplir afin de se mettre au courant de ce nouvel outil et de ce qu'il peut faire pour eux. A notre avis, une bonne connaissance, de la part des utilisateurs, des théories, des hypothèses sous-jacentes et des algorithmes employés par le modèle est fondamentale pour qu'on puisse assurer une juste application. Il s'agit là d'une tâche très difficile car, sur des problèmes complexes comme ceux liés à la gestion des eaux, on touche à une multitude de disciplines. En dépit de cette difficulté, la maîtrise complète de la structure et des formulations d'un modèle est *indispensable* à toute utilisation pertinente.

Afin d'y remédier, Biswas (1976) propose les actions suivantes pour diminuer le fossé qui sépare modélisateurs et gestionnaires :

- définir préalablement et correctement le problème auquel est confronté le gestionnaire et les informations dont il a besoin pour prendre une décision. Les modélisateurs oublient souvent de se poser les questions les plus significatives : pour faire quoi ? et pour qui ? Les modélisateurs doivent non seulement connaître l'environnement pour lequel le modèle est destiné mais ils doivent aussi avoir des relations de travail étroites avec les gestionnaires qui éventuellement feront usage du modèle.
- promouvoir des ateliers "clef-en-main" utilisant des exemples simples mais pratiques présentant la façon dont le processus de décision peut être enrichi, en utilisant les différentes alternatives simulées par le modèle.
- illustrer quelques cas réels d'une manière compréhensible et honnête sur le rôle des modèles dans la prise de décision.

3.4.2 - Interface entre modèle et utilisateurs

Comme nous l'avons déjà évoqué précédemment, très peu d'efforts ont été consentis pour rendre l'application d'un modèle conviviale et pour faciliter l'analyse et l'interprétation des résultats. Même avec les progrès indéniables de l'informatique dans le domaine graphique et sa vulgarisation par la micro informatique, on voit encore souvent des saisies de données fastidieuses et des résultats de simulations sur d'épais "listings".

Ceci peut être en partie expliqué par le fait que les modèles sont généralement conçus par des gens qui, malgré leur compétence dans la programmation informatique, sont pour la plupart, complètement incompetents en termes de présentation graphique. Les logiciels de dessin assisté par ordinateur (DAO), les gestionnaires de base de données et les tableurs peuvent apporter une aide importante pour améliorer la convivialité des modèles, car ils commencent à faire partie des outils habituels des gestionnaires.

Un autre point important qui grève l'application des modèles est l'étape consacrée au calage des paramètres. Si on se place dans le cas idéal où l'utilisateur a une parfaite connaissance du modèle, il n'aura néanmoins pas la sensibilité sur le comportement du modèle. Ceci fait que la calibration du modèle devient quelque chose d'ennuyeux et très décevant. Un grand effort sur ce point reste à faire. Une voie prometteuse qui commence à être exploitée (*e.g.*, Gasching et *al.*, 1981 ; Barnwell et *al.*, 1986) est l'intelligence artificielle. Elle peut être utile pour transférer ou rendre accessible l'expertise du modélisateur (et des utilisateurs éprouvés) sur la calibration des paramètres aux utilisateurs débutants, par l'intermédiaire des systèmes experts. Une autre aide que pourraient apporter les systèmes experts est d'assister les utilisateurs dans le rassemblement automatique des données nécessaires à une application spécifique, à partir des bases de données (où elles sont généralement stockées) et de les regrouper dans le format demandé par le modèle. Les systèmes experts pourraient aussi contribuer à structurer des modèles pour les rendre spécifiques aux besoins de l'utilisateur. Ici encore, la bonne connaissance par les modélisateurs des problèmes et de l'environnement de la gestion, est primordiale.

3.4.3 - Maintenance

Un modèle n'est en général pas un produit fini. Il doit être continuellement actualisé au fur et à mesure que les connaissances évoluent et que des données deviennent disponibles, ou être adapté en fonction des usages spécifiques. Sans ces améliorations le modèle tend à être dépassé risque de perdre de son utilité et de sa crédibilité.

En réalité, la maintenance est très difficile à être assurée pour deux raisons majeures. Premièrement, il devient, dans la plupart des modèles, *impossible* pour une personne autre que le modélisateur lui-même de changer le code informatique d'un programme, ce qui limite la maintenance par fois à une seule personne. Il suffit que cette personne change d'orientation dans ses travaux de recherche ou simplement change d'organisation pour voir la stagnation et la "mort" du modèle. Deuxièmement, les modèles sont normalement développés dans le cadre d'un contrat de recherche (qui généralement ne prévoit aucun crédit pour la maintenance) ce qui, une fois arrivée la fin du contrat entraîne là aussi la stagnation du modèle.

Une expérience dans le développement des modèles d'aide à la gestion des ressources en eau, dont la maintenance est à peu près assurée, est celle de l'Environmental Protection Agency (EPA) aux Etats Unis qui a développé (ou a fait développer) une dizaines de modèles et qui assure en quelque sorte le rôle de maintenance et de coordination des améliorations. Ce n'est pas le cas en France où aucun organisme d'Etat ne joue un rôle ni de maintenance ni de diffusion des modèles. Contrairement aux Etats Unis où ces outils sont dans leur majorité accessibles à tout le monde et *gratuits*, en France, soit ils sont bien enfermés dans les centres de recherches qui les ont développés, soit ils restent dans les bureaux d'études qui, outre leur besoin de profit (tout à fait justifié), ont une forte tendance à proposer un type de modélisation aux gestionnaires en fonction de ce qu'ils ont de disponible ou de ce qu'ils sont capables de faire.

Sans parler du fait que le code informatique doit être "propre" et bien documenté, le programme doit être développé de façon modulaire afin de faciliter sa maintenance et l'adaptation au problème posé. En fait, un développement modulaire tend à alourdir le programme et demande un temps de calcul et une capacité mémoire plus importants. Néanmoins, la montée en puissance des ordinateurs actuels (également des micro-ordinateurs) peut combler cet inconvénient

3.4.4 - Documentation

Les objectifs, le cadre, les limitations, les principes théoriques, les données nécessaires et les algorithmes doivent être présentés en termes compréhensibles pour tous les utilisateurs potentiels. Par utilisateurs, on entend non seulement les personnes directement impliquées dans l'application d'un modèle mais aussi toutes celles qui ont l'intention d'utiliser l'information résultante de cette application. Pour cela, une documentation complète et adéquate du modèle, mise à jour avec les futurs développements du modèle, est indispensable. Les modélisateurs sont peu disposés à fournir une documentation complète du modèle, se limitant dans la plupart des cas à fournir un simple mode d'emploi. Ceci peut être motivé par une crainte de voir une application du modèle en dehors du cadre et des limites de mise en oeuvre, si le concepteur ne participe pas à l'équipe chargée de l'étude en question. Pire encore, par volonté délibérée du monopole de l'information comme instrument de pouvoir. Ces attitudes, bien sur, limitent l'utilisation des modèles et leur valeur dans la solution des problèmes.

3.4.5 - Diffusion

La diffusion des modèles existants et de leurs capacités est souvent citée comme un obstacle à l'utilisation courante des modèles. Steele (1979) va même jusqu'à proposer un catalogue centralisé de modèles mathématiques d'aide à la gestion des eaux qui aurait non seulement un but de répertoire mais aussi un rôle de critique. Parmi les fonctions d'un tel catalogue (sur support papier et non informatique) on peut avancer : (1) documentation complète et adéquate du code de chaque modèle, (2) évaluation objective du cadre, des limitations et des utilisations potentielles de chaque modèle, (3) adresses et noms des personnes responsables pour la diffusion et la maintenance des modèles, (4) informations diverses comme, par exemple, le prix, les contraintes informatiques, les interfaces de fichiers de données et (5) descriptions des données nécessaires pour la calibration et la validation. On pourrait même imaginer un système expert d'aide au choix d'un modèle spécifique en fonction d'un problème donné.

3.4.6 - Disponibilité des données

Al Austin (1986) examinant les obstacles qui limitent l'utilisation des modèles dans la gestion des ressources en eau conclut que l'insuffisance des données en est la principale cause. Est-ce vraiment justifié ? Essayons donc d'analyser notre cas spécifique de la modélisation des transferts de la pollution diffuse d'origine agricole.

Si on admet que certains des modèles proposés dans la littérature se vantent d'être indépendants de tout calage, on peut dire que la seule donnée nécessaire à une application courante d'un modèle est une série de données de pluies journalières sur la période qu'on veut simuler (les autres variables de forçage pouvant être estimées *a priori* à partir de statistiques ou d'enquêtes sur le terrain) et des données sur la variable de sortie en question afin de vérifier la qualité de l'ajustement entre la variable observée et la variable simulée. Toutes les autres variables d'entrée sont susceptibles d'être estimées à partir de moyens disponibles en toute région de France. On peut aussi admettre qu'en France, dans la plupart des régions concernées par la pollution agricole, on trouve toujours un poste pluviométrique à proximité. Par ailleurs, il est raisonnable de supposer que si un problème de pollution se présente, le gestionnaire est *a priori* disposé à faire un effort "minimal" de collecte d'information.

On voit donc, si on dispose d'un modèle qui simule correctement la réalité, que ce n'est pas du côté des données que le problème se pose. A notre avis, cet argument est normalement avancé pour deux raisons : (1) le modélisateur adopte souvent une approche maximaliste par rapport aux données nécessaires à l'utilisation de son modèle et (2) le gestionnaire se cache derrière cet argument pour justifier (aux autres et à lui-même) la non-utilisation d'un modèle.

Pour sortir de cette impasse il serait d'une part souhaitable que les modélisateurs affichent clairement les données nécessaires à l'application du modèle (e.g., densité de mesures sur un site, longueur des séries de données recommandée, variables spécifiques à mesurer, fréquence d'échantillonnage et d'analyse, coûts de la collecte d'information minimale, ...). Le modélisateur ne doit pas considérer automatiquement que toutes les données nécessaires à une application sont forcément disponibles ou que les besoins en termes de collecte de données seront déjà compris et entrepris par le gestionnaire.

D'autre part, il est absolument indispensable d'étudier le comportement d'un modèle et l'abaissement de sa performance due à la dégradation dans l'information fournie comme entrée au modèle. Par exemple, on peut admettre qu'on dispose sur le plan national au moins des données de pluies journalières. Certains modèles font appel à des données horaires de pluie. Un renseignement extrêmement utile est de savoir si on peut générer des données horaires à partir de données journalières avec une procédure statistique et quelle serait l'incertitude ou la perte de précision dans les variables simulées ?

Par ailleurs, la plupart des modèles mathématiques utilisés en hydrologie ont des paramètres qui ne peuvent pas être directement mesurés et ont donc besoin d'être estimés par calibration. Cette opération consiste à prendre une série de données mesurées, dont chaque valeur contient une partie de l'information sur les paramètres à estimer, et à extraire l'information contenue dans la série en la transformant en valeurs de paramètres. Il est souvent suggéré ou insinué dans la littérature que les données nécessaires au calage doivent être "représentatives" des différents phénomènes ayant lieu dans le système. Pour satisfaire à cette exigence la grande majorité (ou la totalité) des modélisateurs font donc appel à de longues séries de données (aussi grandes que possible) sans démontrer le réel besoin ou la supériorité des résultats.

Sorooshian et *al.* (1983) suggèrent qu'à la place de la longueur, c'est la qualité de l'information contenue dans les données qui est le facteur prépondérant. Ils indiquent qu'une année de données peut être suffisante pour estimer correctement les paramètres d'un modèle pluie-débit. L'utilisation d'une série plus longue n'améliore que marginalement l'estimation des paramètres. Les récents travaux de Gupta et Sorooshian (1985), dans le but de quantifier l'information nécessaire au calage des paramètres, vont dans le sens de ne plus parler en termes de longueur de série mais en quantité d'information nécessaire dans la phase de calibration. Ceci permettrait non seulement d'optimiser considérablement la collecte de l'information mais aussi d'avoir un critère pour comparer la performance des modèles. Un critère objectif serait donc proposé aux gestionnaires afin qu'ils puissent connaître l'effort de collecte des informations qu'ils vont avoir à consentir pour une précision des résultats choisie.

L'enquête faite auprès des bureaux d'études et des agences gouvernementales dans le domaine des ressources en eau aux U.S.A (Al Austin, 1986) est assez révélatrice de l'état d'esprit des modélisateurs et même des gestionnaires qui ont indiqué que la collecte de données est l'instrument principal pour enlever les limitations à l'usage des modèles mathématiques dans la gestion des eaux. Je me demande s'ils seraient capables de quantifier l'information dont ils se disent avoir besoin.

3.4.7 - Formation

Comme nous l'avons déjà évoqué auparavant, la connaissance profonde d'un modèle est une condition nécessaire à son utilisation. Ceci peut être acquis par l'intermédiaire d'une bonne documentation, dans le cas des utilisateurs autodidactes, mais peut être aussi complété par des séances de formation.

Néanmoins, la plupart des utilisateurs "confirmés" n'accorde pas une importance majeure à la formation pour étendre l'usage des modèles dans le domaine de l'eau (Al Austin, 1986). Ce comportement peut être expliqué par une sous-estimation des besoins en formation par des personnes qui connaissent déjà un sujet. Nous soutenons que la formation peut apporter une aide considérable à l'expansion d'usage des modèles notamment pour les "jeunes" débutants dans cet art. Il est clair que très peu de centres de recherches et bureaux d'études ont une capacité ou une structure pour promouvoir cette formation. Par conséquent, ceci est seulement réalisable si la diffusion des modèles se fait à partir d'un organisme centralisateur.

3.5 - CONCLUSION

Un modèle est destiné à aider à répondre à des questions et il n'a pas pour rôle de proposer des questions. Il est construit en fonction de celles-ci, et ne peut être utilisé que dans ce champ particulier (Roche, 1988a). C'est la question préliminaire qui doit déterminer la construction du modèle et non l'inverse.

Le développement des études sur les systèmes complexes et particulièrement les milieux naturels (e.g., bassins versants, rivières, lacs, nappes, mers, ...) associé aux développements de l'informatique et à la vulgarisation des ordinateurs ont provoqué au cours des vingt dernières années une prolifération de modèles mathématiques dans les sciences de l'eau dont la littérature regorge. Mais il faut reconnaître que ces modèles n'ont pas toujours apporté ce qu'on en attendait pour la connaissance ou pour la maîtrise des systèmes étudiés. La référence au modèle est encore maintenant trop souvent perçue comme un mode de justification commode. D'ailleurs la connotation du mot "modèle" y est pour quelque chose car il suggère un être supérieur, plus élevé, que l'être modélisé. Une confiance excessive accordée aux résultats, ignorant les limites des hypothèses de l'exercice de modélisation est aussi préjudiciable qu'un rejet de ce type d'outil, que certains considèrent comme excessivement lourd pour l'exploitation décisionnelle.

La diversité des points de vue, principalement en ce qui concerne les méthodes d'élaboration et de validation, a parfois provoqué chez certains chercheurs une suspicion bien compréhensible quant à l'intérêt des modèles apparaissant de ce fait assez arbitraires. Il apparaît donc important de préciser certains critères que les modèles doivent essayer de respecter pour être plus crédibles. Parmi ces principes nous citons : (1) la cohérence rationnelle, (2) l'ajustement avec des données expérimentales, (3) l'unicité ou l'identifiabilité, (4) la minimalité, (5) la falsifiabilité et (6) le pouvoir de prévision.

Dans la mise en oeuvre d'un modèle, la phase de définition du problème que le modèle est censé aider à résoudre, et la phase d'analyse du système à modéliser nous paraissent les plus délicates. C'est la première qui restreint le choix du type de modélisation parmi l'infinité des conceptualisations possibles. Pour la deuxième phase, on assiste, chez un grand nombre de modèles présentés dans la littérature, à une démarche d'analyse du système qui nous semble assez équivoque. Une fois le système défini, elle se fonde sur la prémisse (fausse à notre avis) que si l'on veut avoir une bonne description du système il est nécessaire de décrire toutes les connexions à l'intérieur du système. Elle se traduit dans la pratique par la prise en compte déterministe et exhaustive, et la mise en équations postérieure de tous les processus élémentaire identifiés dans le système. Par exemple, dans la modélisation de la transformation de la pluie tombée sur un bassin versant en débit à l'exutoire, la conceptualisation du système commence avec l'interception de la pluie par les feuilles des plantes, suivie du stockage dans les petites dépressions et dans le micro-relief du sol, puis l'infiltration, etc, ... Nous considérons qu'une telle démarche néglige d'emblée le principe de minimalité, ce qui conduit à des formalisations inextricablement compliquées, avec un nombre très grand de variables de forçage, de variables d'état et de paramètres dont la détermination et validation deviennent presque impossibles, tous au moins dans la pratique.

Si dans bien des domaines de la connaissance, le manque de déterminisme d'un niveau de représentation peut parfois être levé en considérant des entités d'un niveau plus fin (e.g., la génétique), ce cadre est loin d'être vrai pour le comportement des milieux naturels. Le principe de minimalité, qui date d'ailleurs du Moyen Age, devient donc tout à fait actuel dans le cas de la modélisation des systèmes naturels. Comme l'a affirmé Thom (1974), "*ce qui doit être considéré comme but essentiel de l'activité scientifique c'est la simplification de la description, la réduction de l'arbitraire dans la description*".

Une autre phase essentielle du développement des modèles mathématiques dans les sciences de l'eau est la validation. Cette phase malheureusement fait généralement défaut. Bien que, d'un point de vue épistémologique, il n'existe pas de méthode permettant de prouver que les théories scientifiques sont vraies ou même probablement vraies et qu'il n'existe pas non plus de méthode permettant de prouver que les théories scientifiques ne sont pas valides (Chalmers, 1988), les modèles doivent être confrontés "*rigoureusement et impitoyablement*" à l'observation et à

l'expérience. Il convient de les valider à plusieurs points de vue différents sans se cantonner dans le sacro-saint "on remarque un bon ajustement entre les valeurs observées et simulées par le modèle" usuel.

Finalement, nous pensons que, parmi les raisons extrinsèques aux modèles qui empêchent leur plus grande utilisation dans le domaine de l'eau, c'est principalement le manque de communication entre modélisateurs et non-modélisateurs, théoriciens et expérimentateurs, scientifiques et gestionnaires qui bloque la possibilité d'utiliser la capacité qu'offrent les modèles d'une meilleure compréhension des systèmes naturels, pour une meilleure gestion de l'environnement. *"Il est radicalement vain d'opposer théoricien et expérimentateur. Leur dialogue est permanent et leurs travaux se développent en symbiose car leurs sorts sont liés : toute défaillance ou insuffisance de l'un affecte nécessairement l'autre et grève l'avancée des connaissances"* (Jacquet, 1984).

Nous estimons que les principes décrits ci-dessus sont absolument fondamentaux et que leur respect évitera bien des déboires au modélisateur et augmentera la crédibilité de son travail. C'est pourquoi nous avons essayé de les appliquer scrupuleusement tout au long de notre travail de thèse.

Deuxième Partie

Les mécanismes mis en jeu dans le transport de polluants diffus et les principales approches de modélisation

4

LE CYCLE DE L'EAU

4.1 - DESCRIPTION DU CYCLE DE L'EAU DANS UN BASSIN VERSANT

Ce paragraphe décrit le cycle de l'eau dans un bassin versant en présentant les différents cheminements de l'eau et en donnant des ordres de grandeurs des phénomènes afin qu'on puisse comprendre les mécanismes mis en jeu et mieux juger les simplifications réalisées par les modèles mathématiques de simulation.

Les principaux flux d'eau annuels, à l'échelle du globe, peuvent être schématisés comme indiqué dans la figure 4.1.

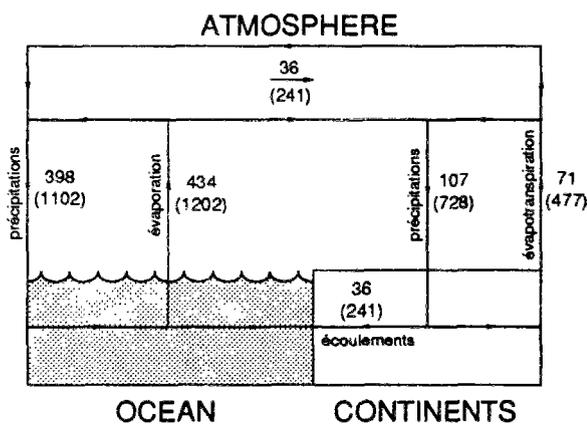


Figure 4.1 : Bilan hydrologique global annuel en $10^3 \text{ km}^3/\text{an}$ (en mm entre parenthèses) (cité par Klemes, 1988).

L'origine des rivières et des sources a été un sujet de spéculation pendant des centaines d'années. La plupart des philosophes de l'antiquité, parmi eux Platon et Aristote, donnaient des explications plus ou moins fantaisistes et mystérieuses au cycle de l'eau. Ce n'est qu'après le dix septième siècle, quand les physiciens français Edmé Mariotte et Pierre Perrault ont mesuré indépendamment le débit de la Seine à Paris et la pluie tombant sur le bassin versant, qu'on a réalisé qu'une pluie fournit suffisamment d'eau pour alimenter les grands fleuves. Quelques années plus tard, les mesures de l'évaporation faites par l'astronome anglais Edmund Halley bouclent le maillon et confirment le concept du cycle de l'eau.

La maîtrise rationnelle des ressources en eau se fait sentir d'avantage à partir du début du vingtième siècle avec l'ère de la construction de barrages. Le problème classique en hydrologie devient donc de prévoir dans le temps le débit d'une rivière résultant des événements pluvieux sur le bassin versant. Cependant, la complexité des mécanismes de cette transformation pluie → débit encourage le développement d'une analyse à l'échelle régionale où le bassin

Il est intéressant de remarquer que seulement une petite fraction du cycle global de l'eau (*i.e.*, les écoulements et les précipitations sur les continents) peut être raisonnablement mesurée avec les technologies disponibles. Toutefois, pour les mesures des précipitations, on a plutôt un indice qu'une vraie estimation des pluies en raison de son hétérogénéité spatiale et du caractère ponctuel des mesures.

Ce schéma résume aussi l'essence de l'hydrologie en tant que science. Comme l'a joliment proclamé Dooge (cité par Klemes, 1988), "le business de l'hydrologie est de résoudre l'équation du bilan de l'eau".

versant est considéré comme une "boîte noire". Ce type d'approche traite la transformation de pluie en débit d'une manière empirico-statistique sans prendre en considération les mécanismes causaux. Bien qu'elle apporte une grande aide aux problèmes du génie de projets, elle ne fournit pas une compréhension des mécanismes internes du cycle de l'eau.

A partir des années soixante, on voit se développer davantage la recherche de la science hydrologique afin de mieux comprendre les mécanismes de la genèse des écoulements. Ceci a été motivé principalement par : (1) le développement des techniques plus performantes pour prévoir le débit à partir d'une pluie, (2) la nécessité de prévoir l'impact des changements de l'utilisation des sols sur le régime hydrologique, (3) l'étude du transfert des polluants d'origine diffuse vers les milieux aquatiques et (4) l'étude de l'évolution de la morphologie des bassins versant (*e.g.*, érosion des sols).

Afin de mieux comprendre les différentes approches de modélisation du cycle de l'eau nous présentons brièvement les différents composants du cycle qui sont à la base de la génération des écoulements dans un bassin versant (figure 4.2).

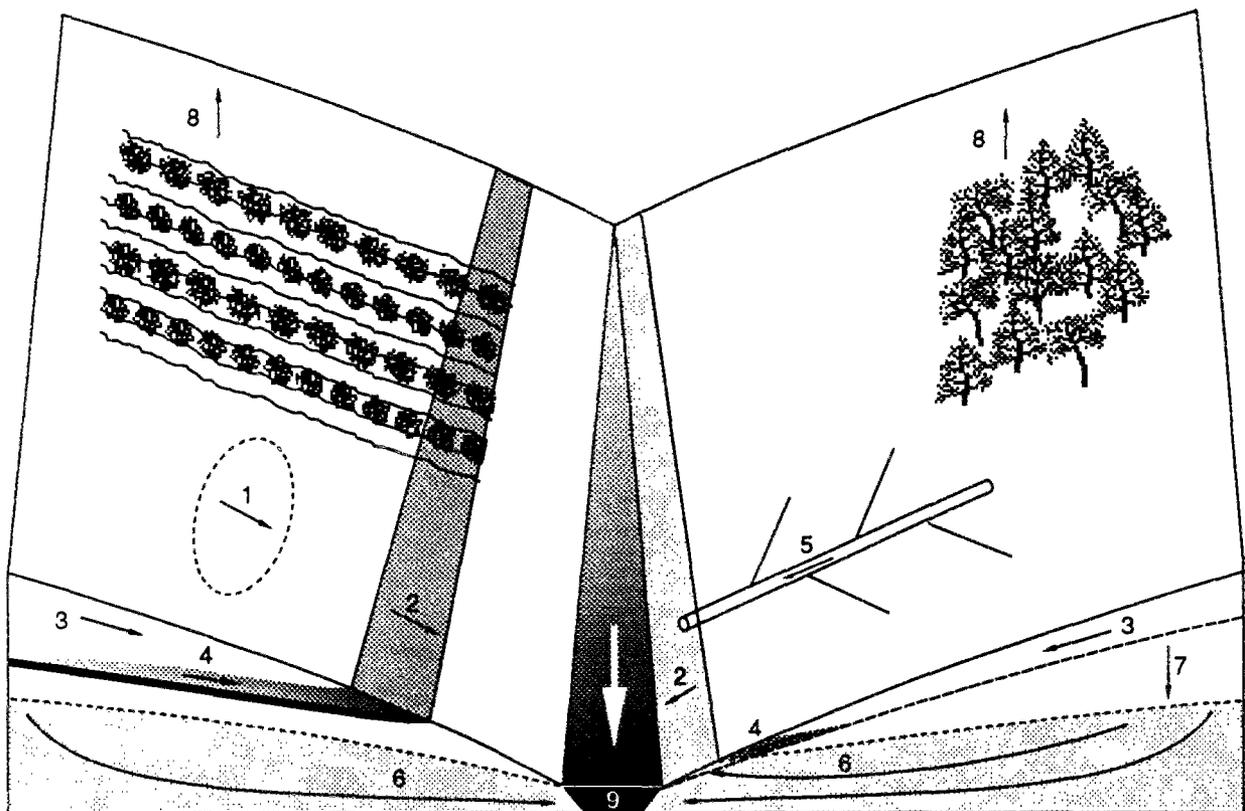


Figure 4.2 : Principaux mécanismes responsables de la genèse des écoulements dans un petit bassin versant agricole : (1) écoulement superficiel, (2) écoulement sur des zones saturées, (3) écoulement sub-superficiel non-saturé, (4) écoulement sub-superficiel saturé, (5) écoulement concentré latéral, (6) écoulement souterrain, (7) percolation, (8) évapotranspiration et (9) écoulement en canal.

4.1.1 - Interception

L'interception est la fraction de la pluie arrêtée par des objets situés au-dessus du sol (*e.g.*, végétation, litière, constructions, ...). Cette fraction peut, soit être restituée au sol par égouttage ou par ruissellement le long des troncs, soit restée stockée pour être reprise en différé par évaporation.

La quantité d'eau interceptée dans un bassin rural est fonction : (1) des caractéristiques de la pluie, (2) des espèces, de l'âge et de la densité de la végétation et (3) de la saison dans l'année. Viessman et *al.* (1977) indiquent que 10 à 20% des pluies tombant pendant la saison de croissance des plantes sont interceptés et retournent

au cycle de l'eau par évaporation. L'interception est, néanmoins, plus prononcée sous des forêts denses où environ 25% des précipitations annuelles sont arrêtés. Linsley et al. (1982) et Lull (1964) donnent la fourchette de 0 à 5 mm et 0,5 à 2,5 mm respectivement pour l'interception au cours d'un événement pluvieux.

4.1.2 - Rétention superficielle et stockage superficiel

La rétention superficielle désigne la partie de la pluie qui reste piégée dans les nombreuses dépressions de la surface du sol et qui peut par la suite seulement s'infiltrer ou s'évaporer. Le stockage superficiel qualifie la fraction de la pluie qui reste sur la surface du sol pendant l'averse et qui graduellement s'écoule vers l'aval pouvant, à la fin de la pluie, s'infiltrer ou donner lieu à un écoulement superficiel retardé (Horton, 1933 ; Roche, 1986).

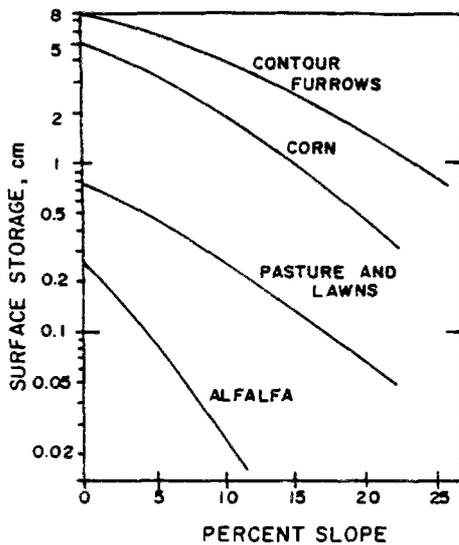


Figure 4.3 : Stockage superficiel en fonction du type de culture et de la pente (citée par Novotny et Chesters, 1981).

La rétention superficielle dépend principalement de la texture du sol, de la pente, et de la nature et taille des dépressions. Ces dernières sont fonction de l'utilisation des sols. Une estimation précise de la rétention superficielle est à l'heure actuelle impossible et très peu d'information est disponible qui puisse guider l'évaluation de ce stock. Hicks cité par Chorley (1980) indique, pour des pluies intenses sur des sols nus et réguliers, des rétentions de 5 mm, 3,8 mm et 2,5 mm selon qu'il s'agit respectivement de sable, de limon ou d'argile. Horton cité par Chorley (1980) estime que le stockage superficiel varie normalement entre 3 et 20 mm pour des surfaces plates et de 13 à 38 mm pour des surfaces cultivées, des pâtures naturelles ou des forêts. Cependant, d'après Chorley, ces valeurs semblent être excessives.

La figure 4.3 met en relation le stockage superficiel avec l'utilisation des sols et la pente. Récemment, Jarry (1987), par des simulations de pluies sur une surface de 1 m² conclue que la rugosité de la surface du sol explique la plupart de la variance de l'écoulement superficiel, autrement dit, plus la surface est rugueuse moins on a d'écoulement.

4.1.3 - Infiltration

L'infiltration est le passage de l'eau de l'extérieur vers l'intérieur du sol à travers la surface. Les potentiels responsables du mouvement de l'eau dans le sol non saturé les plus significatifs sont les potentiels gravitationnel et matriciel (ou de succion).

Le potentiel gravitationnel de l'eau du sol en chaque point est déterminé par l'altitude de ce point par rapport à un niveau arbitraire de référence. Il est indépendant de la composition chimique et de la pression de l'eau du sol, et dépend seulement de la hauteur relative.

Le potentiel matriciel résulte des forces de capillarité et d'absorption dues à la matrice solide (aussi appelé potentiel capillaire ou succion matricielle ou succion de l'eau du sol). Ces forces attirent et lient l'eau dans le sol au point de diminuer son énergie potentielle au-dessous de celle de l'eau libre.

La capacité d'infiltration d'un sol est influencée par de nombreux facteurs : (1) le type et l'intensité du couvert végétal, (2) l'état de la surface du sol, (3) la température, (4) l'intensité de la pluie, (5) les propriétés physiques du sol, (6) la qualité de l'eau et (7) le stock d'eau du sol (Viessman et al., 1977).

Le taux avec lequel l'eau est transmise à l'intérieur du sol est très dépendant de l'état de la surface du sol. Ainsi, par exemple, l'eau contenant des fines particules peut colmater la surface du sol en diminuant l'infiltration même sur des sols très perméables. Parallèlement, l'impact des gouttes d'eau tombant sur une surface dénudée peut provoquer une pellicule de battance qui empêche l'eau d'infiltrer.

La capacité d'infiltration d'un sol décroît généralement au long d'une averse, par deux phénomènes principaux : (1) la dégradation de l'état de la surface du sol par des mécanismes comme ceux cités ci-dessus et

(2) la diminution du gradient de succion matricielle (*i.e.*, la pression de l'eau due aux forces microscopiques de capillarité et d'absorption) au fur et à mesure que la zone mouillée se développe en profondeur.

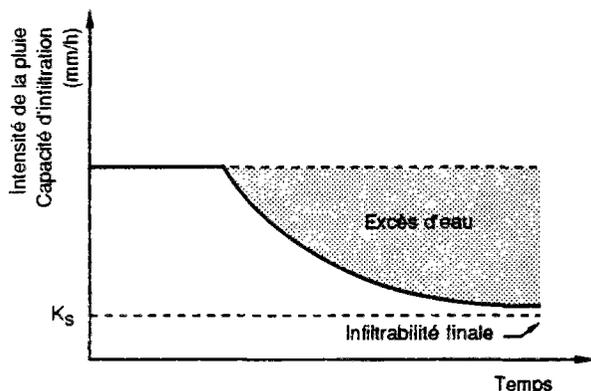


Figure 4.4 : Allure d'une courbe d'infiltrabilité d'un sol soumis à la pluie d'intensité constante et supérieure à la conductivité hydraulique à saturation.

Pour une pluie d'intensité constante et supérieure à la conductivité hydraulique à la saturation, K_s , la capacité d'infiltration au cours du temps est illustrée dans la figure 4.4.

L'infiltration vers le bas dans un sol initialement non saturé est due en général à l'influence combinée des gradients de succion et de gravité. Au fur et à mesure que l'eau pénètre plus profondément et que la partie mouillée du profil s'allonge, le gradient moyen de succion diminue puisque la différence globale de la charge de pression (entre la surface saturée du sol et le sol non humide du profil) se répartit sur une distance toujours croissante. Cette tendance continue jusqu'à ce qu'à la longue, le gradient de succion dans la partie supérieure du profil devienne négligeable, laissant le gradient gravitationnel qui est constant, comme force unique d'entraînement de l'eau vers le bas (Hillel, 1974).

L'équation de Darcy pour l'écoulement vertical s'écrit :

$$q = K(\theta) \frac{dH}{dz} = -K(\theta) \frac{d(\psi - z)}{dz} = -K(\theta) \frac{d\psi}{dz} + K(\theta) \quad (4.1)$$

où q est le flux d'eau à une profondeur z , H est la charge hydraulique (ou potentiel total), ψ est le potentiel de succion matricielle et K est la conductivité hydraulique à l'humidité θ . A la surface du sol, q est égal à la capacité d'infiltration.

Tableau 4.1 : Valeurs typiques de la conductivité hydraulique à saturation en fonction de la texture du sol.

Type de sol	Conductivité hydraulique à saturation mm/hr
Sables	> 20
Sols sableux et lossiques	10-20
Limons	5-10
Sols argileux	1-5
Sols argileux sodiques	< 1

Source : Hillel, 1974.

La conductivité hydraulique dépend de l'humidité du sol ; quand le sol est très sec la conductivité hydraulique est faible. Ce qui explique qu'un écoulement superficiel peut se produire lorsqu'une pluie violente arrive sur un sol très sec. Contrairement, quant la couche superficielle du sol se sature, la conductivité hydraulique augmente mais le potentiel de succion matricielle diminue, ce qui globalement provoque une diminution de l'infiltration. Des valeurs typiques de la conductivité hydraulique à saturation sont présentées dans le tableau 4.1.

4.1.4 - Evapotranspiration

Le terme *évapotranspiration* désigne la quantité de vapeur d'eau rejetée dans l'atmosphère : (1) par évaporation directe au niveau du sol lui-même, (2) par transpiration des organes aériens des plantes, (3) dans certains cas, par l'évaporation de la rosée et de l'eau de pluie interceptée, et, (4) plus rarement, par évaporation de la nappe phréatique.

L'importance de l'évapotranspiration dans le cycle hydrologique résulte du fait que la fraction de la pluie tombant sur la surface du sol qui retourne à l'atmosphère varie entre 50% pour les régions humides et presque 100% pour les régions arides. Si la plus grande partie de l'évaporation de l'eau, au niveau de la planète, soit environ 85%, se situe en moyenne au niveau des océans, une proportion non négligeable, de l'ordre de 15%, se produit au-dessus des surface continentales.

Malgré l'importance de ce processus dans le cycle de l'eau l'effort de recherche consacré à cette partie du cycle est de loin inférieur à celui consacré aux écoulements de l'eau. Hall cité par Klemes (1986) remarque qu'environ 80% de l'activité hydrologique sur un bassin versant, représenté par l'évapotranspiration, est traité en un à 2% d'un livre d'hydrologie classique et les 98-99% sont destinés aux 20% restant de cette activité.

L'évapotranspiration au niveau de la parcelle est influencée par de nombreux facteurs : (1) facteurs climatiques dont les plus susceptibles d'intervenir sont la radiation solaire, la température de l'air, la tension de la vapeur d'eau et le vent, (2) propriétés pédologiques du sol (*i.e.*, nature et forme de la surface, humidité du sol, ...), (3) l'environnement naturel autour de la parcelle et (4) les espèces végétales concernées ce qui se traduit par l'état de couverture du sol par la culture et par l'état physiologique de celle-ci (phase de croissance active, phase de floraison, phase de maturation, ...).

Lorsque le climat est le seul facteur limitant on parle d'évapotranspiration potentielle. Sur le plan de la mesure, l'évapotranspiration potentielle (ETP) est la quantité d'eau maximale susceptible d'évaporer d'un gazon ras couvrant complètement le sol, bien alimenté en eau, en phase active de croissance et situé au sein d'une parcelle suffisamment étendue (Perrier, 1977).

Lorsque la plante, par son état de développement, constitue aussi un facteur limitant, elle est en régime d'évapotranspiration réelle maximale (ETM).

Enfin, la réserve en eau du sol peut s'ajouter aux facteurs limitants précédents pour définir des conditions d'évapotranspiration réelle (ETR).

Dans la pratique, on ne dispose en général que des mesures sur l'évapotranspiration potentielle, obtenues à partir des cases à drainage et, plus rarement, des lysimètres pesables.

Les facteurs climatiques dont dépend l'évapotranspiration étant soumis à des fluctuations cycliques saisonnières accentuées, on doit s'attendre à rencontrer une variabilité bien marquée. Les figures 4.5 et 4.6 illustrent cette variabilité pour l'ETP *journalière* pendant 10 ans obtenue pour un gazon fréquemment irrigué et fauché, à Davis en Californie et pour l'ETP *mensuelle* pendant 6 ans mesurée à Versailles par INRA, respectivement. L'ETP annuelle mesurée à Versailles sur ces mêmes 6 ans présente une moyenne de 515 mm et un coefficient de variation (*i.e.*, rapport entre l'écart-type et la moyenne) de 32%.

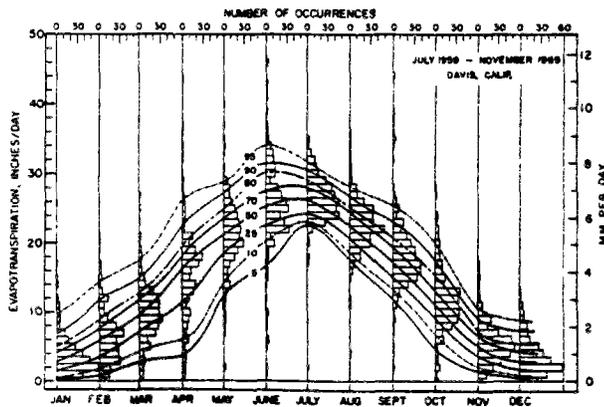


Figure 4.5 : Distribution de fréquences pour l'évapotranspiration potentielle journalière à Davis, Californie (cité par Haan et al., 1982).

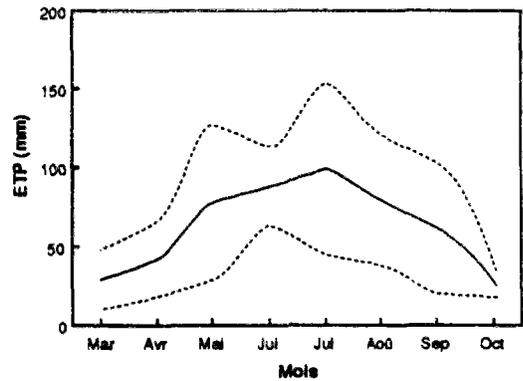


Figure 4.6 : Evapotranspiration potentielle mensuelle à Versailles. Les courbes inférieure et supérieure correspondent à \pm un écart-type (cité par Brochet et Gerbier, 1975)

4.1.5 - Ecoulement superficiel ou écoulement hortonien

Quand l'intensité d'une pluie dépasse la capacité d'infiltration du sol, l'eau s'accumule à la surface, remplit les micro-dépressions et éventuellement s'écoule sur la surface du sol par des petites rigoles jusqu'à atteindre le réseau naturel de drainage du bassin (*Hortonian overland flow*). Ce mécanisme, décrit par Horton (1933), est connu comme écoulement superficiel (ou écoulement hortonien) et aussi comme *ruissellement*. Cependant, ce dernier terme

prête à confusion car il est aussi employé pour désigner l'écoulement total à l'exutoire d'un bassin versant. Dans ce rapport le terme ruissellement est employé dans le sens d'écoulement superficiel.

Il est très difficile d'évaluer cette composante de l'écoulement à l'échelle d'un bassin versant car, d'une part, la capacité d'infiltration et l'intensité de la pluie sont très variables dans l'espace et, d'autre part, une partie de l'eau qui s'écoule sur le sol peut provenir de l'eau qui s'est infiltrée auparavant, s'est déplacée dans le sol à quelques centimètres de la surface et réapparaît à mi-pente. Hewlett et Nutter (1970) suggèrent que le terme écoulement superficiel doit se limiter à l'eau qui n'arrive pas à s'infiltrer en aucune partie de son trajet depuis le point où elle tombe jusqu'à l'exutoire du bassin. Kirkby cité par Chorley (1980) estime que l'écoulement superficiel aura lieu sur la totalité d'un bassin seulement si il est petit et s'il présente une homogénéité spatiale des caractéristiques du sol, de l'humidité du sol, de l'interception, de la rétention superficielle et des conditions de l'infiltration. Comme c'est rarement le cas, l'écoulement superficiel varie spatialement. Betson (1964) suggère que seulement une petite fraction de la surface de quelques bassins versants contribue à l'écoulement superficiel.

L'occurrence de l'écoulement superficiel dépend principalement des caractéristiques de surface du sol qui contrôlent l'infiltration dont les plus importantes sont la végétation et les conditions du sol. Ce phénomène est probablement plus fréquent (1) dans les climats aride et semi-aride, (2) où la végétation est absente ou clairsemée, (3) où le sol est absent ou peu profond ou (4) sur des fortes pentes. En climat humide tempéré, l'écoulement superficiel se limite aux régions où les interventions humaines sont importantes telles que les routes, les chemins, les surfaces urbaines imperméables, les chantiers de construction, les déblais de mines, et *très exceptionnellement* aux terres cultivées. Kirkby et Chorley cité par Chorley (1980) suggèrent que dans les régions présentant une couche de sol et une végétation notables, particulièrement où existe une couverture d'humus ou une litière, l'écoulement superficiel a très peu de chance de se former, à l'exception des très forts orages.

Il apparaît donc évident que la conception hortonienne de l'infiltration ne peut expliquer qu'une *faible* composante de l'écoulement à l'exutoire d'un bassin versant. Si ce n'était pas le cas on devrait voir apparaître des écoulements dans les cours d'eau seulement quand l'intensité de la pluie dépasse dans le meilleur des cas la conductivité hydraulique à saturation ce qui ne correspond pas à l'observation.

4.1.6 - Ecoulement sur des zones saturées

Ce type d'écoulement (*saturation overland flow*) se produit quand l'eau de pluie, tombant sur une zone où le sol est saturé, ne peut pas s'infiltrer et s'écoule sur la surface du sol, même si l'intensité de la pluie ne dépasse pas la capacité d'infiltration théorique du sol (Kirkby et Chorley cité par Chorley, 1980). Il a typiquement lieu sur : (1) des zones saturées de fond de vallon où la nappe phréatique est très proche de la surface du sol, (2) des régions (même à mi-pente) qui drainent des nappes perchées temporaires ou permanentes et (3) des régions où le suintement de l'eau a lieu, *i.e.*, lorsque l'eau qui circule à l'intérieur du sol sort du sol de façon diffuse et à vitesse lente (infiltration négative).

Dunne et *al.* (1975) regroupe sous l'appellation *écoulement sur des zones saturées*, les précipitations directes sur ces zones plus l'écoulement qui provient de l'infiltration négative (*return flow* pour les auteurs anglo-saxons). Sur le point de vue du transfert des polluants il est souhaitable, à notre avis, de désigner par écoulement sur des zones saturées seulement l'eau qui ressort du sol par infiltration négative (*return flow*) et d'adopter la définition d'écoulement superficiel donnée par Hewlett et Nutter (1970), présentée dans le paragraphe précédent, qui regroupe l'écoulement hortonien proprement dit plus l'eau précipitée sur les zones saturées.

L'écoulement sur des zones saturées tend à être important sur des versants avec un sol peu profond, une végétation clairsemée, une nappe phréatique peu profonde, une longue pente concave et un large fond de vallon.

4.1.7 - Ecoulement sub-superficiel non-saturé

C'est la migration de l'eau latéralement vers l'aval dans la zone non-saturée du sol. Il contribue au maintien d'un niveau élevé d'humidité dans les fonds des vallons et par conséquent participe à la formation de l'écoulement superficiel du à la création des zones saturées dans ces régions. Ce processus peut aussi contribuer à la recharge rapide des nappes superficielles qui peuvent induire une saturation rapide en surface (van de Griend et Engman, 1985)

4.1.8 - Ecoulement sub-superficiel saturé

Il s'agit de l'écoulement qui se produit quand l'eau infiltrée trouve une couche peu perméable, s'accumule au-dessus de celle-ci en saturant le sol, et se déplace latéralement dans le sol vers l'aval. C'est le cas notamment de l'écoulement qui se produit au-dessus d'une semelle de labour dans une parcelle cultivée. Chorley (1980) indique

20 cm/h, 7,5 cm/s et 45 cm/s pour l'ordre de grandeur des vitesses de déplacement pour l'écoulement sub-superficiel saturé, l'écoulement superficiel et l'écoulement en rivière, respectivement. Hewlett et Hibbert cités par van de Griend et Engman (1985) rapportent des réponses rapides dans le cours d'eau dues à l'écoulement sub-superficiel saturé lequel se déplace rapidement dans le sol car, par effet-piston, l'eau infiltrée chasse l'eau préexistante dans le sol. Contrairement à l'écoulement sub-superficiel non-saturé qui peut se poursuivre pendant plusieurs semaines après un événement pluvieux, l'écoulement sub-superficiel saturé tend à s'estomper tout de suite après l'événement pluvieux.

4.1.9 - Ecoulement concentré latéral dans le sol

Il s'agit de l'écoulement latéral de l'eau dans le sol par des chemins préférentiels allant des gros pores non-capillaires jusqu'aux tuyaux de drainage et aux fissures en passant par les cavités des racines et les terriers d'animaux (Chorley, 1980). Ces voies peuvent non seulement permettre un écoulement rapide de l'eau mais contribuent à l'évacuation des écoulements sub-superficiels et par conséquent accélèrent le ressuyage du sol.

4.1.10 - Ecoulement souterrain

Il constitue le vidange de la nappe phréatique (*i.e.*, de la zone saturée permanente) directement dans le lit du cours d'eau. Quand le niveau de la nappe monte les apports souterrains peuvent se faire tout au long des berges. Freeze (1974) définit l'écoulement souterrain (ou écoulement de base) comme étant la fraction de l'écoulement dans la rivière qui provient de l'eau qui s'est infiltrée dans les couches profondes, qui a atteint la zone saturée permanente et qui se vidange dans la rivière. La différence entre l'écoulement sub-superficiel saturé et l'écoulement souterrain est que le temps de percolation, les gradients hydrauliques, et les perméabilités tendent à être plus petits pour ce dernier (Whipkey et Kirkby, 1980). Cosandey (1986) suggère que les écoulements rapides de crue (sur un petit bassin versant forestier breton) s'expliquent par les seules précipitations sur les zones saturées de fond de vallon, qui ne pouvant pas s'écouler à la surface du sol, chassent l'eau de la nappe par effet-piston et c'est donc l'eau souterraine qui réapparaît dans le lit du cours d'eau.

4.1.11 - Percolation

C'est le mouvement vertical de l'eau infiltrée à l'*intérieur* du sol qui va contribuer à la recharge de la nappe phréatique. En fait, on peut observer dans la réalité une alternance des couches perméables et imperméables des sols qui peuvent donner l'origine à plusieurs nappes juxtaposées les unes sur les autres avec un système de recharge et vidange très complexe.

4.1.12 - Ecoulement en canal

Il s'agit de l'écoulement à surface libre dans les chenaux du réseau superficiel de drainage naturel d'un bassin versant. Cet écoulement est alimenté par l'ensemble des écoulements décrits précédemment ou par la pluie tombée directement sur le canal. Le régime hydrologique peut être soit pérenne, comme c'est le cas de l'écoulement en rivière, soit intermittent. Ce dernier se manifeste pendant et juste après des événements pluvieux dans les thalwegs du bassin versant qui, dans la plupart du temps, ne présentent pas d'écoulement permanent.

4.2 - MODÉLISATION DU CYCLE DE L'EAU DANS UN BASSIN VERSANT

Nous allons par la suite décrire les principales approches de modélisation du cycle de l'eau dans un bassin versant, utilisées dans les modèles de simulation de la pollution diffuse d'origine agricole. Le chapitre a été divisé selon la valeur cognitive des modèles, c'est-à-dire, conceptuel (pour la plupart) ou physique. Quelle que soit l'approche, la représentation spatiale du bassin pourra être distribuée, semi-distribuée ou globale (voir définitions dans le paragraphe 3.3.3).

4.2.1 - Modèles conceptuels

4.2.1.1 - Modèles conceptuels "à réservoirs"

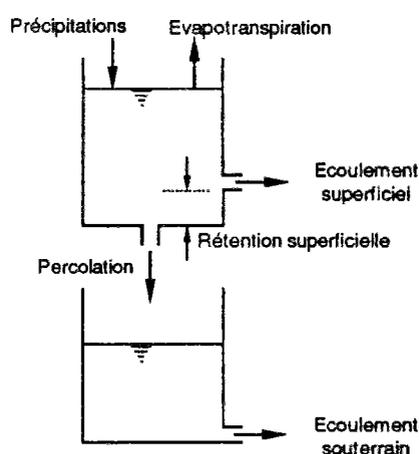


Figure 4.7 : Exemple d'un modèle simple à réservoirs.

Les modèles conceptuels "à réservoirs" du cycle de l'eau (e.g., USDAHL (Holtan et Lopez, 1973), SWM (Crawford et Linsley, 1966), SSARR (U.S. Army, 1972), CEQUEAU (Girard et al., 1972), CREC (Cormary, 1968), GARDENIA (Roche et Thiéry, 1984), GR3 (Edijatno et Michel, 1989), GIRARD (Ledoux et al., 1984)) représentent les différents cheminements de l'eau dans un bassin versant par un jeu de réservoirs (une sorte de "baignoires") qui se remplissent et se déversent les uns sur les autres par des lois de vidange empiriques (voir figure 4.7).

Bien que ne décrivant pas les processus physiques élémentaires mis en jeu dans le transfert de l'eau, ces modèles essaient de donner à chacun des réservoirs un sens physique comme, par exemple, un réservoir superficiel qui représente la zone racinaire, un réservoir intermédiaire qui représente la zone non-saturée et un réservoir inférieur qui représente la zone saturée. Le mot *conceptuel* vise donc à indiquer que la structure et les éléments du modèle ont une base conceptuelle, i.e., physique, en opposition aux modèles du type "boîte noire". Généralement les paramètres des modèles conceptuels ne peuvent pas être directement mesurés sur le terrain et nécessitent donc d'être calés.

On distingue deux fonctionnalités principales dans les modèles conceptuels à réservoirs : (1) la *fonction de production* (ou fonction de rendement) et (2) la *fonction de transfert*. La fonction de production regroupe les phénomènes responsables des pertes subies par l'eau de pluie tombant sur le sol (e.g., interception, rétention superficielle, stockage temporaire dans le sol, évapotranspiration, ...) et qui "empêchent" l'eau d'atteindre l'exutoire du bassin. La fonction de transfert permet la transformation de la fraction de la pluie qui va devenir écoulement en hydrogramme à l'exutoire du bassin versant, transformation qui correspond à un étalement dans le temps de la lame d'eau. Son rôle est de schématiser l'ensemble des mécanismes hydrauliques responsables des différents cheminements de l'eau dans le bassin versant. Dans les modèles conceptuels à réservoirs ces fonctions ne sont pas toujours indépendantes puisqu'un réservoir peut participer conjointement à la fonction de production et à la fonction de transfert (e.g., le réservoir supérieur de la figure 4.7) il devient alors impossible de distinguer quelle est la fraction, pour une pluie donnée, qui participera effectivement à l'écoulement à l'exutoire (i.e., la pluie nette).

Fonction de production

Chaque modèle décrit la fonction de production d'une façon particulière, et plus ou moins complexe. Ainsi, la plupart d'entre eux, réalisent la fonction de production uniquement dans un seul réservoir, indépendamment de la fonction de transfert, comme illustrée dans la figure 4.8. C'est le cas notamment des modèles SSARR, USDAHL, GIRARD, GARDENIA, CREC et GR3. Dans ces modèles, à chaque pas de temps, on connaît explicitement la pluie nette qui, par la suite, "entre" dans la fonction de transfert du modèle.

En pratique, la fonction de production calcule la fraction de la pluie qui va se transformer en écoulement et l'évapotranspiration réelle survenue entre deux événements pluvieux. Le tableau 4.2 donne les principales

caractéristiques des fonctions de production à un seul réservoir. On peut remarquer ainsi trois types de fonction pour le calcul de la pluie nette.

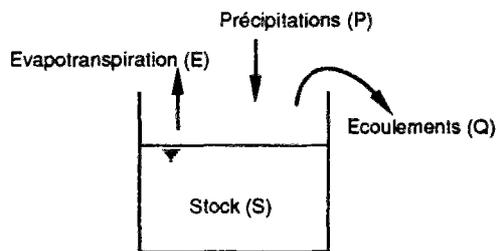


Figure 4.8 : Fonction de production à un seul réservoir.

Pour le premier type (e.g., modèle GARDENIA) la pluie nette est fonction d'un seul paramètre. Ainsi la pluie remplit le réservoir de production jusqu'à un certain seuil, et une fois que le stock (S) dépasse ce seuil, toute pluie supplémentaire se transforme en écoulement.

Pour le deuxième type (e.g., GR3, CREC, GIRARD et SSARR) la pluie nette au pas de temps t dépend du stock (S) au pas de temps $t-1$ et d'un paramètre.

Enfin, le troisième type (e.g., USDAHL) utilise une équation d'infiltration inspirée des lois de l'infiltration étudiées en laboratoire (e.g., équation de Holtan pour le modèle USDAHL). Loumagne (1988) présente une version du modèle GR3 dont la fonction de production utilise une version de l'équation d'infiltration de Green et Ampt proposée par Morel-Seytoux et Achassoun (1987).

Les modèles SWM et CEQUEAU traitent le problème de la production conjointement avec celui du transfert et par conséquent, l'évapotranspiration est puisée dans les mêmes réservoirs que le transfert. Dans ce cas, il n'est pas possible de connaître à chaque pas de temps la pluie nette.

Tableau 4.2 : Caractéristiques des fonctions de production à un seul réservoir.

Modèle	Evapotranspiration	Ecoulement
GARDENIA	$E = f(ETP)$	$Q = f(P, 1 \text{ paramètre})$
SSARR	$E = f(ETP, 1 \text{ paramètre})$	$Q = f(P, I, S, 1 \text{ fonction paramètre})$
GIRARD	$E = f(ETP)$	$Q = f(P, S, 3 \text{ paramètres})$
CREC	$E = f(ETP, S, 1 \text{ paramètre})$	$Q = f(P, S, 4 \text{ paramètres})$
GR3	$E = f(ETP, S)$	$Q = f(P, S, 1 \text{ paramètre})$
USDAHL	$E = f(ETP, 6 \text{ paramètres})$	$Q = f(P, S, 2 \text{ paramètres})$

E (évapotranspiration réelle), ETP (évapotranspiration potentielle), S (stock d'eau dans le réservoir), P (Pluie moyenne), I (Intensité des pluies).

L'interception est simulée dans un modèle conceptuel (e.g., SWM) par un réservoir ayant comme seule sortie le prélèvement occasionné par l'évaporation et caractérisé par un stock seuil qu'une fois atteint, toute la pluie tombe sur le sol. La rétention superficielle est modélisée de façon analogue (e.g., USDAHL). La seule différence consiste à une sortie de plus dans le réservoir pour représenter l'infiltration dont la vitesse est, en général, constante et égale à la conductivité hydraulique à saturation.

Evapotranspiration potentielle (ETP)

L'évapotranspiration potentielle est une donnée nécessaire à la plupart des modèles hydrologiques. Elle est rarement mesurée sur des lysimètres ou sur des cases de drainage. Par contre, on dispose souvent de données d'évaporation potentielle obtenues à partir des bacs d'évaporation (e.g., bac classe A). L'ETP peut être ainsi approchée en faisant l'hypothèse qu'elle est proportionnelle à l'évaporation d'une surface d'eau libre :

$$ETP = C_{ET} E_p \quad (4.2)$$

où E_p est l'évaporation mesurée sur un bac et C_{ET} est un coefficient de correction normalement pris constant et entre 0,7 et 0,8.

L'évapotranspiration potentielle peut aussi être estimée à partir des données climatologiques. Deux types de formulation sont généralement utilisés : (1) ajustement statistique (formules de Thornthwaite et de Turc) et (2) bilan d'énergie (formule de Penman).

Formule de Thornthwaite :

Par un ajustement statistique des mesures expérimentales d'ETP obtenues sur des cases lysimétriques, aux données de température, Thornthwaite aboutit à la formule empirique suivante :

$$ETP = 16 \left(\frac{10 T}{I} \right)^a F(\lambda) \tag{4.3a}$$

$$I = \sum_7^{12} i \tag{4.3b}$$

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} I + 0,49 \tag{4.3c}$$

$$i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1,514} \tag{4.3d}$$

où ETP est l'évapotranspiration potentielle en mm, T est la température moyenne de la période considérée (mois, décade, ...) en °C, I est un indice thermique annuel, somme des douze indices thermiques mensuels i et F(λ) est un terme correctif en fonction de la latitude (Brochet et Gerbier, 1975).

La méthode de Thornthwaite n'exige que la température de l'air comme donnée climatique. Par conséquent, les valeurs obtenues doivent être utilisées avec circonspection étant donné l'adoucissement des fluctuations réelles de l'ETP qui résulte de l'emploi de cette formule. En particulier, ni l'humidité de l'air ni le vent ne sont pris en compte. Toutefois, lorsque l'on travaille à assez grande échelle (bassin versant, par exemple) et en valeurs cumulées (cas des bilans hydrologiques), les résultats obtenus sont satisfaisants.

Une version simplifiée de la formule de Thornthwaite ajusté statistiquement sur des données d'évaporation d'un bac "Colorado" à la station de Boissy-le-Chatel donne (Michel, 1983) :

$$ETP = \left(\frac{T}{6} \right)^{1,4} \tag{4.3e}$$

où ETP est l'évapotranspiration potentielle journalière en mm, et T est la température moyenne journalière en °C.

Formule de Turc :

L'examen des bilans hydriques annuels de bassins versants avait conduit Hénin et Ternisien (1944) à évaluer une évaporation à l'échelle géographique. Turc (1961) complète cette étude et montre que l'évapotranspiration annuelle sur une case cultivée rendait assez bien compte de l'évaporation des bassins versants. Il ajuste alors une formule sur case lysimétrique exprimant cette évapotranspiration par décade qui prend donc deux formes :

1 - Si l'humidité relative moyenne est supérieure à 50% (cas habituel en régions tempérées) :

$$ETP_{10} = 0,13 \frac{T}{T+15} (R_t + 50) \tag{4.4a}$$

2 - Si l'humidité relative moyenne est inférieure à 50% :

$$ETP_{10} = 0,13 \frac{T}{T+15} (R_g + 50) \left(1 + \frac{50 - U_m}{70} \right) \quad (4.4b)$$

où ETP_{10} est l'évapotranspiration potentielle par décade en mm/10 jours, T est la température moyenne sur la décade en °C, R_g est la radiation solaire globale en cal/cm²/jour et U_m est l'humidité relative de l'air en %. D'un emploi facile, puisqu'elle n'introduit que deux variables météorologiques, la température moyenne et la durée d'insolation (R_g peut être estimée à partir de la durée d'insolation), cette formule doit cependant être utilisée avec prudence dès que l'on s'éloigne des conditions climatiques correspondant aux régions sub-humides. Ni le vent, ni le déficit de saturation n'y apparaissent explicitement. Cette méthode de calcul rend déjà mieux compte de la variabilité de l'ETP. Mais il semble qu'elle ait plutôt tendance à surestimer la valeur sauf pendant les mois particulièrement secs.

Formule de Penman :

Penman évalue le volume des échanges d'eau entre une surface évaporante et l'atmosphère par le biais du bilan d'énergie de surface. Afin d'exprimer l'énergie absorbée par l'évaporation et par conséquent la quantité d'eau évaporée, Penman stipule que le rayonnement net au niveau de la surface évaporante doit équilibrer des divers flux de chaleur sensible. L'équation du bilan s'écrit ainsi :

$$R_n + \phi_l + \phi_c + \phi_k = 0 \quad (4.5)$$

où R_n est le rayonnement net, ϕ_l est le **flux d'évaporation** (i.e., chaleurs latentes mises en jeu par l'évapotranspiration ou par l'évaporation s'il s'agit d'une nappe liquide ou du sol nu), ϕ_c est le **flux de convection** (i.e., le transfert de chaleur dû aux mouvements turbulents de la masse de l'air par rapport à la surface du sol) et ϕ_k est le **flux de conduction** (i.e., le transfert de chaleur de proche en proche dans la profondeur du sol), tous les flux pouvant être exprimés en W/m². A l'échelle de quelques jours les gains et pertes de chaleur par conduction se compensent et le flux par conduction devient négligeable par rapport aux autres termes. La formule proposée par Penman est :

$$ETP = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n}{L} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \quad (4.6)$$

où ETP est l'évapotranspiration potentielle journalière en mm, Δ est la pente de la courbe des tensions de vapeur saturante, γ est la constante psychrométrique, R_n est le rayonnement net en cal/cm²/jour ou Langley/jour, L est la chaleur latente d'évaporation de l'eau et E_a est le pouvoir évaporant de l'air en mm/jour. Cette expression présente deux termes. Le premier résulte du bilan radiatif et le deuxième est le terme advectif associé aux caractéristiques propres de la masse d'air. L'exemple 4.1 illustre le calcul du rayonnement par la formule de Brunt.

Priestley et Taylor (1972) propose une version simplifiée de l'équation de Penman pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle sur des grandes surfaces dont le terme radiatif est multiplié par 1,26 :

$$ETP = 1,26 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n}{L} \quad (4.7)$$

Les rapports adimensionnels de l'équation de Penman peuvent être calculés par :

$$\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} = \left[1 + \frac{0,66}{(0,00815 T + 0,8912)^7} \right]^{-1} \quad (4.8)$$

$$\frac{\gamma}{\Delta + \gamma} = 1 - \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \quad (4.9)$$

Le pouvoir évaporant de l'air, E_a , en mm/jour est donné par :

$$E_a = 0,26 (e_s - e) (1 + 0,4 v) \quad (\text{vent mesuré à 10 m}) \quad (4.10a)$$

$$E_a = 0,26 (e_s - e) (1 + 0,54 v) \quad (\text{vent mesuré à 2 m}) \quad (4.10b)$$

où v est la vitesse moyenne du vent en m/s.

En résumant, la calcul de l'évapotranspiration potentielle par la formule de Penman nécessite donc la mesure de la température de l'air, T , de l'humidité relative, U_m , de la vitesse du vent, v , et de la durée réelle d'ensoleillement, h .

Evapotranspiration réelle (ETR)

La plupart des modèles hydrologiques ne calcule pas eux-mêmes l'évapotranspiration potentielle, la demandant comme variable d'entrée. Néanmoins, l'ETP fournie comme variable de forçage doit être réduite pour passer à l'ETR. Il existe une multitude d'approches pour passer de l'ETP à l'ETR et nous allons décrire ici les plus souvent employées.

L'approche la plus simple (e.g., GARDENIA et GIRARD) consiste à puiser toute l'évapotranspiration potentielle dans le réservoir de production (voir figure 4.8) et par conséquent l'ETR est égale à l'ETP. Si le stock d'eau (disponible pour l'évapotranspiration) dans ce réservoir est inférieur à l'ETP, l'ETR est égale au stock.

Une deuxième approche consiste à calculer l'ETR en fonction de l'ETP et du stock d'eau dans le réservoir de production (e.g., CREC et GR3). Dans le modèle CREC on a une fonction du type :

$$ETR = ETP \left[1 - \exp \left(- \frac{S}{X_7} \right) \right]$$

où S est le stock dans le réservoir de production et X_7 est un paramètre à ajuster. Dans le modèle GR3, on a :

$$ETR = ETP \left[\frac{S}{A} \left(2 - \frac{S}{A} \right) \right]$$

où A est un paramètre à caler. On peut remarquer que ces deux expressions prennent la même allure quand le rapport (S/X_7) est plus grand que 1.

Une troisième approche consiste à réduire l'ETP en fonction de l'état de développement des cultures (e.g., USDAHL). L'ETR est égale à l'ETP multipliée par un indice du stade de maturité de la culture.

Une quatrième approche consiste à réduire l'ETP en fonction du stock d'eau dans le système et de l'état de développement des cultures (e.g., SWM). Dans le cas du modèle Stanford (SWM), l'évapotranspiration peut être satisfaite par cinq réservoirs différents en fonction des stocks d'eau respectifs. Il permet encore que l'ETR soit modulée au cours de l'année en fonction de l'état de croissance des plantes. La fonction de modulation est fournie par l'utilisateur comme paramètre d'entrée.

Enfin, une cinquième approche consiste à calculer l'ETR par des relations empiriques. Nous allons décrire ici le modèle proposé par Ritchie (1972) car il est souvent utilisé, comme on le verra par la suite, dans les modèles de simulation de la pollution diffuse d'origine agricole (e.g., EPIC, CREAMS, SWRRB).

Exemple 4.1 : Calcul du rayonnement net R_n (cal/cm²/jour) par la formule de Brunt.

$$R_n = R_{s_{ex}} (1 - a) \left(0,18 + 0,62 \frac{h}{H} \right) - \sigma T_a^4 (0,56 - 0,08 \sqrt{e}) \left(0,10 + 0,90 \frac{h}{H} \right) \quad (4.11)$$

où $R_{s_{ex}}$ est la radiation solaire directe en absence d'atmosphère ou rayonnement global extraterrestre en cal/cm²/jour, a est l'albedo de la surface évaporante, h est la durée réelle d'insolation en heures et dixièmes, H est la durée maximale possible d'insolation en heures et dixièmes, σ est la constante de Stefan-Boltzman égale à $1,18 \cdot 10^{-10}$ cal/cm²/jour/°K⁴, T_a est la température de l'air sous abri en °K et e est la tension de la vapeur d'eau réelle de l'air en mb.

Le rayonnement global extraterrestre, $R_{s_{ex}}$, (cal/cm²/jour) peut être donné par :

$$R_{s_{ex}} = 2 \left(\frac{12}{\pi} \right) 60 \frac{JS}{R^2} \left(HARAS \sin LATIT \sin DECLI + \cos LATIT \cos DECLI \sin HARAS \right) \quad (4.12a)$$

$$DECLI = 23,45 \sin \left| \frac{\pi (JJ - 82)}{184} \right| \quad (\text{sinus en radians}) \quad (4.12b)$$

$$R = 1 + 0,01674 \sin \left| \frac{\pi (JJ - 94)}{184} \right| \quad (\text{sinus en radians}) \quad (4.12c)$$

$$HARAS = \arccos (-\lg DECLI \lg LATIT) \quad (4.12d)$$

$$H = 2 \left(\frac{12}{\pi} \right) HARAS + 0,22 \quad (4.12e)$$

$$T_a = T + 273,16 \quad (4.12f)$$

où JS est une constante solaire égale à $1,96$ cal/cm²/jour, R est la distance relative terre-soleil, $HARAS$ est la demi-durée du jour (ensoleillé) en radians, $LATIT$ est la latitude du lieu en degrés et dixièmes, $DECLI$ est la déclinaison solaire en degrés et dixièmes, H est la durée maximale possible d'insolation en heures et dixièmes et T est la température de l'air sous abri en °C.

Il faut rappeler que l'humidité relative de l'air, U_m , correspond à la relation instantanée :

$$U_m = \frac{e}{e_s} \quad \text{ou} \quad e = U_m e_s \quad (4.13)$$

où e est la tension de vapeur d'eau réelle de l'air en mb et e_s est la tension maximale de la vapeur d'eau pour la température T (ou tension de valeur saturante de l'air) en mb. Cette dernière, peut être approchée soit par l'équation (Oberlin, 1978) :

$$e_s = 1,0045 \exp \left[\frac{10,79574}{M} \left(1 - \frac{273,16}{T_s} \right) - 5,028 \ln \left(\frac{T_s}{273,16} \right) + \frac{0,78614}{M} \right] \quad (4.14)$$

soit par la formule de Goff-Gratch (Linsley et al., 1982) :

$$e_s = 33,8639 \left[(0,00738 T + 0,8078)^8 - 0,000019 \left| 1,8 T + 48 \right| + 0,001316 \right] \quad (4.15)$$

où M est le logarithme décimal de e (e , base des logarithmes népériens).

Ritchie propose une série d'équations pour représenter l'ETR à partir de l'équation de Penman pour calculer l'évapotranspiration potentielle et, par la suite, calculant séparément l'évaporation réelle du sol et la transpiration réelle des plantes. Cette approche sera développée dans le chapitre 10.

Fonction de transfert

Les deux principales approches utilisées pour le transfert de l'eau sont basées sur : (1) l'hydrogramme unitaire ou (2) une cascade de réservoirs en série ou/et en parallèle.

Hydrogramme unitaire :

Cette méthode, proposée en 1932 par Sherman, a fait l'objet de nombreuses variantes destinées à simplifier son emploi ou à l'adapter soit au problème à résoudre, soit aux données expérimentales souvent limitées. Une description complète de la méthode peut être trouvée dans Réménieras (1986).

Le principe de cette méthode consiste à associer un hydrogramme type (unitaire) à une averse unitaire (pluie nette), comme l'illustre la figure 4.9. Ainsi, une fois calculée la pluie nette d'un épisode pluvieux complexe (par la fonction de production du modèle), l'hydrogramme à l'exutoire du bassin sera la somme des hydrogrammes calculée à partir de l'hydrogramme unitaire. Il faut remarquer que cette méthode ne décrit pas les cheminements de l'eau dans le bassin, se contentant de mettre en relation une entrée (pluie nette) à une sortie (débit à l'exutoire). L'hydrogramme unitaire est un exemple classique d'un modèle du type "boite noire".

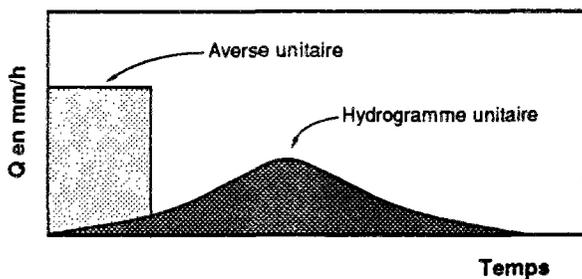


Figure 4.9 : Averse unitaire et hydrogramme unitaire correspondant.

L'hydrogramme unitaire peut être déterminé soit à partir d'un hydrogramme réel, lorsqu'on dispose de la mesure du débit à l'exutoire, soit à partir des relations empiriques déterminées à partir des caractéristiques physiques du bassin versant.

L'exemple 4.2 illustre la construction d'un hydrogramme unitaire à partir des caractéristiques physiques d'un bassin.

Réservoirs :

Les modèles à réservoirs représentent la catégorie la plus répandue parmi les modèles hydrologiques. Le système bassin versant est conceptualisé comme un assemblage de réservoirs d'eau en série ou/et en parallèle. La loi de remplissage de chaque réservoir est conditionnée par la structure amont du système, la loi de vidange lui étant propre.

Ces réservoirs sont souvent associés à différentes parties du cycle hydrologique participant à l'écoulement d'un bassin versant. Ainsi, on y trouve, très souvent, les éléments suivants (Loumagne, 1988) :

- un réservoir de surface qui reçoit l'eau de pluie tombée et non ruisselée sur la surface du sol et dans lequel puise l'évapotranspiration. On assimile ce réservoir à la zone racinaire. Il permet la percolation dans un second réservoir situé au-dessous ;
- un réservoir sub-superficiel qui peut être réduit par l'évapotranspiration et alimenter le cours d'eau par l'écoulement retardé. Il est censé représenter les phénomènes ayant lieu dans la zone non saturée entre la zone racinaire et la nappe phréatique. Il transmet l'eau dans un troisième réservoir situé au-dessous.
- un dernier réservoir se vide lentement dans le cours d'eau simulant la réalimentation par les nappes profondes.

Exemple 4.2 : Le Soil Conservation Service (SCS) propose un hydrogramme unitaire simplifié qui prend une forme triangulaire comme montré dans la figure 4.10 (USDA, 1985). Les relations caractérisant la forme de l'hydrogramme sont données par :

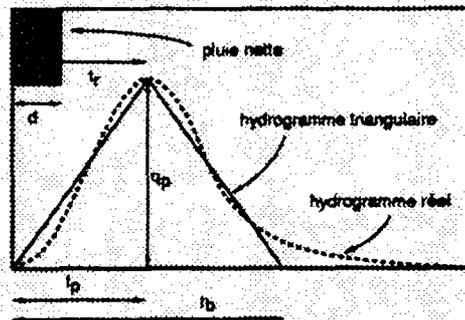


Figure 4.10 : Fonction de transfert par un hydrogramme triangulaire.

$$t_r = 0,6 t_c$$

$$t_p = \frac{d}{2} + t_r$$

$$t_b = 2,67 t_p$$

$$q_p = 16,7 A \frac{Q}{t_p}$$

où t_r est le temps de réponse du bassin en minutes, t_c est le temps de concentration du bassin en minutes, t_p est le temps de montée en minutes, d est la durée de la pluie nette en minutes, A est la surface du bassin en km^2 , Q est le volume écoulé (pluie nette) en mm et q_p est le débit de pointe en m^3/s .

La figure 4.11 illustre différents types de réservoirs et les lois de vidange associées. Les lois de vidange les plus fréquemment employées sont : (1) le réservoir linéaire et (2) le réservoir quadratique.

Le réservoir est dit linéaire quand sa loi de vidange est donnée par :

$$Q = \frac{S}{K} \quad (4.16a)$$

$$\frac{dS}{dt} = -\frac{S}{K} \quad (4.16b)$$

où Q est le débit sortant du réservoir, S est le stock d'eau dans le réservoir et K est une constante ayant la dimension d'un temps. L'intégration de l'équation 4.16b durant un pas de temps Δt conduit à :

$$Q = S_0 (1 - e^{-\Delta t/K}) \quad (4.17)$$

où S_0 est le stock d'eau dans le réservoir au début du pas de temps.

Le réservoir est dit quadratique quand sa loi de vidange est donnée par :

$$Q = k S^2 \quad (4.18a)$$

$$\frac{dS}{dt} = -k S^2 \quad (4.18b)$$

L'intégration de l'équation 4.18b pendant un pas de temps Δt donne :

$$Q = \frac{S_0^2}{\frac{1}{k \Delta t} + S_0} \quad (4.19)$$

où k est une constante et le terme $(1/k \Delta t)$ a la dimension d'une longueur.

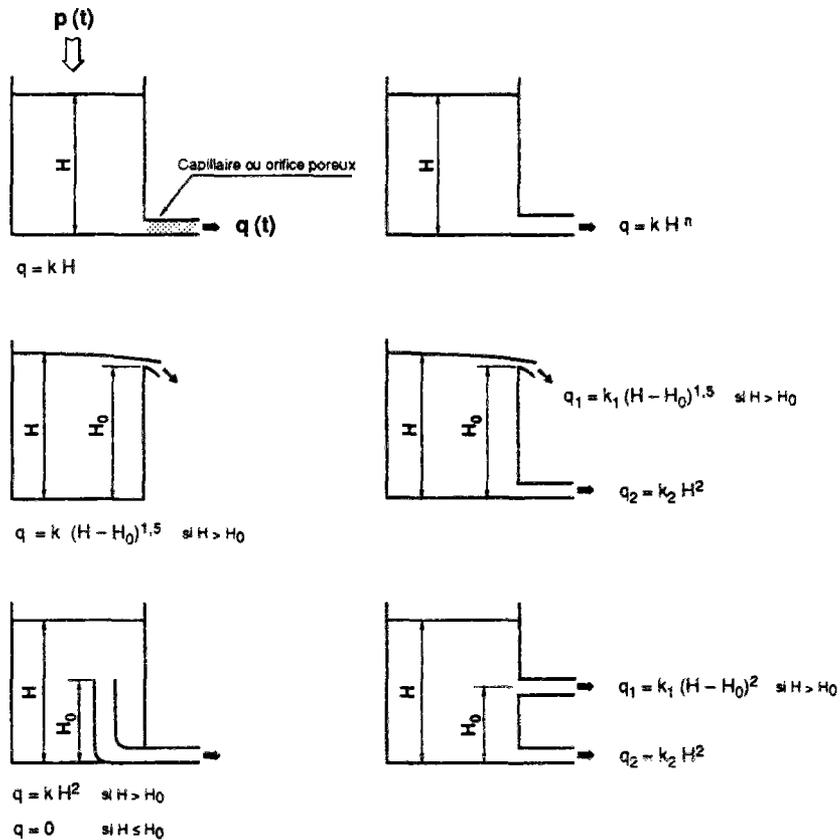


Figure 4.11 : Différents types de lois de vidange (d'après Roche, 1971).

4.2.1.2 - Modèles conceptuels à surface de contribution variable

Les modèles conceptuels à surface variable sont basés sur la notion qu'une partie considérable des écoulements d'un cours d'eau provient de l'écoulement sur des zones saturées (voir paragraphe 4.1.6.) dont l'étendue varie en fonction du niveau de la nappe phréatique. Ainsi, seulement une partie du bassin versant contribue à la formation des débits à l'exutoire (Cappus cité par Cosandey (1986) ; Betson, 1964). Les auteurs anglo-saxons appellent ce concept de "contributing area" ou "partial contributing area" (nous avons traduit l'expression "partial area conceptual model" par modèle conceptuel à surface de contribution variable). Comme le souligne Cosandey (1986), contrairement aux pays anglo-saxons, la théorie de la surface de contribution variable ne s'est, curieusement, guère utilisée ni développée en France.

Beven et Kirkby (1979) ont formulé un modèle conceptuel à réservoirs (TOP Model) dans lequel ils introduisent le concept de la surface de contribution variable (figure 4.12). Les différences par rapport à un modèle conceptuel à réservoir classique se situent, d'une part, dans la discrétisation spatiale du bassin versant et, d'autre part, dans la fonction de production. A chaque pluie, une fraction de la surface du bassin censée être saturée est calculée (A_c) en fonction du stock dans le réservoir inférieur et des caractéristiques topographiques du bassin versant, et toute précipitation tombant sur cette surface deviendra immédiatement écoulement superficiel.

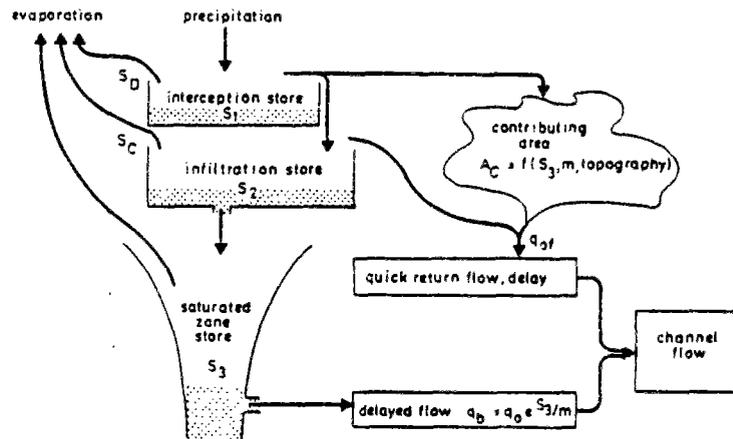


Figure 4.12 : Exemple de modèle conceptuel à surface de contribution variable ; le modèle TOP (d'après Beven et Kirkby, 1979).

Récemment, Moore et al. (1986) ont aussi proposé un modèle à réservoirs basé sur la notion de surface de contribution variable. Cette fois-ci, la fraction de la surface du bassin saturée est fonction du stock d'eau du sol, de la topographie et des caractéristiques du sol.

Les deux motivations majeures qui ont conduit au développement de ce type de modèle ont été, premièrement, d'avoir des modèles représentant plus fidèlement les processus physiques de la transformation pluie-débit et, deuxièmement, la nécessité d'avoir des modèles applicables à des bassins non jaugés. Une représentation physiquement réaliste des processus mis en jeu est une condition nécessaire non seulement pour assurer une meilleure simulation du transport des polluants mais aussi pour que de tels modèles puissent être généralisables à d'autres bassins.

Les résultats très encourageants publiés par ces auteurs sont fondés sur un trop faible nombre de cas et dans l'état actuel des connaissances, il est impossible de vérifier l'hypothèse principale de ces modèles, c'est-à-dire, l'explication du débit à l'exutoire par l'écoulement sur des zones saturées. Une meilleure performance des modèles de transfert de polluants diffus basés sur le concept de la surface de contribution variable peut être un début de preuve de leur réalisme physique mais, à notre connaissance, ils n'existent pas encore.

4.2.2 - Modèles mécanistes ou physiques

Les restrictions les plus importantes faites aux modèles conceptuels sont (Beven et O'Connell, 1982 ; Cunge et Erlich, 1986 ; Beven, 1989) :

- étant donné que l'estimation des paramètres est faite par calibration car ils ne peuvent pas être mesurés physiquement, ces modèles ne peuvent être utilisés pour la prévision que si le bassin reste inchangé. Ceci disqualifierait les modèles conceptuels en tant qu'outils de gestion dans la prévision, par exemple, des conséquences de changements d'utilisation des sols, des pratiques agricoles, déboisement, urbanisation, utilisation d'eau, ... De plus ils ne peuvent être appliqués que sur des bassins disposant des séries historiques de mesures ce qui rend leurs utilisations inaptes pour prévoir la réponse des bassins non jaugés.
- la non-prise en compte de l'hétérogénéité spatiale des entrées (e.g., la pluie), du bassin versant (e.g., topographie, perméabilité, utilisation du sol, ...) et des sorties (e.g., niveau de la nappe, humidité du sol, débits, ...). Outre la sous-utilisation des données disponibles (e.g., piézométrie,

mesure de la pluie par radar, télédétection, topographie, ...), ces modèles seraient moins aptes à la simulation du transport des polluants et des sédiments car ces phénomènes sont hautement dépendants des processus physiques spatialisés du cycle hydrologique.

Afin d'avoir des modèles qui décrivent physiquement le cycle de l'eau dans un bassin versant et ainsi s'affranchir des restrictions décrites précédemment, plusieurs auteurs (*e.g.*, Freeze, 1980 ; Abbott *et al.*, 1986a et 1986b) se sont lancés dans le développement de modèles mécanistes fondés sur des lois de la physique, lois qui décrivent l'écoulement de l'eau en surface et dans les cours d'eau, dans la zone non saturée et dans la nappe.

Le bassin est considéré comme un système entièrement distribué continuellement variable par rapport au temps et aux trois dimensions de l'espace. Les équations différentielles partielles pour les transferts de masse et d'énergie dans le sol peuvent être écrites basées sur des hypothèses des conditions aux limites physiquement réalistes, compatibles avec l'état actuel de connaissance du cycle de l'eau. Le système complet d'équations non-linéaires est impossible à résoudre analytiquement et sa solution doit être approchée par des méthodes numériques. Les solutions numériques peuvent être seulement calculées pour un nombre fini de points dans le temps et dans l'espace et le niveau de représentation du système sera donc fonction des contraintes de calcul qui limiteront le nombre de points.

Nous allons ensuite faire une brève description du modèle SHE (Système Hydrologique Européen), qui, à notre connaissance, est le seul modèle continu, basé physiquement, simulant le cycle hydrologique complet, qui soit opérationnel.

La distribution spatiale des paramètres du bassin, des précipitations et de la réponse hydrologique est assurée, dans le plan horizontal, par une grille orthogonale (figure 4.13) et, dans le plan vertical, par une colonne découpée en plusieurs couches à chaque maille carrée de la grille. Comme il n'est pas économiquement viable, à l'heure actuelle, de réaliser un modèle qui soit complètement tri-dimensionnel dans l'espace, le modèle SHE fait l'hypothèse que dans la zone non saturée, la percolation est seulement verticale et que dans la zone saturée, l'écoulement de l'eau se fait seulement dans l'horizontale. Le résultat est une structure du modèle dans laquelle trois composants indépendants coexistent : le module zone non saturée uni-dimensionnel (selon la verticale), couplé avec le module écoulement superficiel bi-dimensionnel et le module zone saturée bi-dimensionnel (selon l'horizontale).

La composante interception-évapotranspiration calcule l'évapotranspiration potentielle par la formule de Penman (modifiée par Monteith) et l'évapotranspiration réelle est fonction de la couverture végétale et du stock d'eau dans la zone non saturée. L'interception est simulée par un réservoir exponentiel qui se vidange par drainage et par évaporation.

La composante zone non saturée décrit le processus d'écoulement vertical dans la zone racinaire et dans la zone non saturée plus profonde par la solution en différences finies (schéma implicite) de l'équation de Richards. La zone non saturée peut être décomposée jusqu'à 30 couches.

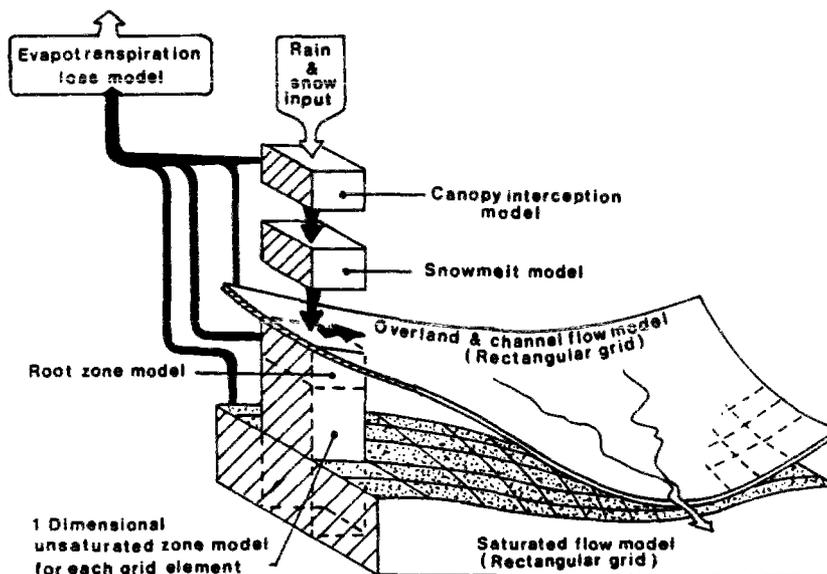


Figure 4.13 : Représentation schématique du Système Hydrologique Européen, SHE (d'après Abbott *et al.*, 1986a).

La composante écoulement à surface libre représente l'écoulement superficiel sur le sol (bi-dimensionnel) et l'écoulement dans les cours d'eau (uni-dimensionnel). Le calcul est basé sur les équations de Saint-Venant où les termes d'inertie ont été négligés.

La composante zone saturée décrit l'écoulement dans la nappe (écoulement saturé presque horizontal et les interactions entre la nappe et les cours d'eau en surface). Le calcul est basé sur l'intégration numérique de l'équation de Boussinesq par différences finies (schéma implicite) en deux dimensions.

Le modèle SHE a encore une composante pour décrire le processus d'accumulation et de fonte des neiges en résolvant concurremment les équations de la chaleur et de l'écoulement d'eau. Des méthodes plus simples, basées sur le bilan d'énergie, peuvent aussi être utilisées.

Comparés aux modèles empiriques et aux modèles conceptuels, les modèles mécanistes distribués ont un gros appétit des données. Bien que basés physiquement, ces modèles ne devraient pas, en principe, faire appel à des séries de données hydro-météorologiques pour la calibration de paramètres. Néanmoins ils requièrent l'évaluation d'un grand nombre des paramètres décrivant les caractéristiques physiques du bassin versant dans toute sa dimension spatiale. L'application du modèle SHE au bassin de Wye (UK) a nécessité l'estimation d'approximativement 2400 valeurs de paramètres (sans inclure les paramètres topographiques et les variations temporelles d'un paramètre). Ceci n'est pas un problème si les valeurs des paramètres peuvent être adéquatement estimées *a priori* ou peuvent être mesurées d'une manière économique sur le terrain. Par contre il devient un problème s'il est nécessaire d'optimiser les valeurs des paramètres en comparant les valeurs observées et simulées d'une variable d'état. Dans ce cas une question se pose donc d'emblée ; quels paramètres doit-on caler ?

En principe, encore une fois, les paramètres et leurs distributions spatiales peuvent être mesurés sur le terrain mais le coût d'une telle opération pour tous les paramètres du modèle rendrait l'utilisation des modèles mécanistes impraticable. Il est donc nécessaire de réduire le nombre de mesures directes des paramètres sur le terrain et d'employer davantage des méthodes indirectes d'évaluation.

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

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

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

Pour des sols peu perméables, caractérisés par un écoulement superficiel important, une seule valeur "équivalente" du paramètre capable de représenter les composantes superficielles et souterraines de l'écoulement n'a pu être trouvée.

Comme a souligné récemment Beven (1989), ceci est suffisant pour conclure que l'actuelle génération de modèles mécanistes du cycle de l'eau n'est rien de plus que de simples modèles conceptuels globaux et j'ajouterais avec l'inconvénient d'avoir 40 paramètres à caler.

Finalement, comme nous l'avons vu dans le paragraphe 4.1, l'écoulement horizontal dans la zone non saturée peut représenter une fraction importante (sinon la plus importante) des écoulements dans un bassin versant dont le cas extrême est représenté par les bassins drainés artificiellement. Cette composante de l'écoulement est aussi

responsable du transport de la plupart des polluants dissous des sols vers les eaux superficielles. Ceci nous amène à nous interroger sur le succès éventuel d'une modélisation du transport de polluants basée sur une représentation du cycle de l'eau qui ne prend pas en compte les écoulements horizontaux dans la zone non saturée, comme par exemple le SHE.

4.3 - CONCLUSION

Il n'est jamais inutile de rappeler que l'objectif majeur de la science hydrologique est de "*chercher les meilleures solutions à l'équation du bilan de l'eau*" (Dooge, 1987). Dans la description du puzzle du cycle de l'eau et plus particulièrement de la transformation pluie → débit, deux aspects nous semblent importants.

Le premier concerne la fonction de production et plus spécialement la mesure des précipitations et l'estimation de l'évapotranspiration à l'échelle du bassin versant. Comme nous le verrons au cours de ce rapport, la fonction de production joue un rôle majeur dans la simulation du cycle de l'eau dans un bassin versant. Il est bien connu (e.g., Sevruk, 1982) que les mesures à l'aide de pluviographes doivent être interprétées plutôt comme un indice des précipitations sur le bassin que comme une "vraie" évaluation de la pluie tombée en raison de la grande variabilité spatiale de la pluie. Par conséquent, l'amélioration de la transformation pluie → débit passe certainement par une meilleure mesure des précipitations. Les progrès acquis dans le domaine de la mesure de la pluie par des radars au sol et dans un futur proche par des radars satellitaires pourront contribuer considérablement à une meilleure évaluation des précipitations.

L'évapotranspiration fournie comme variable de forçage aux modèles hydrologiques, calculée par des méthodes plus ou moins empiriques, n'a jamais fait jusqu'à présent l'objet d'une validation. Ceci est non seulement dû à notre incapacité (actuelle) de mesurer l'évapotranspiration à l'échelle régionale, mais également à la diversité des approches pour l'estimer. Une meilleure estimation de l'évapotranspiration à l'échelle du bassin versant serait un pas fondamental dans une meilleure représentation du cycle de l'eau.

Le deuxième point concerne la fonction de transfert. Le transfert de l'eau dans le bassin réalisé par les modèles hydrologiques ne s'est jamais intéressé aux cheminements de l'eau à l'intérieur du bassin, car le but de l'utilisation des modèles en hydrologie "opérationnelle" est seulement de prévoir le débit total à l'exutoire. Toutefois, pour étudier le transport de polluants d'origine diffuse dans le bassin versant, il est essentiel que les modèles soient aussi capables de représenter plus fidèlement les cheminements physiques de l'eau jusqu'à l'exutoire car la concentration d'un polluant y sera fonction des différents environnements traversés par l'eau.

Quelle que soit l'approche utilisée pour augmenter le réalisme physique des modèles mathématiques (e.g., modèles conceptuels à surface de contribution variable ou modèle mécaniste), des exemples de validation rigoureuse de la justesse de ce réalisme sont rares voire inexistants dans la littérature hydrologique. Pour mener à bien cette difficile tâche, il nous paraît donc qu'une symbiose entre modélisateurs, expérimentateurs et scientifiques du milieu naturel est plus que jamais à l'ordre du jour afin de repenser l'étude du cycle de l'eau dans toutes ses dimensions : théorie et expérimentation sur le terrain. L'accent doit être mis sur l'étude des processus hydrologiques et sur la compréhension des mécanismes (physiques, chimiques et biologiques) qui en sont à l'origine.

5

L'ÉROSION DANS LE BASSIN VERSANT

5.1 - LES PROCESSUS DE L'ÉROSION

Dans ce paragraphe nous présentons les processus élémentaires (i.e., détachement, transport et sédimentation) qui sont à l'origine de l'érosion dans un bassin versant.

L'érosion est un phénomène complexe résultant de divers processus (détachement, transport et sédimentation) ayant pour cause différentes sources d'énergie (vent, pluie, gel, ruissellement et gravité) et dont l'expression est modifiée par la résistance du milieu (sol, couvert végétal, techniques culturales) et par la topographie (Roose, 1984). Nous nous limiterons dans ce chapitre à l'érosion hydrique des sols.

On distingue deux zones d'action dans le phénomène d'érosion des versants : (1) la zone inter-rigoles et (2) les rigoles. Les rigoles donnent lieu à la concentration du ruissellement au gré de la micro-topographie, des labours ou de l'érosion par écoulement de l'eau. Les zones inter-rigoles sont les surfaces des sols entre les rigoles.

Le *détachement* (i.e., l'arrachement des particules de sol) a lieu quand les forces érosives des gouttes de pluie font éclater les agrégats et entraînent la terre en tous sens ("splash") ou quand la force de cisaillement de l'écoulement de l'eau sur la surface du sol outrepassa la résistance du sol.

L'impact des gouttes de pluie est le mécanisme de détachement le plus important dans la zone inter-rigoles alors que l'écoulement de l'eau intervient pour une part importante, voire exclusivement, sur le détachement dans les rigoles.

Les sédiments détachés des sols agricoles sont un mélange d'agrégats (i.e., conglomérat de particules minérales élémentaires, débris organiques et corps microbiens), qui constituent la fraction la plus importante, ayant une densité inférieure à 2 g/cm³, et de particules minérales élémentaires (i.e., sable, limon et argile) ayant une densité proche de 2,65 g/cm³. Le degré avec lequel les sédiments sont détachés du sol en tant qu'agrégats, dépend des propriétés du sol. Les sédiments des sols ayant une faible stabilité structurale, sans matière organique et sans argiles doivent être composés d'une large fraction des particules élémentaires. Contrairement, sur des sols ayant un taux élevé de matière organique et d'argile, une structure stable et une bonne assemblage des constituants, il faut s'attendre à ce que les sédiments érodés soit composés d'une large fraction d'agrégats.

D'après Young (1980) la densité des particules minérales élémentaires varie entre 2,5 à 2,65 g/cm³. La densité des agrégats est considérablement inférieure. A partir d'une compilation de données de plusieurs études, Young observe une densité moyenne (au poids sec) de 1,63 g/cm³ pour des agrégats supérieurs à 500 µm, de 1,81 g/cm³ pour des agrégats entre 50 et 500 µm et de 2,15 g/cm³ pour des agrégats entre 20 et 50 µm. Au-dessus de 500 µm la densité des agrégats varie peu.

Bien que certains auteurs (e.g., Foster, 1980) indiquent l'absence de ségrégation des particules des sols (i.e., tri des granulométries) dans le processus de détachement, Govers (1985) et Rauws et Govers (1987) soulignent que, sur des sols limoneux à faible pente, l'écoulement superficiel sur la zone inter-rigoles ne détache que des particules argileuses tant qu'une valeur seuil de la vitesse de cisaillement de l'écoulement d'environ 1,7 cm/s n'est pas

atteinte. Lorsque cette vitesse excède une valeur de 3,0 à 3,5 cm/s le détachement devient asélectif, *i.e.*, la granulométrie des particules détachées est identique à celle du sol d'origine. Comme la tension de cisaillement nécessaire au détachement des particules est plus grande que celle requise pour le transport des particules, si l'écoulement peut produire l'arrachement des sols il peut également assurer leur transport. Par conséquent, détachement et sédimentation dans l'écoulement ne se produisent pas simultanément.

Le *transport* (*i.e.*, l'entraînement et le mouvement des sédiments à partir de leur localisation d'origine) se produit soit par effet splash soit par l'écoulement de l'eau.

L'écoulement de l'eau combiné avec l'impact des gouttes de pluie sont conjointement les agents responsables du transport des particules des sols détachées vers les rigoles. Néanmoins, le transport directement par effet splash vers les rigoles, ne semble pas un mécanisme important (Foster, 1980). La capacité de transport de l'écoulement superficiel sur la zone inter-rigoles est fortement augmentée par l'impact des gouttes de pluie et peut entraîner une grande quantité de sédiments latéralement vers les rigoles. Cependant, un excès de la capacité de transport dû à l'impact de gouttes ne provoque pas forcément le transfert des sols du haut vers le bas d'une pente. Une fois les sédiments parvenus dans les rigoles, le principal responsable du transport est l'écoulement dans les rigoles qui est assez peu influencé par l'impact des gouttes de pluie.

Au delà des premiers mètres de parcours, la granulométrie des sédiments tend à évoluer. Un morcellement des agrégats se produit au bout de quelques dizaines de mètres de transport. Young (1980) a observé une diminution des particules à granulométrie sableuse et limoneuse et une augmentation des particules à granulométrie argileuse. Il suggère une "usure" des agrégats après la phase initiale de détachement due à la turbulence de l'écoulement et l'impact des gouttes de pluie.

La *sédimentation* (*i.e.*, le dépôt des sols transportés le long du trajet de l'écoulement) survient lorsque la charge en sédiments de l'écoulement pour un certain type de particule dépasse sa capacité de transport. Ceci peut résulter d'un ralentissement de la vitesse de l'écoulement provoqué par l'affaiblissement de la pente, un obstacle, une dépression, l'élargissement du canal et la diminution du débit. Cette dernière peut découler de la réinfiltration, totale ou partielle, de l'écoulement superficiel au cours de son cheminement.

Les particules érodées de granulométrie plus grossière et plus dense vont sédimenter plus rapidement provoquant une ségrégation dans la charge solide transportée et dans les dépôts. Ainsi, les particules plus fines (argile et limons fins) seront transportées plus loin que les particules plus grossières et le colluvionnement retiendra en priorité les sédiments plus grossiers et les plus denses. Cependant, les dépôts des sédiments érodés sous la forme d'agrégats peuvent aussi contenir une fraction importante de particules élémentaires fines car les agrégats sont constitués principalement d'argiles et de limons.

L'érosion de la matière organique des sols est importante car non seulement elle est une source en soi de nutriments mais, compte-tenu de sa surface spécifique importante, (environ 1000 m²/g, Foster et *al.*, 1985) elle a un grand potentiel de transport des substances chimiques adsorbées (Foster, 1980). Le taux d'enrichissement de la matière organique (*i.e.*, le rapport entre la concentration en matière organique des sédiments érodés et la concentration en matière organique du sol en place) varient entre 1,2 à 4,4 (Foster, 1980). Bien qu'une certaine fraction de la matière organique soit érodée en morceaux individuels de faible densité, la plupart se trouve adsorbée aux fines particules des sols

5.2 - TYPOLOGIE DE L'ÉROSION PAR L'EAU

Ce paragraphe décrit les différentes modalités de l'érosion hydrique. Elles sont des combinaisons des processus élémentaires de l'érosion (i.e., détachement, transport et sédimentation) lesquels sont fortement influencés par la situation topographique du site.

5.2.1 - Erosion en nappes ou inter-rigoles

L'érosion en nappes résulte d'un détachement des particules du sol principalement par la force de l'impact des gouttes de pluie et du transport des éléments en suspension par un ruissellement encore diffus, relativement homogène dans l'espace, constitué par de minces pellicules d'eau évacuées par des microfilets d'eau. Le mélange eau-sédiments s'écoule le long des pentes comme une nappe et le sol se trouve décapé par couches successives.

L'érosion en nappes est souvent qualifiée de pernicieuse car elle est difficile à déceler avant qu'elle ne laisse sur le sol des traces manifestes de son existence. Or, à ce moment, elle a déjà accompli une oeuvre destructive importante (Fournier, 1960).

5.2.2 - Erosion en rigoles

L'érosion en rigoles consiste essentiellement dans l'entraînement des particules du sol résultant du détachement et du transport de l'écoulement de l'eau concentré en filets liquides dont la force de cisaillement hydraulique engendre une action érosive sur les parois des rigoles.

En fonction de la taille des rigoles et par conséquent de l'intensité du phénomène érosif, les manifestations de cette érosion peuvent être classées en griffures ou en rigoles proprement dites.

Les griffures, larges de 2 cm et profondes de 2 cm, s'arrêtent généralement à la moindre variation locale de topographie, au moindre obstacle créant de petites zones de dépôts de quelques cm². Après concentration les écoulements plus importants peuvent creuser davantage les sols et former des rigoles atteignant 30 cm de largeur et de profondeur. Celles-ci entravent certaines les opérations culturales telles que la moisson.

D'une façon générale, l'érosion en rigoles est une forme d'érosion que l'on peut qualifier de transitoire ou d'instable. Sur des sols cultivés, où elle apparaît le plus fréquemment, le labour supprime en effet sa trace.

5.2.3 - Erosion en ravins

L'érosion en ravins se distingue de l'érosion en rigoles quand les rigoles ne sont plus effaçables par les techniques culturales. L'eau creuse dans le sol un canal d'écoulement. Ce canal n'est fonctionnel que par intermittence mais alors son thalweg s'abaisse, il atteint d'abord les horizons inférieurs du sol puis la roche même. Pendant le même temps, ses versants reculent. Un ravin est alors constitué.

Sa forme originale est en V car il s'établit dans un matériau dont la résistance est relativement homogène. Si les horizons inférieurs du sol atteints sont plus résistants que les horizons supérieurs, le V s'élargit. Si au contraire, ils sont moins résistants, le ravin est caractérisé par des parois verticales, celles-ci reculent par sapement à la base et éboulement. Le ravin prend une forme en U. Cette même forme en U se développe lorsque le thalweg se situe au niveau supérieur de la roche même car la roche est, comparativement au sol, beaucoup plus résistante. L'attaque des versants l'emporte alors sur l'enfoncement.

5.2.4 - Erosion de thalweg

Ce type d'érosion résulte de la concentration de l'écoulement superficiel dans les fonds des thalwegs ou des cuvettes dépourvus d'un canal permanent d'évacuation des eaux et généralement ayant une occupation agricole. Il a lieu notamment dans des situations géomorphologiques de pente faible (< 5% environ), mais où le bassin versant permet la collecte et la concentration de quantités d'eau importantes. Le détachement est provoqué principalement par la tension de cisaillement exercée et par le ruissellement concentré qui se forme lors de précipitations intenses, non seulement à partir du ruissellement de surface des régions avoisinantes mais de l'ensemble des voies de cheminement de l'eau vers l'aval que nous avons décrit dans le paragraphe précédent.

Le transport des particules érodées vers l'aval se fait également par l'écoulement concentré le long des vallons dont la localisation est déterminée par la topographie.

5.2.5 - Erosion en rivière (ou en canal)

Il s'agit de l'érosion ayant lieu dans les chenaux permanents du réseau de drainage naturel d'un bassin versant par l'action de l'écoulement en canal, continu ou intermittent.

Le lit d'un cours d'eau peut être une source ou un puits de sédiments en fonction notamment de l'érosion amont. Si l'érosion du bassin amont est supérieure à la capacité de transport de l'écoulement la sédimentation a lieu et le cours d'eau fonctionne comme un puits de sédiments. Par contre, si la capacité de transport augmente, *e.g.*, lors d'une crue importante, le cours d'eau se transforme en une source de sédiments provenant soit des particules originaires de l'érosion des sols antérieurement sédimentées soit de l'érosion de son propre lit par enfoncement du fond ou par érosion des berges.

La morphologie d'un tronçon de rivière à un moment donné n'est ainsi que le résultat provisoire de la confrontation entre la capacité érosive de l'écoulement et la résistance que lui opposent les matériaux du lit et des berges.

5.3 - FACTEURS D'ÉROSION

Ce paragraphe décrit les principaux facteurs qui modifient le potentiel d'érosion. Nous l'avons divisé en facteurs influençant l'érosion inter-rigoles et en rigoles et en facteurs influençant l'érosion linéaire qui regroupe toutes les formes d'érosion causée par l'écoulement superficiel fortement concentré.

5.3.1 - Erosion inter-rigoles et en rigoles

5.3.1.1 - Hydrologie

L'impact des gouttes de pluie est le principal agent responsable du détachement des sols dans les zones inter-rigoles (Hadley et al., 1985). L'eau d'une goutte de pluie d'une part comme source d'énergie provoquant le détachement et d'autre part agit comme un agent mouillant qui altère le potentiel érosif autour du point d'impact de la goutte de pluie. Le détachement des sols par la pluie présente différentes phases correspondant aux variations de l'humidité à la surface. Yariv (1976) indique trois phases : (1) sol sec, (2) mélange sol-eau du sol fluidisé et (3) sol avec des flaques d'eau. La collision entre des particules de sol sèches et des gouttes de pluie peut être vue comme la collision de deux boules élastiques. Dans cette phase, bien que le détachement puisse avoir lieu il est fortement réduit voire inexistant en fonction de la taille de la goutte, de sa vitesse et de l'état de la surface du sol. L'énergie des gouttes est ici utilisée pour compacter et mouiller le sol au lieu de provoquer le détachement. Au fur et à mesure que l'humidité du sol augmente, la résistance au cisaillement des sols diminue et les particules de sol sont d'autant plus facilement entraînées par effet "splash". La présence d'une couche mince d'eau à la surface du sol peut accentuer significativement la capacité de détachement d'une goutte de pluie. Palmer (1963) a montré que le détachement de sol augmente avec la présence d'une couche d'eau à la surface du sol. L'effet de l'impact d'une goutte est le plus important quand l'épaisseur de la couche d'eau est approximativement égale au diamètre de la goutte.

Le transport des sédiments par éclaboussement est négligeable (< 5% environ) et le déplacement des particules détachées par les gouttes des pluies jusqu'à une rigole se fait principalement par l'intermédiaire de l'écoulement superficiel diffus, celui-ci ayant à ce stade une très faible capacité de détachement. Toutefois, la turbulence induite par l'impact des gouttes de pluies sur l'écoulement superficiel peut augmenter jusqu'à 5 fois sa capacité de transport (Walker et al., 1978). Meyer et Monke (1965) ont observé qu'un ruissellement accompagné de pluie provoque une érosion sélective des petites particules au détriment des grosses par rapport au même écoulement sans pluie. Ceci peut s'expliquer, premièrement, par la mise en suspension prioritairement des petites particules due à la turbulence engendrée par l'impact des gouttes de pluie et deuxièmement cette turbulence locale provoque un ralentissement de l'écoulement diminuant sa capacité de transport des grosses particules.

L'agressivité des pluies et leur capacité à provoquer le détachement des particules sont fonction principalement de la taille des gouttes, de l'intensité, de l'énergie cinétique et du moment (*i.e.*, le produit de la masse et de la vitesse des gouttes). D'après Hadley et al. (1985) l'énergie cinétique (qui peut être empiriquement liée à la taille des gouttes, à l'intensité et au volume de la pluie) est considérée comme le facteur le plus important dans le détachement des sols. Gilley et Finkner (1985) utilisant plusieurs expressions pour calculer le détachement des sols par la pluie concluent que le détachement est le mieux expliqué par le produit de l'énergie cinétique et du périmètre des gouttes.

5.3.1.2 - Topographie

L'érosion inter-rigoles et en rigoles est fonction de la pente de surface, de sa longueur et de sa forme.

On constate généralement que, l'inclinaison du versant entraîne une augmentation exponentielle des pertes de sols mais l'exposant varie substantiellement selon les sols et les pratiques culturales. Cet effet serait la somme de nombreux processus pouvant plus au moins se compenser.

D'une part, au fur et à mesure que la pente du sol augmente, on assiste à la diminution de la composante normale au sol de la force d'impact de la goutte d'eau, ceci pouvant provoquer une diminution du détachement par la

battance des gouttes de pluie. Il n'est pas certain cependant que la composante tangentielle au sol de la force d'impact ne puisse pas jouer un rôle détachant considérable dans certains cas suivant l'orientation et la forme des grains au sol et la rugosité de la surface (Henensal, 1986).

D'autre part, l'inclinaison de la pente augmente la vitesse de l'écoulement superficiel et provoque l'intensification du transport des particules. Le rôle de l'inclinaison de la pente sur l'augmentation du ruissellement est extrêmement controversé. Nassif et Wilson cités par Henensal (1986) ont montré sur des bacs d'essais et avec des pluies artificielles de très forte intensité que la pente avait peu d'effet sur des sols imperméables mais que par contre l'effet de la pente était très marqué sur un sol perméable tant que la pente était inférieure à une certaine pente critique au-delà de laquelle le ruissellement n'était pas affecté. Néanmoins, plusieurs auteurs (*e.g.*, Roose, 1987 et Lal cité par Hadley et *al.*, 1985) constatent en vraie grandeur l'effet inverse, c'est-à-dire, diminution du ruissellement (par unité de surface) quand la pente s'accroît.

La longueur de la pente a une influence très variable selon l'état de la surface du sol. L'accumulation du ruissellement tout au long de la pente accroîtrait l'énergie globale de celui-ci et ses possibilités de détachement et de transport. Pour des faibles pentes, Wischmeier et Smith (1978) estiment que l'accroissement de la longueur ne peut avoir qu'un effet mineur sur la vitesse du ruissellement et que par contre l'épaisseur d'eau de ruissellement plus forte dans le bas de grandes pentes permet un amortissement de la battance des gouttes de pluies. En pratique, l'érosion inter-rigoles ne croît pas forcément avec l'inclinaison et la longueur de la pente car le ruissellement tend normalement à se concentrer dans les rigoles. Ainsi, si tel est le cas, on pourrait assister à une augmentation importante de l'érosion en rigoles avec l'accroissement de l'inclinaison et la longueur de la pente.

Une pente donnée a tendance à devenir de plus en plus concave parce que les produits de l'érosion arrachés au sommet s'accumulent en bas de pente. D'après D'Souza et Morgan (1976) à partir d'expérimentations en laboratoire et avec des pluies artificielles, le transport solide est plus important sur des pentes convexes que sur des pentes concaves en raison de la sédimentation dans la portion inférieure.

5.3.1.3 - Type de sol

Les caractéristiques des sols sont responsables de deux facteurs gouvernant l'érosion : (1) la résistance du sol à l'érosion ou son érodabilité et (2) la résistance du sol au transport ou sa transportabilité.

L'érodabilité d'un sol dans un état physique et physico-chimique donné, représente en quelque sorte sa vulnérabilité à l'érosion, et celle-ci est d'autant plus élevée que la résistance du sol à l'érosion est faible.

Les facteurs de résistance du sol à l'érosion font intervenir trois grands groupes de paramètres : (1) les paramètres structuraux du sol (*i.e.*, agrégation en mottes, fissures, porosité, compacité, teneurs en eau, perméabilité), (2) les paramètres texturaux du sol (*i.e.*, la granulométrie, la plasticité) et (3) les paramètres physico-chimiques (*i.e.*, l'argilosité, la richesse ionique de l'eau du sol, la teneur en matières organiques).

La transportabilité est la facilité avec laquelle les particules du sol détachées peuvent être transportées. Comme nous l'avons déjà indiqué, les sédiments érodés sont composés d'un mélange de particules primaires (argile, limon et sable) et d'agrégats et les proportions de chacune de ces particules sont fonctions des caractéristiques du sol.

5.3.1.4 - Couverture végétale

La couverture végétale est de loin le facteur le plus important dans l'érosion des sols. Qu'il s'agisse d'une forêt, de fourrés, de savanes, de pâturages ou d'un simple paillis, les phénomènes d'érosion sont modestes malgré l'agressivité des pluies, la fragilité des sols et la pente. Lorsque le sol est totalement dénudé, les pertes de sol sont multipliées par 100 à 1000. Sous cultures, les risques d'érosion sont intermédiaires et varient dans une très large mesure en fonction du type de plante, du rythme de croissance et des techniques culturales qui leur sont associées (Roose, 1987).

Certaines cultures ont la réputation d'être protectrices, car elles recouvrent rapidement le sol. C'est le cas des cultures arbustives avec sous-bois, des pâturages non dégradés, des engrais verts et des plantes de couverture hivernale. D'autres au contraire, sont soupçonnées d'être dégradantes (*e.g.*, maïs, betteraves, cultures de printemps, cultures légumières de plein champ), soit que leur croissance est assez lente, soit qu'elles sont associées à des pratiques culturales qui laissent le sol à découvert pendant les périodes de pluies (plantations tardives ou à faible densité).

La couverture du sol par une protection à la surface (*e.g.*, pailles ou film plastique) est encore plus efficace à la réduction de l'érosion que le couvert végétal. Aucun détachement n'a lieu sous la couverture car l'eau de pluie ne

peut pas regagner de l'énergie cinétique. Cette protection contribue aussi à la réduction de la vitesse de l'écoulement superficiel diminuant ainsi le transport et la formation de rigoles.

Les racines des végétaux et tout particulièrement le réseau de racines des graminées et des arbres, fixent le sol sur place et contribue à l'infiltration. D'après Wischmeier (1975) un réseau bien développé de graminées peut réduire l'érosion de 75%.

5.3.1.5 - Pratiques agricoles

Les pratiques agricoles ont une influence importante dans l'érosion des sols notamment en ce qui concerne l'enfouissement de résidus culturaux, la rotation des cultures et le travail du sol.

L'incorporation des résidus de cultures accroît et maintient la teneur en matière organique des sols et contribue aussi à la réduction de l'érodabilité des sols. L'enfouissement de gros morceaux de paille ou d'autres débris végétaux semble réduire fortement l'érosion en rigoles car ils empêchent que les rigoles ne se creusent profondément. L'influence sur l'érosion inter-rigoles est négligeable (Foster, 1982).

L'érosion dans un instant donné dépend aussi de l'assolement d'une parcelle (Wischmeier, 1960). Par exemple, un champ récemment labouré après un blé est beaucoup moins érodable qu'un champ labouré continuellement. Le réseau de fines racines et l'amélioration de la structure du sol par le blé sont spécialement efficaces dans le maintien d'une bonne capacité d'infiltration, dans la protection du sol contre les agents érosifs et dans la réduction de la vulnérabilité du sol à l'érosion. Cette influence disparaît après deux à trois ans de labour continu (Wischmeier et Smith, 1978).

Bien que le travail puisse avoir des effets positifs dans le contrôle de l'érosion (*e.g.*, augmentation de la macroporosité et de l'infiltration, éclatement des couches tassées), il crée des discontinuités hydrauliques au niveau de la semelle de labour, il dégrade lentement la microstructure, dilue les matières organiques, diminue la cohésion du matériau et du même coup sa résistance à l'agressivité des pluies. L'action positive du travail du sol sur l'infiltration est d'autant plus temporaire que l'affinement est poussé et que la stabilité structurale est faible (Roose, 1987).

Des nombreuses expérimentations au simulateur de pluie effectuées par l'ORSTOM durant plusieurs années en Afrique (Roose, 1987) montrent une augmentation de la charge en suspension des eaux de ruissellement après le travail du sol. D'après Foster (1982), le travail du sol semble augmenter beaucoup plus l'érosion en rigoles que l'érosion inter-rigoles. Les travaux agricoles réalisés dans le sens de la pente maximale représentent un facteur aggravant de l'érosion en rigoles.

5.3.1.6 - Etat de surface du sol

La rugosité de la surface du sol, qu'elle soit sous forme de dépressions ou d'obstacles, provoque le stockage superficiel de l'eau dans des micro-réservoirs qui réduisent considérablement la capacité de transport du ruissellement et peuvent causer la sédimentation des particules érodées. Néanmoins, une fois les zones de stockage remplies, l'érosion augmente rapidement.

5.3.2 - Erosion linéaire

5.3.2.1 - Débit des surfaces amont

Les débits liquides et solides arrivant dans un canal, issus du drainage du bassin versant amont, affectent son comportement. Si la charge de sédiments atteignant le canal dépasse la capacité de transport, la sédimentation a lieu. Si au contraire, la capacité de transport dépasse cette charge de sédiments, l'érosion peut se produire. Dans les canaux où la sédimentation a été importante pendant les périodes d'érosion excessive du bassin versant, la production de sédiments peut continuer même si le phénomène érosif de base a été stoppé car les sédiments stockés dans le canal peuvent à leur tour être érodés (Foster, 1982).

Piest et Grissinger (1980) signalent pour des événements de moyenne à faible importance une possible érosion des berges des ravins ou des canaux sans qu'il y ait transport des sédiments vers l'aval. Ce matériau reste ainsi disponible pour le transport lors des événements ultérieurs.

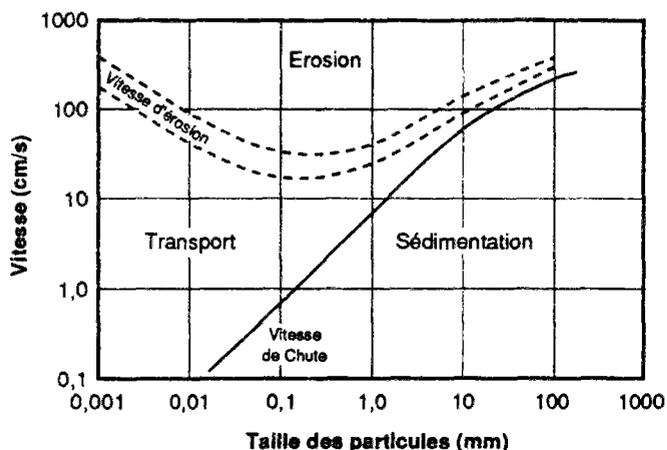


Figure 5.1 : Les vitesses critiques de l'eau pour la mise en mouvement, le transport et la sédimentation en fonction de la taille de particules (d'après Hjulström, 1935).

Il est bien évident que l'écoulement de l'eau exerce une action cisailante sur les grains de surface et cette action est d'autant plus vive que la vitesse du courant est importante. Hjulström (1935) a montré que la vitesse à partir de laquelle les grains du fond d'un canal étaient enlevés par l'écoulement dépendait de la dimension de ces grains conformément à la figure 5.1.

Les vitesses critiques de mise en suspension doivent être interprétées avec prudence car elles ont été établies pour des sédiments composés de grains d'une seule dimension. En réalité, la composition granulométrique des sédiments est complexe, les particules fines notamment peuvent être protégées par les plus grosses. Par ailleurs, la turbulence et le phénomène de pavage jouent également un rôle indéniable dans le détachement des grains.

5.3.2.2 - Type de sol

De façon analogue à l'érosion inter-rigoles et en rigoles, l'érosion linéaire est aussi fonction de l'érodabilité et de la transportabilité des sols ainsi que des sédiments déposés.

La résistance des berges à l'érosion augmente avec la cohésion de leurs matériaux constitutifs. Elle est d'autant plus grande que les fractions fines, argileuses, sont mieux représentées. La cohésion est améliorée lorsque les berges sont constituées de roches dont la masse et l'assemblage sont peu sensibles à l'érosion (Duvoux, 1989).

La présence d'un horizon sablo-graveleux favorise le sapement de pied de berge et l'effondrement des horizons supérieurs (Vieban cité par Duvoux, 1989).

Les cycles de humectation-déshumectation des berges peuvent diminuer considérablement la stabilité de matériaux peu cohésifs. Lors de décrues suffisamment rapides, la ligne d'eau baisse moins vite dans les berges que dans le canal. La vidange des eaux infiltrées à travers des berges favorise l'entraînement des particules vers le canal pouvant même provoquer des éboulements de berges (Duvoux, 1989).

La taille des sédiments dans un canal peut varier selon les particules élémentaires (*i.e.*, argile limon et sable) et selon les agrégats des particules élémentaires. Certaines particules sont transportées par charriage sur le fond et peuvent se déposer plus facilement. D'autres, comme par exemple les argiles, se déplacent en suspension et peuvent parcourir des longues distances avant de sédimenter. Toutefois, certains agrégats peuvent s'éclater pendant le transport et relâcher des particules élémentaires (Foster, 1982).

5.3.2.3 - Couverture végétale

Une couverture végétale dans le canal généralement réduit fortement l'érosion linéaire et un couvert dense peut même induire une sédimentation. Les canaux enherbés en sont un exemple typique (Foster, 1982).

5.3.2.4 - Morphologie du canal

Des obstacles naturels ou artificiels de contrôle de l'écoulement dans un canal peuvent réduire la capacité de transport et provoquer la sédimentation. Les haies, les talus, les fossés et les petites retenues en sont des exemples typiques dans les petits bassins versants agricoles.

La répartition des vitesses d'écoulement dans les méandres d'un canal favorise l'érosion de la berge concave et la sédimentation le long des rives convexes. La rectification d'un canal provoque généralement une réduction de l'érosion des berges (Duvoux, 1989).

5.4 - MODÉLISATION DE L'ÉROSION D'UN BASSIN VERSANT

Dans ce paragraphe nous présentons les principaux modèles d'évaluation du flux de sédiments à l'exutoire d'un bassin versant. Nous les avons classés selon leur valeur cognitive, i.e., modèles empiriques, modèles conceptuels et modèles mécanistes.

5.4.1 - Modèles empiriques

Les modèles empiriques pour évaluer l'érosion d'un bassin versant se contentent d'établir une relation entre le flux de sédiments à l'exutoire et des variables explicatives des différents facteurs climatiques et physiques influençant l'érosion que nous avons décrits dans le paragraphe précédent.

5.4.1.1 - Equation de Fournier

Une des premières formulations pour estimer l'érosion à l'échelle des bassins fluviaux a été proposée par Fournier (1960) sous la direction de M. Hénin. Les variables explicatives sont la pluie mensuelle moyenne du mois le plus pluvieux en mm (p), la pluie moyenne annuelle en mm (P), la dénivelée moyenne selon la courbe hypsométrique en m, (\bar{H}) et la surface du bassin en km² (A). La formule de Fournier est donnée par :

$$S = \frac{1}{36} \left(\frac{p^2}{P} \right)^{2,65} \left(\frac{\bar{H}}{A} \right)^{0,46} \quad (5.1)$$

où S est le flux moyen annuel de sédiments en t/km²/an. Cette formule a été mise au point à partir des données de 96 bassins versants à travers le monde de superficie comprise entre $2,5 \times 10^3$ et $1\,060 \times 10^3$ km².

Fournier a testé cette formule sur de petits bassins fluviaux (< 2 000 km²) et il a constaté un ajustement acceptable. Par contre sur de très petits bassins versants (< 100 km²), l'influence d'autres facteurs, non pris en compte dans l'équation, semble jouer un rôle important.

5.4.1.2 - Equation de Flaxman

Flaxman (1972) a proposé une équation pour prévoir le flux de sédiments à l'exutoire des bassins versants de l'ouest des Etats Unis. La formule a été obtenue à partir des données de sédimentation dans 39 retenues dont les surfaces des bassins versants variaient entre quelques hectares jusqu'à une centaine de km². Les variables explicatives sont la pluie moyenne annuelle, la température moyenne annuelle, la texture du sol et le pH du sol. La formule de Flaxman est donnée par :

$$\log (S + 100) = 6,21301 - 2,19113 \log (x_1 + 100) + 0,06034 \log (x_2 + 100) - 0,01644 \log (x_3 + 100) + 0,04250 \log (x_4 + 100) \quad (5.2)$$

où S est le flux moyen annuel de sédiments en acre-ft/mi², x_1 est le rapport entre la pluie moyenne annuelle en inches et la température moyenne annuelle en °F, x_2 est la pente moyenne du bassin versant en %, x_3 est la fraction de particules du sol > 1,0 mm en % et x_4 est un index d'agrégation du sol en % qui dépend du pH et de la teneur en argile du sol (i.e., x_4 est la teneur en argile en % des 5 premiers centimètres de la surface du sol et le signe dépend du pH, positive si le pH > 7,0 et négative si le pH < 7,0).

Flaxman cité par Onstad (1984) propose également une version de l'équation 5.2 en ajustant un terme additionnel correspondant à la médiane du débit de pointe spécifique.

Le flux des sédiments calculé par l'équation de Flaxman est sensible aux variations du rapport précipitation-température mais relativement insensible aux changements des autres paramètres. Par ailleurs, Weber et al. (1976)

ont montré que la formule logarithmique de Flaxman avec une constante égale à 100 est pratiquement équivalente à une relation linéaire entre les variables pour les plages de valeurs normalement rencontrées.

5.4.1.3 - Equation de Dendy et Bolton

L'équation de Dendy et Bolton (1976) a été mise au point à partir des données de sédiments décantés dans environ 500 réservoirs aux Etats Unis. La surface des bassins versants variait de quelques km² à 77 700 km² pour un débit moyen annuel compris entre presque zéro et 1 270 mm/an. Les variables explicatives sont le débit moyen annuel en mm/an (Q) et la surface du bassin en km² (A). La formule de Dendy et Bolton est donnée par :

$$S = 756 e^{-0.002165 Q} (1,54 - 0,26 \log A) \quad (Q > 50 \text{ mm/an}) \quad (5.3a)$$

$$S = 111,6 Q^{0,46} (1,54 - 0,26 \log A) \quad (Q < 50 \text{ mm/an}) \quad (5.3b)$$

où S est le flux moyen annuel de sédiments en t/km²/an.

5.4.1.4 - Equation universelle de perte des sols - USLE

Cette expression, établie aux Etats Unis en 1954 à partir d'un grand nombre d'observations de ruissellement et de perte de sol (plus de 10 000 années de données de parcelles d'érosions), considère que l'érosion est fonction de l'érosivité des pluies et de l'érodabilité des sols. La figure 5.2. illustre la structure de la USLE. Originellement cette équation, comme d'ailleurs les formules précédentes, a été développée pour prévoir à long terme la perte des sols due à l'érosion inter-rigoles et en rigoles à l'échelle du champ sur des surfaces homogènes et dans des conditions de culture et de pratiques culturales définies. Le paramétrage de cette formule a été réalisé pour une grande diversité de sols et de pratiques agricoles aux USA. Ces nombreuses expérimentations ont permis de déterminer les valeurs des paramètres de l'équation pour la plupart des conditions environnementales rencontrées aux Etats Unis, ce qui lui confère un caractère prévisionnel. Nous renvoyons au chapitre 10 ou à Wischmeier et Smith (1978) pour plus de détails sur la détermination des paramètres.

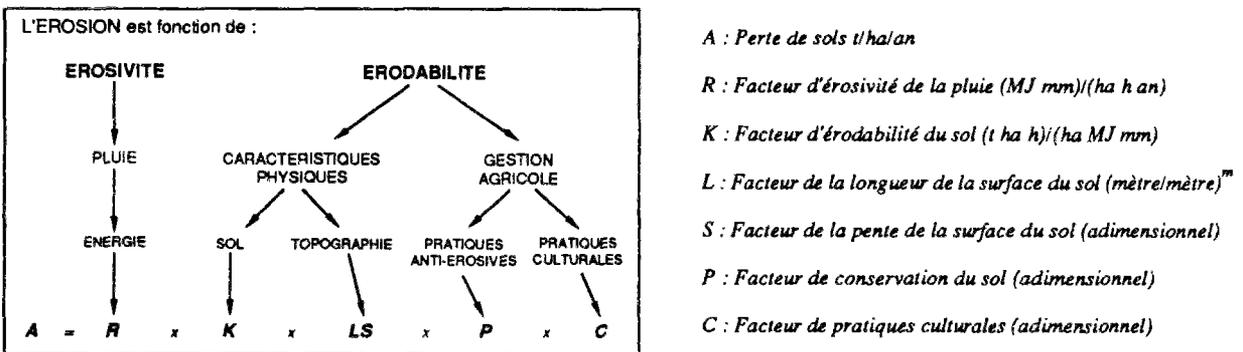


Figure 5.2 : Structure de l'équation universelle de perte des sols - USLE (modifiée d'après WMO, 1983).

Bien que l'USLE ait été appliquée directement pour calculer le flux de sédiments à l'exutoire de bassins versants (e.g., DeVera, 1981 et van Vuuren, 1982), il est clair que l'érosion calculée est probablement différente du flux de sédiments à l'exutoire car l'USLE ne prend pas en compte, d'une part, le processus de sédimentation des sols érodés à l'intérieur du bassin et d'autre part l'érosion en ravins, l'érosion de thalweg et l'érosion en rivière. Dans les bassins versants où ces dernières ont une importance majeure, il faut les estimer par d'autres moyens (e.g., Piest et Grissinger, 1980 ; Lane et Foster, 1980).

Par ailleurs, l'érosion "brute" calculée par l'USLE doit être diminuée de la fraction sédimentée tout au long des versants. Plusieurs méthodes ont été proposées dans la littérature pour estimer le rapport de restitution

(SDR en %), *i.e.*, le flux solide cumulé à l'exutoire du bassin rapporté à la masse érodée dans le bassin ("*sediment delivery ratio*" des auteurs anglo-saxons).

Maner (1958) a étudié l'influence de plusieurs facteurs du bassin versant influençant le rapport de restitution, *i.e.*, la taille, le relief, la surface contributrice en sédiments, la pente moyenne, la densité de drainage et le rapport entre le relief et la longueur. Il conclut que le rapport de restitution, pour la région des Red Hills (Oklahoma et Texas), est le mieux corrélé avec le rapport entre le dénivelé moyen en mètres (\bar{H}) et la longueur maximale du canal principal en mètres (L) selon la relation :

$$SDR = 876 \left(\frac{\bar{H}}{L} \right)^{0,824} \quad (5.5)$$

L'analyse de la sédimentation dans les réservoirs dans la région du Piedmont (Carolinas et Georgia) aux Etats Unis, (Roehl, 1962) suggère une relation plus générale qui inclut la surface du bassin (\mathcal{A}) et le rapport de confluence moyen (BR) (*i.e.*, la moyenne des rapports entre le nombre des cours d'eau d'un certain ordre et le nombre des cours d'eau de l'ordre suivant) :

$$SDR = 3913 \mathcal{A}^{-0,23043} \left(\frac{\bar{H}}{L} \right)^{0,51022} BR^{-2,78594} \quad (5.6)$$

où \mathcal{A} est la surface du bassin en km^2 .

Williams et Berndt (1972) ont proposé une formulation pour le rapport de restitution en fonction de la pente moyenne du canal principal (pondérée par la longueur) à partir de 8 années de données de 5 petits bassins versants aux Etats Unis :

$$SDR = 62,7 S_m^{0,403} \quad (5.7)$$

où S_m est la pente moyenne en %.

Mc Elroy *et al.* (1976) ont proposé des relations pour le rapport de restitution en fonction de la densité de drainage et de la texture du sol qui sont illustrées dans la figure 5.3.

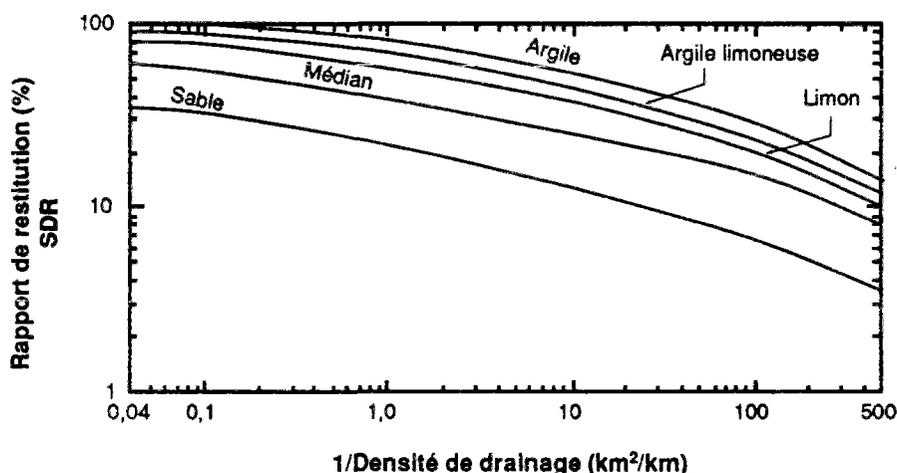


Figure 5.3 : Relation entre le rapport de restitution de sédiments, la densité de drainage et la texture du sol (d'après Mc Elroy *et al.*, 1976).

D'après Wischmeier (1976), pour utiliser l'USLE pour calculer l'érosion "brute" d'un bassin versant, il convient que le bassin soit discrétisé en sous-bassins homogènes de manière à disposer des paramètres représentatifs de chacune des surfaces. La somme de l'érosion des sous-bassins peut être ainsi utilisée pour approcher la quantité de particules des sols qui ont quitté leur position originale. Alors, le couplage de l'USLE (A) avec une relation pour le rapport de restitution de sédiments (SDR) constitue un moyen d'estimer le flux de sédiments à long terme à l'exutoire des bassins versants. Le flux annuel de sédiments est donc :

$$S = SDR A \quad (5.8)$$

5.4.1.5 - Equation universelle de perte des sols modifiée - MUSLE

Afin d'incorporer, d'une part, le rapport de restitution de sédiments d'un bassin versant à l'équation universelle de perte des sols et d'autre part d'avoir une équation pour calculer le flux de sédiments à l'exutoire à l'échelle de l'averse, Williams (1975b) a remplacé l'indice annuel de l'érosivité des pluies par un indice d'érosivité calculé pour chaque averse. Ce nouvel indice a été obtenu par optimisation en comparant les flux de MES mesurés à ceux calculés par la MUSLE sur 18 petits bassins versants aux Etats Unis (Texas et Nebraska) dont les surfaces variaient entre 1 ha et 18 km². Parmi les variables explicatives qui ont été essayées, le volume total écoulé à l'exutoire pendant l'événement et le débit de pointe ont donné les meilleurs résultats. L'indice d'érosivité dans la MUSLE devient donc :

$$R_w = a (V q_p)^b \quad (5.9)$$

où R_w est l'indice d'érosivité de Williams en (MJ mm)/(ha h)/averse, V est le volume total écoulé en m³, q_p est le débit de pointe en m³/s et a et b sont des coefficients obtenus par optimisation, 89,6 et 0,56 respectivement. La MUSLE est donc donnée par :

$$S = 89,6 (V q_p)^{0,56} K L S C P \quad (5.10)$$

où S est le flux de sédiments à l'exutoire en t/averse et K , L , S , C et P sont les paramètres de l'équation universelle de perte des sols. Les paramètres C et P doivent être à priori déterminés pour les conditions existantes au moment de l'averse.

5.4.2 - Modèles conceptuels

Parmi les modèles érosion à l'échelle d'un bassin versant, il est délicat de définir une frontière entre les différentes classes de modèles. Afin de distinguer les modèles empiriques des modèles conceptuels nous considérons ici que les derniers prennent en compte au moins un mécanisme à l'intérieur du système bassin versant pour mieux représenter les flux de sédiments à l'exutoire. Toutefois, la formalisation conceptuelle de ce mécanisme reste dans la plupart des modèles totalement empirique.

La notion commune à tous les modèles conceptuels est que le flux de sédiments à l'exutoire du bassin est le résultat de deux mécanismes fondamentaux de l'érosion des sols, à savoir, le détachement et le transport. Ces deux mécanismes sont présents dans tous les modèles conceptuels et les modèles vont se différencier, d'une part, par la prise en compte de ces deux phénomènes seulement au niveau des terres ou du réseau de drainage (ou sur les deux) et, d'autre part, sur la discrétisation spatiale du bassin versant.

5.4.2.1 - Equation de Onstad et Foster - OF

Il s'agit là aussi d'une version de l'équation universelle de perte de sols pour l'estimation du flux de sédiments d'un bassin versant à l'échelle d'une averse. En fait, Onstad et Foster (1975) essayent de décomposer l'érosion en ses mécanismes fondamentaux, c'est-à-dire, le détachement, le transport et la sédimentation. Le principe du modèle consiste à discrétiser les bassins versants en plusieurs zones d'altitudes décroissantes dont les paramètres K , S , C et P de l'USLE sont uniformes. Le flux de sédiments est calculé à l'exutoire de chaque zone en comparant le détachement et la capacité de transport. Si le transport dépasse le détachement dans la zone plus la contribution de la zone amont, le sol est érodé (*i.e.*, il quitte la zone). Si par contre, le transport est inférieur au détachement dans la zone plus la contribution de la zone amont, les particules de sol érodées se déposent dans la zone. Le calcul

commence dans la zone la plus amont et se poursuit jusqu'au canal. Le flux de sédiments total à l'exutoire est la somme des flux de zones contiguës au canal. L'érosion en rivière est négligée.

Le détachement dans une zone j est donnée par :

$$A = \frac{R_{OF} K S C P}{47} (x_j^{1,5} - x_{j-1}^{1,5}) \quad (5.11)$$

$$R_{OF} = 0,5 R + 3,42 Q q_p^{1,13} \quad (5.12)$$

où A est le détachement dans la zone j en kg/m (de largeur), R_{OF} est l'indice de l'érosivité d'Onstad et Foster en (MJ mm)/(ha h)/averse, K , S , C et P sont les paramètres de l'usle, x est l'abscisse le long de la pente en m, R est l'indice d'érosivité des pluies de l'USLE, Q est le volume ruisselé en mm et q_p est le débit de pointe mm/h.

La capacité de transport est calculée par :

$$T = \frac{R_{OF} \bar{K} S C P}{47} x_j^{0,5} \quad (5.13)$$

où \bar{K} est un indice de transportabilité de sédiments et estimé par la moyenne des K des zones amont. C , P et S sont constants et prennent la même valeur pendant les phases de transport et de détachement.

5.4.2.2 - Modèle érosion-sédimentation (Erosion-Deposition Model - EDM)

Dans la lignée du modèle d'Onstad et Foster, Khanbilvardi et al. (1983) combinent l'approche de l'équation universelle de perte des sols avec les notions de transport solide dans les cours d'eau. Ils supposent que le flux de sédiments à l'exutoire d'un bassin est le fruit de l'érosion de surfaces contiguës au réseau de drainage naturel du bassin (*i.e.*, tous les cours d'eau et thalwegs sans lit naturel) et de l'érosion linéaire des thalwegs (sans lit ou à lit naturel).

Pour cela, le bassin est discrétisé en mailles carrées et le réseau de drainage superficiel est décrit allant toujours du centre d'un carré à l'autre. Seules les mailles adjacentes au réseau de drainage sont considérées comme susceptibles d'être érodées. L'érosion de ces mailles est calculée par l'USLE et tous les sédiments érodés sont supposés être transportés par écoulement superficiel jusqu'au réseau de drainage.

Le transport des sédiments au long du réseau résulte de l'équilibre entre la quantité de sédiments érodés dans le réseau et dans les mailles contiguës et la capacité de transport de l'écoulement dans le réseau. Si la capacité de transport dépasse la masse de sédiments érodés, les sédiments vont être transportés par l'écoulement dans les thalwegs. Cependant, seulement la fraction des sédiments érodés égale à la capacité de transport se déplacera vers l'aval.

Le calcul de l'érosion dans le canal est basé sur l'équation classique de DuBoys (1879) :

$$D_c = \psi \tau (\tau - \tau_c) \quad (5.14)$$

où D_c est la capacité de détachement de l'écoulement en lb/ft de largeur/s, ψ est un coefficient empirique, τ est la tension de cisaillement en lb/ft² et τ_c est la tension de cisaillement critique en lb/ft² obtenue par les diagrammes de Shield.

ψ est calculé d'après Morris et Wiggert (1972) par :

$$\psi = \frac{10 V}{d (\gamma_s - \gamma)} \quad (5.15)$$

où V est la vitesse de l'écoulement en ft/s, d est le diamètre des particules en ft et γ_s et γ_w sont respectivement les densités des sédiments et de l'eau en lb/ft³. Si on adopte une densité des sédiments égale à 165,5 lb/ft³ et une densité de l'eau égale à 62,5 lb/ft³, l'équation 5.14 devient :

$$D_c = \frac{0,10 V}{d} \tau (\tau - \tau_{cr}) \quad (5.16)$$

La capacité de transport de l'écoulement concentré d'après Yalin (1963) est :

$$T_c = 600 d \delta (HB)^{0,5} \left\{ 1 - \frac{0,6}{(Y_{cr})^{0,5} \delta} \log \left[1 + 1,66 (Y_{cr})^{0,5} \delta \right] \right\} \quad (5.17)$$

où T_c est la capacité de transport en lb/ft de largeur/s, d est le diamètre des particules en ft, δ est égal à $[(Y/Y_{cr}) - 1]$, Y est la force ascensionnelle [$Y = (HB)/(1,65 d)$], Y_{cr} est la force ascensionnelle critique donnée à partir des diagrammes de Shield, H est le rayon hydraulique en ft et B est la pente de la ligne d'énergie.

5.4.2.3 - Modèle de Negev

Ce modèle est le résultat de l'application du concept de réservoirs, classique dans les modèles hydrologiques pluie-débit comme nous l'avons vu dans le chapitre 4, à la simulation de l'érosion de bassins versants. Tous les paramètres du modèle doivent être calés.

On peut schématiser le modèle par deux réservoirs représentant respectivement le stock des particules détachées par la pluie et le sol lui-même. Le détachement par les pluies est calculé par :

$$RER = KRER HPP_t^{JER} \quad (5.18)$$

où RER est la quantité de sol détachée par effet "splash" en tonnes, HPP_t est la pluie tombée pendant l'heure t , $KRER$ est un paramètre qui varie en fonction du type de sol et du couvert végétal et JER est un exposant. Dans la version originale du modèle, Negev suppose qu'une quantité de sédiments RER atteint les cours d'eau et que la même quantité de particules de sol détachées va alimenter le stock du réservoir de sédiments. Autrement dit, la quantité de particules réellement détachées est égale à $2RER$. Les sédiments du réservoir quitteront lentement la surface du sol par l'intermédiaire de l'écoulement superficiel. Le transport des particules de sol par ruissellement est fonction de l'intensité de l'écoulement, de la transportabilité des sédiments et de certaines caractéristiques de la surface du sol capables d'influencer la vitesse de l'écoulement. La quantité de sols transportés par ruissellement est donné par :

$$SER = KSER SRER_{t-1} OVQ_t^{JSER} \quad (5.19)$$

où SER est la quantité de sol transportée pendant une heure en tonnes, OVQ_t est le débit ruisselé pendant l'heure t en mm, $KSER$ est un paramètre représentant la transportabilité des sédiments et les caractéristiques de la surface du sol, $SRER_{t-1}$ est le stock de sédiments détachés au début de l'heure t et $JSER$ est un exposant.

La quantité (EIM en tonnes) des sédiments transportés des surfaces imperméables (e.g., routes, rues, toitures, ...) est calculée par :

$$EIM = KIMP RER \quad (5.20)$$

où $KIMP$ est un paramètre représentant le rapport entre la surface imperméable contributrice et la surface totale du bassin.

La quantité totale de sol érodé atteignant les cours d'eau pendant l'heure t en tonnes (WLA_t) est donc :

$$WLA_i = RER + SER + EIM \quad (5.21)$$

Ces sédiments sont supposés être transportés en suspension jusqu'à l'exutoire du bassin versant. Le routage des sédiments tout au long du réseau hydrographique est réalisé par la méthode d'isochrones (Linsley et al., 1982).

L'équation 5.19 calcule l'érosion inter-rigoles et en rigoles des sols. Si les processus d'érosion linéaire sont importants dans le bassin, Negev propose l'équation suivante pour estimer ces pertes :

$$GER = KGER OVQ_i^{JGER} \quad (5.22)$$

où GER est la quantité de sol transporté issu de l'érosion linéaire en tonnes, $KGER$ est un paramètre représentant certaines caractéristiques topographiques et géographiques de la surface du sol et $JGER$ est un exposant.

Negev divise les sédiments de l'érosion linéaire en deux parties : (1) fraction de granulométrie proche des sédiments transportés en suspension et (2) fraction de granulométrie proche des sédiments transportés par charriage sur le fond.

$$DIMIN = KFG GER \quad (5.23)$$

$$DBMIN = (1 - KFG) GER \quad (5.24)$$

où $DIMIN$ et $DBMIN$ sont respectivement les fractions 1 et 2 décrites ci-dessus en tonnes et KFG est le coefficient de partage.

Ces deux fractions vont alimenter deux réservoirs : (1) le réservoir des sédiments transportables en suspension et (2) le réservoir des sédiments transportables par charriage. La quantité journalière de sédiments quittant chacun de ces réservoirs est donnée par :

$$DIL_j = KIL SIM_j DRQ_j^{JIL} \quad (5.25)$$

$$DBL_j = KBL DRQ_j^{JBL} \quad (5.26)$$

où DIL_j et DBL_j sont les flux journaliers de sédiments en suspension et charriés à l'exutoire du bassin en tonnes/j, SIM_j est le stock du réservoir des sédiments en suspension en tonnes, KIL et KBL sont des paramètres, DRQ_j est le débit moyen journalier en m^3/s et, JIL et JBL sont des exposants. Pour résoudre l'équation 5.25 il nous faut connaître SIM_j . Si on néglige la part des sédiments transportables en suspension quittant l'exutoire du bassin par le transport sur le fond, le principe de conservation de la masse permet d'exprimer DIL_j par :

$$DIL_j = SIM_{j-1} - SIM_j + DIMIN_j \quad (5.27)$$

qui substitué dans l'équation 5.25 donne :

$$SIM_j = \frac{SIM_{j-1} + DIMIN_j}{1 + KIL DRQ_j^{JIL}} \quad (5.28)$$

Le stock de sédiments transportables par charriage dans le cours d'eau est donné par :

$$BMRES_j = BMRES_{j-1} + DBMIN_j - DBL_j \quad (5.29)$$

5.2.2.4 - Modèle ANSWERS

Nous présentons ici le sous-modèle érosion utilisé dans le modèle ANSWERS (Beasley *et al.*, 1980) pour simuler les flux de sédiments à l'exutoire d'un bassin versant.

Ce modèle discrétise le bassin en mailles carrées dont les caractéristiques hydrologiques "signifiantes" sont uniformes. Chacune des mailles est modélisée globalement et les sorties d'une maille deviendront les entrées d'une (ou des) maille(s) adjacentes en fonction de la direction de la pente maximale. Les mailles ayant un canal de drainage naturel ont un double comportement. Elles fonctionnent comme une maille ordinaire mais tous les écoulements et les flux de matières arrivant dans cette maille vont transiter dans le canal (supposé rectangulaire).

L'érosion des sols est représentée par deux processus indépendants, le détachement et le transport.

Le détachement des sols est effectué par deux mécanismes : le détachement par les gouttes de pluies et le détachement par le ruissellement. Le premier est calculé par la relation proposée par Meyer et Wischmeier (1969) :

$$D_R = 0,108 K C A I^2 \quad (5.30)$$

où D_R est le détachement des sols sur une maille en kg/min, K et C sont les paramètres de l'équation universelle de perte des sols (USLE), A est la surface de la maille en m^2 et I est l'intensité de la pluie pendant le pas de temps en mm/min.

Le détachement par ruissellement est décrit selon l'équation de Meyer et Wischmeier (1969), modifiée par Foster (1976) :

$$D_Q = 0,9 K C A S Q \quad (5.31)$$

où D_Q est le détachement par le ruissellement sur une maille en kg/min, S est la pente de la maille en m/m et Q est le ruissellement par unité de largeur en m^2/min . Le modèle néglige le détachement par écoulement à l'intérieur du réseau de drainage.

A chaque pas de temps de calcul, chaque particule détachée sera déplacée vers les mailles adjacentes s'il y a suffisamment d'énergie disponible pour le transport ; dans le cas contraire, elle sera incorporée au sol et requerra la même énergie que celle fournie lors du premier détachement pour être re-détachée.

La capacité de transport du ruissellement ainsi que de l'écoulement concentré dans le réseau de drainage est calculée selon la relation empirique (Beasley *et al.*, 1980) :

$$T_c = 161 S Q^{0,5} \quad Q \leq 0,046 \text{ m}^2/min \quad (5.32a)$$

$$T_c = 16320 S Q^2 \quad Q > 0,0046 \text{ m}^2/min \quad (5.32b)$$

où T_c est la capacité de transport en kg/min/m de largeur. Bien que le modèle néglige l'érosion en canal, les sédiments déposés dans le réseau de drainage peuvent être remis en suspension quand un excès de capacité de transport se produit.

5.4.3 - Modèles mécanistes

Nous incluons dans cette classe de modèles, ceux qui tentent de représenter le phénomène d'érosion à partir d'une description fine des mécanismes fondamentaux. Toutefois, la formulation de ces mécanismes reste entièrement conceptuelle voir empirique.

5.4.3.1 - Modèle de Foster et Meyer

Le modèle de Foster et Meyer (1975) est basé sur le concept de séparation du processus d'érosion en érosion inter-rigoles et érosion en rigoles. La totalité des sédiments détachés dans les zones inter-rigoles est supposée se déplacer latéralement vers les rigoles. Ces sédiments des zones inter-rigoles sont transportés vers l'aval par l'écoulement dans les rigoles ainsi que les sédiments détachés dans les rigoles.

L'équation de base gouvernant le processus d'érosion d'une surface de sol est l'équation de la continuité du transport des sédiments par le ruissellement (Bennett, 1974) exprimée par :

$$\frac{\partial q_s}{\partial x} + \rho_s \frac{\partial cy}{\partial t} = D_i + D_r \quad (5.33)$$

où q_s est le flux de sédiments en unité de masse par unité de temps par unité de largeur, x est la distance, ρ_s est la densité des sédiments, c est la concentration des sédiments du ruissellement en volume de sédiments par volume de ruissellement, y est la profondeur du ruissellement, t est le temps, D_i est le détachement inter-rigoles en unité de masse par unité de surface par unité de temps et D_r est le détachement (ou la sédimentation) dans les rigoles. Le terme $\partial q_s / \partial x$ est le taux de variation du flux de sédiments au long de la pente et le terme $\partial cy / \partial t$ est le taux de variation du stock de sédiments dans l'eau du ruissellement. Si on néglige la dispersion dans l'écoulement et, en régime stationnaire, l'équation 5.33 devient :

$$\frac{dq_s}{dx} = D_i + D_r \quad (5.34)$$

Le flux de sédiments en un point x au long de pente est l'intégrale de l'équation 5.34 :

$$q_s = \int (D_i + D_r) dx \quad (5.35)$$

Foster et Meyer supposent qu'il existe une simple relation linéaire entre le détachement, la sédimentation et le flux de sédiments. Pour le détachement la relation est :

$$\frac{D_r}{D_{rc}} + \frac{q_s}{T_c} = 1 \quad (5.36a)$$

ou

$$D_r = \frac{D_{rc}}{T_c} (T_c - q_s) \quad (5.36b)$$

où D_{rc} est la capacité de détachement de l'écoulement dans les rigoles en unité de masse par unité de surface par unité de temps et T_c est la capacité de transport de l'écoulement en unité de masse par unité de largeur par unité de temps. Le concept à la base de l'équation 5.36 est que l'énergie de l'écoulement est distribuée entre le détachement et le transport. C'est-à-dire que plus le flux de sédiments utilise la capacité de transport, moins d'énergie sera disponible pour le détachement. Le détachement maximum a donc lieu quand le flux de sédiments est nul.

Quand le flux de sédiments dépasse la capacité de transport le terme $(T_c - q_s)$ devient négatif, ce qui indique une sédimentation. Dans ce cas, l'équation 5.36 est réécrite pour la sédimentation :

$$D_r = \alpha (T_c - q_s) \quad (5.37)$$

où α est donnée par (Foster et al., 1980) :

$$\alpha = \frac{\beta V_f}{q} \quad (5.38)$$

où β est un coefficient dépendant de la turbulence de l'écoulement (souvent égal à 0,5), V_f est la vitesse de chute des particules de sédiments et q est le débit ruisselé en unité de volume par unité de temps par unité de largeur.

Les variables D_{rc} , D_i et T_c sont fonctions des caractéristiques de la pluie et du ruissellement, des propriétés du sol, de la topographie et du couvert végétal. Les deux inconnues des équations 5.34 et 5.36 sont D_r et q_s . Combinant les deux équations et éliminant D_r , on a :

$$\frac{dq_s}{dx} = \frac{D_{rc}}{T_c} (T_c - q_s) + D_i \quad (5.39)$$

Foster et al. (1977) proposent les équations empiriques 5.40 et 5.41 pour calculer D_{rc} et D_i :

$$D_{rc} = 65,41 F_i \left(\frac{x}{22,1} \right) S^2 K_r C_r P_r \quad (5.40)$$

$$D_i = I_i (4,56 S + 0,065) K_i C_i P_i \quad (5.41)$$

où F_i et I_i sont respectivement l'érosivité du ruissellement et des pluies. Foster et al. (1977) suggèrent d'utiliser pour I_i l'indice d'érosivité des pluies de l'équation universelle de perte des sols et pour F_i le deuxième terme de l'indice d'érosivité de Onstad et Foster donnée par l'équation 5.12.

La capacité de transport du ruissellement peut être calculée par une des équations présentées précédemment. Pour une revue complète des équations pour le calcul de la capacité de transport du ruissellement nous renvoyons à Julien et Simons (1985).

5.4.3.2 - Modèle de l'Université du Colorado (Colorado State University Model - CSU)

Le modèle CSU (Li, 1979) est également distribué spatialement selon une maille carrée et un système de canaux pour représenter le bassin versant. Le modèle travaille avec des petits pas de temps pour décrire une averse et il est généralement utilisé pour simuler la réponse d'un nombre limité d'événements.

Le flux de sédiments est calculé en comparant le stock des particules érodées pour des différentes classes granulométriques dû au détachement par les pluies et par le ruissellement et la capacité de transport du ruissellement. La capacité de transport pour les sédiments en suspension est calculée selon l'équation d'Einstein (1950) et celle des sédiments de fond selon l'équation de Meyer-Peter et Muller (USBR, 1960). La propagation des sédiments au long d'une pente est réalisée par résolution dynamique de l'équation de la continuité (5.33) par une méthode numérique aux différences finies couplée avec la propagation de l'écoulement superficiel.

Une procédure analogue réalise la propagation pour chaque fraction granulométrique des sédiments en suspension et de fond dans le réseau de drainage du bassin versant. De plus, l'utilisation de l'équation de la continuité permet la détermination du déblaiement et du remblaiement du lit des cours d'eau.

Le modèle propose une alternative plus simple pour la représentation spatiale du bassin versant. Dans le modèle simplifié, le bassin versant est découpé en sous-bassins et chaque sous-bassin est supposé avoir la forme d'un livre ouvert, c'est-à-dire deux plans avec un canal central.

5.5 - CONCLUSION

L'érosion est un phénomène complexe résultant de divers processus (détachement, transport et sédimentation) ayant pour cause différentes sources d'énergie (vent, pluie, gel, ruissellement et gravité) et dont l'expression est modifiée par la résistance du milieu (sol, couvert végétal, techniques culturales) et par la topographie.

On distingue deux zones d'action dans le phénomène d'érosion hydrique des versants : (1) la zone inter-rigoles et (2) les rigoles. Les rigoles donnent lieu à la concentration du ruissellement au gré de la micro-topographie, des labours ou de l'érosion par écoulement de l'eau. Les zones inter-rigoles sont les surfaces des sols entre les rigoles.

Le *détachement* sur les zones inter-rigoles est principalement dû à l'énergie des gouttes de pluie alors que l'écoulement concentré de l'eau est l'agent responsable du détachement dans les rigoles et toutes sortes de canaux. Le *transport* des particules érodées se fait quasi-exclusivement par l'écoulement de l'eau mais la capacité de transport de l'écoulement dans les zones inter-rigoles peut être considérablement amplifiée par l'impact des gouttes de pluie. La *sédimentation* a lieu quand les caractéristiques de l'écoulement changent et la capacité de transport de l'eau devient inférieure à la charge de sédiments transportés. Ce dernier processus fait que, généralement, la fraction des sédiments érodés qui atteignent les cours d'eau ne représente qu'une faible partie des matériaux arrachés aux versants, la majorité de ceux-ci se déposant au pied des versants.

L'importance relative des différents facteurs causant l'érosion du sol par l'eau et des facteurs modulateurs de celle-ci dépend de l'échelle à laquelle on se place. Si on s'attache à l'érosion des sols à l'échelle locale (e.g., champ ou petits bassins versants agricoles), le climat est le facteur créateur du phénomène mais d'autres facteurs, dont le principal est le couvert végétal, conditionnent le processus érosif. Par contre, dès qu'on abandonne l'échelle locale pour se placer à l'échelle régionale, l'influence des facteurs locaux de l'érosion disparaît et l'influence du climat devient alors largement dominante.

Parmi toutes les approches de modélisation de l'érosion dans le bassin versant, il est indéniable que celles qui sont dérivées de l'équation universelle de perte des sols (USLE) sont les plus répandues. Toutefois, l'application de l'USLE dans ses multiples versions et développements fait l'objet d'une très grande controverse (qui soulève même parfois des passions) tout particulièrement quand il s'agit de son utilisation en dehors des Etats Unis. Les principales critiques faites à l'USLE sont : (1) la non-prise en compte de l'humidité du sol et de la disponibilité des particules de sol détachées par des pluies antérieures, (2) la non-prise en compte directe du ruissellement, principal responsable du transport des particules détachées, (3) la non-évaluation des mécanismes responsables du détachement et du transport de particules, ces mécanismes étant déterminants de l'érosion à l'échelle de l'averse, (4) l'inadaptation de la formule pour prendre en compte des phénomènes de seuils, (5) l'inadaptation de la formule pour certaines conditions climatiques, (6) le paramétrage de l'équation nécessaire pour des conditions différentes de celles des Etats Unis, ce qui implique une expérimentation longue et coûteuse et (7) certains mettent en cause "... intérêt de privilégier dès à présent la mise au point d'une modélisation quantifiée de l'érosion, que ce soit en paramétrant la formule de Wischmeier ou autrement ..." et ils proposent de "... mieux comprendre la complexité et la diversité des processus érosifs avant de vouloir établir un modèle explicatif quantifié de l'érosion" (citation prise dans un rapport conjoint du Ministère de l'Environnement et de l'Agriculture - L'érosion des sols cultivés en France : Développement actuel et actions entreprises).

Le premier type de critique fait à l'USLE (i.e., 1, 2, 3 et 4) peut être traduit comme l'oubli de variables significatives pour expliquer le phénomène d'érosion. Nous n'avons pas trouvé de la part des critiques (e.g., Donigian et Crawford, 1976) une argumentation rigoureuse sur la nécessité d'ajouter d'autres variables afin de mieux expliquer l'érosion à long terme des sols. Le fait d'avoir mis en évidence une relation entre une variable et un phénomène observé à une échelle de temps et d'espace donnée n'implique pas forcément le besoin d'introduire cette variable pour expliquer le phénomène à une autre échelle. Comme l'a affirmé Thom (1979), "... ce qui fait l'intérêt d'un modèle, c'est sa portée ontologique, c'est-à-dire la mesure dans laquelle le modèle exprime la réalité de l'être modélisé" et c'est sur cette capacité qu'il doit être jugé et non par le fait qu'il a négligé un certain nombre de variables. Sans entrer dans les mérites de l'USLE, nous n'avons pas trouvé dans la littérature une autre formulation (validée sur un grand nombre d'observations) basée sur d'autres variables explicatives et qui se vante de mieux expliquer l'érosion à long terme que l'USLE.

Le deuxième type de critique met en cause le caractère universel de l'USLE (i.e., 5 et 6). Historiquement, l'adjectif *universelle* a été employé par Wischmeier par opposition aux modèles régionaux et pour indiquer qu'aucun paramètre du modèle n'était particulier à une région géographique précise. Comme l'a affirmé Wischmeier (1984), *l'USLE n'a pas de limites géographiques*, toutefois, l'application à un site particulier dépend de la

disponibilité des valeurs locales représentatives des paramètres de l'équation. De ce fait, certains paramètres de l'USLE ont été adaptés aux conditions environnementales de plusieurs autres pays dans presque tout les continents (SCSA, 1977 et 1985). L'analyse de l'USLE (figure 5.2) indique que c'est principalement au niveau du paramètre *C* (i.e., des pratiques agricoles) que les différences avec les Etats Unis peuvent être importantes. Cette analyse est confirmée par les résultats obtenus par Bollinne (1985) avec l'application de l'USLE en Belgique. Ainsi, le paramétrage se réduirait à seulement un des six paramètres de l'USLE. A notre avis, un modèle ne doit pas être rejeté par le simple fait qu'il a été développé ailleurs que dans le pays où on veut l'utiliser. Il doit être jugé sur sa capacité de représenter le réel. Si on fait l'hypothèse que la structure de l'USLE est la mieux adaptée à représenter l'érosion (pour un même nombre de paramètres et de variables explicatives), où qu'on se trouve dans le monde elle sera valable et si on veut expliquer l'érosion il faudra déterminer ses paramètres pour les conditions locales. C'est comme si on niait les équations de Saint Venant sous prétexte qu'il faut déterminer pour chaque site le coefficient de Strickler.

Enfin, le troisième type de critique (i.e., 7) est d'ordre plus général et se traduit par une mise en doute de l'intérêt de la modélisation dans l'explication des processus érosifs. Cette vision de la connaissance scientifique (inductiviste naïf d'après Chalmers, 1988) consiste à vouloir faire un grand nombre d'observations d'un phénomène pour ensuite aboutir à un modèle explicatif. Il faut rappeler encore une fois que *"le but de la science n'est pas d'amasser indistinctement les données empiriques, mais d'organiser ces données en structures plus ou moins formalisées qui les subsument et les expliquent. Dans ce but, il faut avoir des idées a priori sur la manière dont se passent les choses, il faut avoir des modèles"* (Thom, 1974). La science ne doit pas se contenter du comment phénoménologique, elle doit chercher le pourquoi mathématique. *"Le savant contemporain se fonde sur une compréhension mathématique du concept phénoménal et il s'efforce d'égaliser, sur ce point, raison et expérience. Ce qui retient son attention, ce n'est plus le phénomène général, c'est le phénomène organique, hiérarchique portant la marque d'une essence et d'une forme, et, en tant que tel, perméable à la pensée mathématique"*. Il est si doux à la paresse intellectuelle d'être cantonnée dans l'empirisme, d'appeler un fait un fait et d'interdire la recherche d'une loi (Bachelard, 1938).

Nous ne voulons pas par ces considérations faire l'apologie ou simplement défendre l'USLE. D'ailleurs, la suite de ce rapport montrera que, dans notre cas d'étude, cette approche a donné de très mauvais résultats. Notre objectif ici est d'attirer l'attention sur l'absence de fondement scientifique de certaines critiques (assez gratuites) à cette équation.

Les modèles conceptuels et mécanistes de simulation de l'érosion sur le bassin versant sont fondés sur l'extrapolation des formulations établies à une petite échelle vers le bassin versant. Or, afin que les hypothèses restent valables à une échelle plus grande il faudrait que l'on soit capable tout d'abord d'estimer les variables de forçage et plus particulièrement le ruissellement sur tout le bassin versant. Pour cela les modèles d'érosion se basent sur des modèles de simulation du cycle de l'eau qui, comme on l'a vu dans le chapitre précédent, n'ont pas de réalisme physique, c'est-à-dire, les différents flux d'eau simulés ne correspondent aucunement aux vrais flux sur le bassin versant.

Par conséquent, tous ces modèles restent conceptuels, et par respect du principe de minimalité, il n'est pas raisonnable de complexifier la description des mécanismes d'érosion tant que l'on se fonde sur des modèles hydrologiques dépourvus de réalisme physique.

6

LE CYCLE DE L'AZOTE

6.1 - DESCRIPTION DU CYCLE DE L'AZOTE DANS LE SOL

Ce paragraphe présente les différentes formes d'azote dans le sol ainsi que les principaux mécanismes responsables des transformations et des transferts entre ces diverses formes.

6.1.1 - L'azote dans le sol

L'azote est un des quatre éléments (carbone, hydrogène, oxygène, azote) qui forment la structure de base des protéines. L'atmosphère terrestre est composée à 80% d'azote, plus de 99,9% de l'azote terrestre s'y trouvent. L'azote du sol, toutes formes confondues, représente seulement de l'ordre de 0,02% de la masse globale d'azote (Stewart et Rosswall, 1982) pour une teneur en azote total des 15 premiers centimètres du sol variant entre 1 500 et 6 000 kg N/ha (Novotny et Chesters, 1981).

L'azote du sol est constitué d'une fraction inorganique et d'une fraction organique. La fraction organique représentant la majeure partie, *i.e.*, environ 95% de l'azote total, est composée principalement d'acides humiques et fulviques, d'acides aminés et d'acides nucléiques. On distingue souvent deux "pools" d'azote organique selon leur dynamique. Une fraction active (environ 10% de l'azote organique) plus facilement décomposable (souvent appelée azote organique labile) constituée de protéines, d'amino-sucres, d'acides nucléiques et de biomasse vivante et une fraction passive (environ 90% de l'azote organique) plus difficilement décomposable (azote organique stable), constituée de l'humus essentiellement.

La fraction inorganique de l'azote du sol se compose de l'azote ammoniacal, l'azote nitreux, et l'azote nitrique et représente normalement moins de 5% de l'azote total.

L'azote du sol peut présenter une variabilité spatiale très importante. En effet, les différentes formes de l'azote ont des degrés de persistance et de mobilité et par conséquent des différents temps de séjour dans le sol. On peut s'attendre donc à voir la concentration en nitrates varier plus largement et plus rapidement que celle de l'azote organique. D'un autre côté, la plus grande mobilité des formes inorganiques par rapport aux formes organiques suggère que la variabilité spatiale introduite, par exemple, par l'application des fertilisants, devrait disparaître plus rapidement pour les formes mobiles réduisant ainsi les différences spatiales.

Plusieurs facteurs peuvent influencer la distribution spatiale de l'azote du sol. Jenny (1941) observe que les processus responsables de la formation des sols gouvernent également la distribution de l'azote. Ainsi, les sols formés par des matériaux transportés montrent une plus grande variabilité que les sols dérivés de la roche-mère sans déplacement. Le climat, par l'intermédiaire principalement de la température et des pluies, est aussi un important facteur déterminant la distribution de l'azote aussi bien à long terme qu'à court terme. D'autres facteurs tels que la topographie, la fertilisation, les pratiques agricoles et la structure des sols sont aussi relevés comme ayant un impact sur la variabilité de l'azote.

Biggar (1978), compilant plusieurs travaux, donne une plage du coefficient de variation entre 15 et 60% pour l'azote total, à l'intérieur d'une parcelle agricole, le coefficient de variation augmentant avec la surface considérée. Beckett et Webster cités par Biggar (1978) indiquent des coefficients de variation pour l'azote total et la

matière organique dans le sol superficiel de 10 à 20% pour une surface de 1 à 100 m², de 25 et 30% pour une parcelle agricole et de 30 à 55% (valeur médiane approximative) pour un ensemble de parcelles agricoles.

Les coefficients de variation pour l'azote total et la matière organique sont généralement plus faibles pour les surfaces non-altérées que pour des surfaces similaires cultivées, notamment en arboriculture. La fertilisation tend à croître la variabilité spatiale et normalement le coefficient de variation des parcelles fertilisées est entre le double et le triple de ceux des parcelles non-fertilisées.

Il existe assez peu de données sur la variabilité des différentes formes d'azote selon la profondeur. La teneur en azote total des sols décroît généralement avec la profondeur. Les différentes formes de l'azote semblent aussi présenter la même tendance à l'exception des nitrates dont on peut trouver des concentrations plus importantes dans les couches plus profondes en raison du lessivage. Romero cité par Biggar (1978) indique des coefficients de variation de l'ordre de 30 à 80% pour la concentration en nitrates dans l'horizon A et B des sols sur deux parcelles cultivées et de 25 et 20% pour l'azote ammoniacal.

6.1.2 - Le cycle de l'azote dans le sol

Nous ferons ensuite un rappel bref des différentes parties du cycle de l'azote dans le système sol-eau-culture lequel peut être illustré par la figure 6.1.

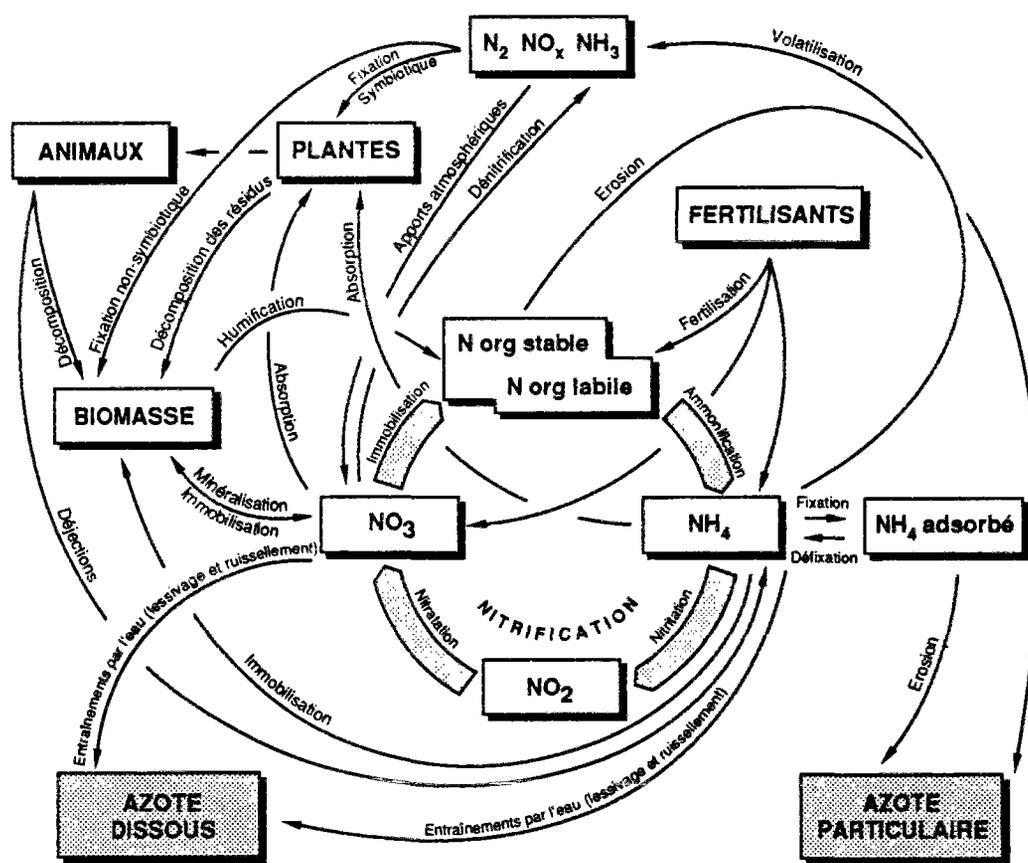


Figure 6.1. : Le cycle de l'azote dans le sol.

6.1.2.1 - Minéralisation

La minéralisation est le processus de transformation de l'azote organique en azote minéral (NH_4^+ , NO_2^- et NO_3^-). Il est normalement subdivisé en deux processus : (1) l'ammonification et (2) la nitrification.

L'ammonification (*i.e.*, la transformation de l'azote organique en azote ammoniacal) a lieu dans des conditions écologiques extrêmement diverses car elle est le fait d'un nombre considérable de microorganismes en particulier de bactéries et de champignons.

La nitrification est une réaction clé dans le cycle de l'azote. Elle transforme l'azote ammoniacal relativement immobile en nitrates plus facilement lessivés, absorbés par les plantes ou dénitrifiés. On distingue deux étapes dans la nitrification : (1) la nitrification, où les bactéries principalement les nitrosomonas, oxydent l'azote ammoniacal en azote nitreux ($\text{NH}_4^+ \rightarrow \text{NO}_2^-$) et (2) la nitrification, où les bactéries essentiellement du genre nitrobacter oxydent l'azote nitreux en azote nitrique ($\text{NO}_2^- \rightarrow \text{NO}_3^-$). Les nitrites sont normalement oxydés rapidement et ne s'accumulent pas dans les sols sauf dans des conditions de fort pH et de fortes concentrations en NH_3 , qui ne sont pas favorables à l'activité de nitrobacter.

La production d'azote minéral a lieu essentiellement dans la couche arable, là où se trouve l'essentiel de l'humus et des résidus de cultures. Cependant, l'enracinement peut avoir lieu bien au-delà de la limite de travail du sol avec naturellement une intensité qui décroît en profondeur. Dans les sols de limon, Rémy cité par Belan (1979) estime que ce sont principalement les 40 premiers centimètres qui interviennent dans la minéralisation.

Belan (1979) a évalué la minéralisation sur plusieurs horizons de deux parcelles du dispositif expérimental de Coeuvres pendant les mois de novembre à mai 1972. Il observe une minéralisation totale sur la couche superficielle 1 mètre de l'ordre de 80 kg N/ha/an et 140 kg N/ha/an sous une culture de betteraves et sous une parcelle maintenue sans végétation respectivement. Les 40 premiers centimètres ont contribué respectivement sur les deux parcelles à 85 et 65% de la minéralisation.

6.1.2.2 - Immobilisation

C'est la transformation microbienne inverse de la minéralisation, par laquelle l'azote minéral passe sous des formes organiques pendant la décomposition des résidus organiques. L'azote inorganique est utilisé par les microorganismes du sol pour satisfaire leurs besoins énergétiques et pour la synthèse cellulaire. Dans le processus de décomposition de la matière organique, si l'azote n'est pas un facteur limitant, il y aura une accumulation de l'azote ammoniacal (ammonification) et, sous des conditions favorables, il sera oxydé en nitrates (nitrification). Si par contre, l'azote est un facteur limitant et en présence d'un excès de carbone, l'azote minéral sera utilisé rapidement par les microorganismes, constituant ainsi un stock temporaire d'azote organique (biomasse) à l'abri du lessivage mais aussi de l'absorption végétale.

La dominance de l'un de ces deux processus (minéralisation ou immobilisation) dépend de nombreux facteurs mais l'un des plus importants est le rapport carbone/azote (C/N) de la matière organique. Les microorganismes assimilent du carbone et de l'azote pour constituer le matériel cellulaire dont le rapport C/N est approximativement égal à 10. Environ 30% du carbone décomposé est assimilé et 70% est libéré sous la forme de CO_2 . Les résidus culturaux ont un rapport C/N d'environ 70 (Williams et Hann, 1978). D'après Alexander (1961), le carbone constitue approximativement 40% des résidus (matières sèches). Si on admet que les résidus des cultures de céréales sont de 3 000 kg (MS)/ha pour les racines et de 5 000 kg (MS)/ha pour les parties aériennes, l'immobilisation de l'azote minéral si on enfouit seulement les racines et les chaumes ou si on enfouit tous les résidus culturaux sont respectivement de l'ordre de 20 kg N/ha et de 50 kg N/ha. Alexander (1961) indique que un rapport C/N de 23 d'un résidu agricole est la valeur limite entre la minéralisation et l'immobilisation de l'azote minéral.

6.1.2.3 - Fixation de l'azote atmosphérique

On distingue d'une part la fixation asymbiotique par des algues (cyanophycées) et des bactéries aérobies (azobacter, beijerinckia) ou anaérobies du genre clostridium, et d'autre part la fixation symbiotique par les rhizobies des légumineuses.

La fixation asymbiotique peut entraîner des gains d'azote de 5 à 40 kg N/ha/an (Rivière ; Duthil cités par Belan, 1979). Selon Jensen (1965), le phénomène serait plutôt important dans des milieux hydromorphes tels que des rizières ou des sols lourds. Il rapporte également des évaluations entre 22 et 113 kg N/ha/an sous prairies.

L'abondance relative d'un substrat carboné métabolisable est l'un des éléments favorables à la fixation. La fixation, par exemple, de 25 kg N/ha par azobacter nécessite, selon Rivière cité par Belan (1979), la consommation

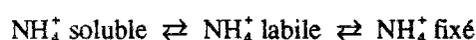
d'environ 1 tonne de carbone organique. Par ailleurs, la disponibilité en azote minéral défavorise la fixation par un phénomène de compétition.

La symbiose la plus performante est celle du genre rhizobium avec les légumineuses, associations assez spécifiques d'un groupe de rhizobiums avec une plante-hôte, celle-ci fournissant l'énergie et les produits alimentant le pouvoir réducteur de la bactérie.

Les légumineuses peuvent fixer de 50 à 200 kg N/ha/an (Rivière cité par Belan, 1979). Hébert (1979) indiquent que sous climat tempéré, la fixation symbiotique par la luzerne est de l'ordre de 250 kg N/ha/an sur lesquels environ 50 kg restent au sol. Elle est donc plus performante que la fixation autotrophe. La présence d'azote minéral la réduit sans l'arrêter complètement.

6.1.2.4 - Fixation de l'azote ammoniacal par le sol

L'ammonium du sol se trouve sous trois formes : (1) forme dissoute, (2) forme adsorbée à la surface des particules du sol et (3) forme fixée entre les feuillets des argiles. Ces trois formes peuvent être représentées selon la réaction d'équilibre suivante (Nömmik, 1965).



Selon cette réaction, un changement de l'une des formes de l'ion ammonium modifie les autres formes indiquées dans la réaction d'équilibre. Comme le stock d'azote ammoniacal labile est beaucoup plus important que le stock soluble, il tamponne la concentration en azote ammoniacal dissous autour d'une valeur sensiblement constante. Ainsi, quand la concentration de NH_4^+ soluble augmente (e.g., après l'addition des fertilisants ammoniacaux), la réaction se déplace vers la droite provoquant la fixation d'une partie de l'ammonium ajouté. D'autre part, l'ammonium fixé est libéré quand la concentration d'ammonium labile diminue.

On admet (e.g., Nömmik, 1965 ; van Keulen, 1981) que la forme fixée est peu disponible et ne peut se libérer que très lentement. La forme labile constitue une fraction de l'azote du sol relativement constante et a très peu d'effet sur le bilan saisonnier de l'azote du sol (Seligman et van Keulen, 1981).

Les engrais azotés appliqués sur les sols sous la forme d'ammoniac (NH_3) (e.g., l'urée, l'ammoniaque anhydre, la cyanamide de chaux, ...) sont susceptibles d'être adsorbés par les fractions organique et minérale du sol. Un grand nombre de réactions physiques et chimiques est responsable de la rétention de l'ammoniac par le sol allant de l'adsorption physique jusqu'à l'incorporation de NH_3 dans la matière organique. L'adsorption physique de NH_3 est un équilibre dynamique avec la phase gazeuse et elle se produit quand il y a une pression positive de NH_3 dans le sol. Au fur et à mesure que la pression décroît, l'équilibre se déplace et NH_3 adsorbé retourne à la phase gazeuse. NH_3 diffuse à travers le sol et peut se perdre vers l'atmosphère. NH_3 adsorbé chimiquement est fortement lié aux sites adsorbants des colloïdes du sol et peu de migration se produit à l'intérieur du sol. Le mécanisme de base de l'adsorption chimique du NH_3 consiste dans l'acquisition d'un proton par NH_3 pour former NH_4^+ lequel est fixé sur les argiles et les particules d'humus. L'ammoniac peut également réagir irréversiblement avec la matière organique par la formation de différents complexes NH_3 -matière organique. Ces complexes sont caractérisés par une grande stabilité chimique et une grande résistance à la décomposition microbienne.

6.1.2.5 - Pertes par voies gazeuses

Les pertes d'azote par voies gazeuses de l'azote des sols se situent à trois niveaux (Catroux et Germon, 1981).

- Il y a, dans certaines conditions, volatilisation d'ammoniac (NH_3) produit lors de la minéralisation de l'azote organique ou apporté sous forme d'engrais.
- La dénitrification conduit à transformer les nitrates en nitrites puis successivement en oxyde nitrique, oxyde nitreux et azote.
- Il y aurait de plus une production possible d'oxyde nitreux par l'oxydation de l'ammonium.

La **volatilisation** de l'ammoniac est généralement négligeable. Elle peut cependant atteindre 20 à 30% de l'azote ammoniacal lorsqu'il est apporté sous forme d'engrais en sol basique. Hargrove et Kissel (1979) estiment les pertes d'ammoniac au champ, après apport d'urée, entre 0 et 9% de l'azote appliqué. En milieu contrôlé, la station agronomique de Laon observe environ 10% de volatilisation d'azote ammoniacal ou uréique en gaz ammoniac. Toutefois, les pertes par volatilisation peuvent être très importantes dans le cas des déchets organiques (e.g., fumiers, lisiers, boues d'épuration, ...). Reddy et al. (1979b) présentent une comparaison de plusieurs estimations de la perte d'azote par volatilisation. Celles-ci se situent normalement entre 50 et 100% de l'azote appliqué.

On englobe sous le terme de **dénitrification** plusieurs phénomènes d'importance variable au plan pratique qui correspondent tous à la transformation des nitrates en azote et oxydes d'azote. Schématiquement, on peut distinguer la dénitrification chimique et la dénitrification biologique.

La **dénitrification chimique** est avancée pour expliquer les pertes d'azote nitrique en sols acides. L'azote nitrique produit dans un premier temps de l'acide nitreux très réactif en milieu acide, pouvant s'autodécomposer ou réagir avec des cations métalliques réduits, des composés phénoliques, des amines aliphatiques. De telles pertes ne sont certainement pas négligeables en sols acides, de l'ordre de 75% d'après une expérimentation réalisée en laboratoire en incubant 400 mg d'azote par kg de sol (Gerretsen et DeHoop, 1957). Il semble de plus que la dénitrification chimique ne se limite pas aux sols acides puisque Smith et Chalk (1980) ont observé des pertes de 16,5% de l'azote ajouté sous forme d'ammonium à trois sols de pH supérieur à 7,5.

La **dénitrification biologique** est probablement la plus importante dans les sols cultivés. Il s'agit de la réduction des nitrates en produits gazeux, essentiellement azote et oxyde nitreux réalisée principalement par des bactéries hétérotrophes anaérobies facultatives qui oxydent leur substrat carboné en utilisant nitrate, nitrite, ou oxyde nitreux comme accepteur d'électrons.

Selon le type de sols et les expériences réalisées, les pertes varient de 1% à plus de 50% de l'azote minéral du sol. D'après une compilation (Catroux et Germon, 1981) des quelques estimations disponibles, la dénitrification au champ se situerait entre 10 et 25% de l'azote minéral. Germon et al. (1985) d'après des mesures *in situ* ont observé des pertes moyennes par dénitrification entre 3 et 16 kg N/ha/an. Scaife cité par Greenwood (1978) indique des pertes exceptionnelles en azote minéral de plus de 60 kg N/ha/semaine même en l'absence de lessivage. Ces pertes seraient attribuées selon Greenwood à la dénitrification. Les pertes en azote total dues à la dénitrification dans des sols californiens irrigués (Ryden et Lund, 1980) ont varié entre 95 et 233 kg N/ha/an.

Les mêmes auteurs indiquent que la dénitrification apparaît généralement au printemps après les apports d'engrais et lorsque le sol se réchauffe. On l'observe rarement lorsque la température du sol est inférieure à 8°C. Elle se manifeste également après une période sèche quand le sol redevient humide et la température élevée. Par conséquent, on peut s'attendre à des épisodes importants de dénitrification sous des conditions climatologiques particulières comme par exemple un automne et un hiver secs et doux (ce qui provoque l'accumulation des nitrates) et l'arrivée tardive des pluies au moment où la température devient plus élevée.

Bien que la biochimie de la dénitrification soit compliquée et encore très mal connue, les facteurs environnementaux affectant la dénitrification sont raisonnablement bien déterminés. L'absence d'oxygène, au moins dans l'environnement immédiat de la cellule est essentielle. Néanmoins, une dénitrification importante peut avoir lieu dans les sols humides apparemment due à la présence de micro-zones anoxiques à l'intérieur des agrégats du sol. En effet, la diffusion de l'oxygène dans la phase aqueuse du sol est très lente et ne peut donc pas satisfaire assez rapidement la demande d'oxygène des micro-organismes à l'intérieur des agrégats ce qui provoque l'apparition de sites dépourvus d'oxygène même sur des sols apparemment bien aérés (Greenwood 1978). On peut assister à l'apparition d'anaérobioses locales à partir d'une humidité de 60% de la capacité au champ (Belan, 1979).

6.1.2.6 - Apports météoriques

Comme nous l'avons indiqué dans le paragraphe 1.3.2.1, l'eau météorique contient de 0,5 à 2,0 mg N/l sous forme ammoniacale et nitrique. Les apports moyens d'azote inorganique total par l'eau des pluies varient normalement entre 5 à 20 kg N/ha/an. Ces apports sont d'autant plus importants que les bassins sont à proximité de grandes villes et de sites industriels.

Il convient de rappeler que les apports atmosphériques d'azote sur des bassins où la pollution diffuse d'origine agricole n'est pas importante sont généralement supérieurs aux pertes d'azote total (dissous + particulaire) à l'exutoire. On assiste donc à une rétention de l'azote par le sol (Meybeck, 1982).

6.1.2.7 - Absorption d'azote par les plantes

L'absorption de l'azote par les cultures a pour conséquence de soustraire de l'azote minéral potentiellement lessivable. Elle a lieu à une période qui dépend principalement du cycle de la culture, de sa date d'implantation et du mode d'exploitation pour les prairies. La position relative des phases successives de croissance et de la période de drainage doit être prise en compte pour évaluer l'absorption de l'azote.

La profondeur d'absorption efficace détermine la limite au-delà de laquelle on considère l'azote perdu par lessivage, en l'absence de remontée par capillarité. Cette profondeur qui détermine aussi le profil cultural dépend des plantes, de la rotation, de la nature et de l'état physique du sol et de la conduite de l'irrigation éventuelle.

L'intensité de l'absorption en fonction de la profondeur est liée à celle de l'eau. Elle dépend de la croissance du système racinaire et des parties aériennes mais aussi de la teneur en azote de la matière sèche végétale produite. Celle-ci varie d'abord avec l'espèce puis avec les conditions de croissance et le niveau de rendement.

Bien que les plantes puissent utiliser l'azote ammoniacal ou l'azote nitrique, les fortes exigences sont couvertes par une nutrition mixte, mais à forte prédominance nitrique (Hébert, 1979). Or, l'azote est un facteur déterminant pour la production végétale en quantité (rendement en matière sèche) et en qualité (teneur en protéines notamment). Il est donc indispensable qu'il soit présent dans le sol à une concentration suffisante pendant la phase de besoins internes de la plante. La concentration idéale semblerait se situer vers 10 mg N-NO₃/l, si le renouvellement se fait bien ; elle dépend, en fait, dans le sol, du pool et du flux de nitrates au contact du système racinaire.

Une culture à haut rendement nécessite annuellement une disponibilité en azote de 200 à 250 kg N/ha pour assurer son développement normal, qui se traduira par une exportation de 100 à 200 kg d'azote pour la récolte. Dans le sud-ouest, ces besoins se situent entre 200 et 400 kg N/ha (Hénin, 1980).

6.1.2.8 - Fertilisation

La fertilisation azotée a pour but de satisfaire les besoins en azote des plantes de façon à obtenir le rendement et la qualité optimaux, compte-tenu de la rentabilité.

La fertilisation se fait sous deux formes : (1) utilisation d'engrais minéraux et (2) apports de matières organiques d'origine diverse.

Les engrais minéraux chimiques se présentent sous des formes variables : nitrique, ammoniacale, uréique, mixte. Les formes ammoniacales et uréiques se transforment en azote nitrique suivant une vitesse qui dépend de la température. Une partie peut être perdue par volatilisation en ammoniac (environ 10%). Rémy et Hébert (1977) ont observé sur un essai en sol de limon que le temps nécessaire à la transformation en azote nitrique se situait à deux semaines pour 50% de nitrification et à 6 à 8 semaines pour une transformation à 90%, à une température moyenne de 10°C. Dans cette évolution, le temps nécessaire à l'hydrolyse de l'urée est imperceptible.

Dans les sols cultivés, les hauts rendements actuels supposent des disponibilités de l'ordre de 200 à 250 kg N/ha suivant les types de sol et les conditions climatiques de l'année. Aussi, compte-tenu de pertes inévitables de l'ordre de 30 kg N/ha, la fertilisation moyenne peut-elle se situer raisonnablement entre 100 à 180 kg N/ha, les apports étant à adapter en ce qui concerne la dose, le fractionnement et l'époque d'apport en fonction de la culture, du type de sol et des conditions climatiques de l'année.

Les apports de matière organique se font par l'application de déjections animales (fumiers, purins, lisiers, ...), des résidus industriels (tourteaux, sang desséché, poudre d'os, ...), des effluents industriels et urbains ou des boues d'épuration. Ces produits sont parfois très riches en azote organique minéralisable.

6.1.2.9 - Pertes par voies hydriques

Si le ruissellement et l'écoulement subsuperficiel peuvent être une voie de pertes importantes de l'azote dans certains sols, la perte la plus habituelle est le lessivage des nitrates vers les eaux souterraines. Ceux-ci proviennent de l'azote non consommé par la végétation et de l'azote organique minéralisé après la récolte. L'entraînement en profondeur dépend du stock en nitrates pendant la période de drainage, de la capacité de rétention pour l'eau, de l'importance du déficit en début de réhumectation et de la quantité d'eau infiltrée.

Les nitrates progressent dans les sols selon un front qui s'étale en s'enfonçant. Ceci est le résultat des trois processus de transport : (1) la *convection*, i.e., l'entraînement direct de l'azote nitrique à l'état dissous dans l'eau, (2) la *diffusion*, i.e., l'entraînement dû au gradient de concentration en azote nitrique et (3) la *dispersion mécanique*, i.e., en raison de l'architecture interne du sol, la vitesse de migration de l'eau et des nitrates varie à

l'intérieur de chaque pore et entre les différents pores, ces deux derniers processus étant généralement regroupés sous le terme de *dispersion hydrodynamique*.

Dans les sols sujets à fissuration plus ou moins large et profonde en phase de dessèchement, au début de la réhumectation du profil, l'eau peut percoler rapidement jusqu'à la base des fissures ou des galeries diverses entraînant l'azote minéral localisé sur les parois et dans la porosité structurale. Ce phénomène est parfois appelé *entraînement direct*.

Comme nous l'avons déjà indiqué dans le chapitre 1, les pertes vers les milieux aquatiques qu'ils soient superficiels ou souterrains dépendent fortement du type d'occupation du sol. D'après les données présentées dans le paragraphe 1.3.2, les pertes moyennes vers les eaux souterraines (pour de grands aquifères) se situeraient entre 15 et 50 kg N/ha/an et celles vers les eaux superficielles entre 5 à 20 kg N/ha/an. Ces derniers peuvent atteindre les 30 kg N/ha/an pour des bassins à céréaliculture intensive avec un fort taux de drainage artificiel.

6.2 - DYNAMIQUE DE L'AZOTE DANS LE SOL

Ce paragraphe décrit l'évolution des teneurs en azote minéral en plein champ au cours de l'année sous un sol cultivé tel que nous l'imaginons sous le bassin versant de Mélarchez. Cette représentation de la dynamique de l'azote dans le sol s'inspire des travaux de Rémy et Hébert (1977), Belan (1979), Hébert (1979), Muller et Mary (1981), Prat (1982).

A la récolte de la culture, la teneur en azote minéral du sol est minimale. Après la récolte et l'enfouissement des résidus culturels lié au travail du sol (début de l'automne) on observe, pendant un mois environ, une augmentation de la teneur en azote minéral sur les 60 premiers centimètres. Elle est due à la minéralisation de l'azote organique et se produit également en sol nu à cette époque. Une lente réorganisation de l'azote minéral se manifeste ensuite sous l'effet de la décomposition des pailles. La minéralisation nette va donc dépendre de l'évolution de la température au fur et à mesure que l'hiver approche et du volume et du type (notamment le rapport C/N) des résidus des récoltes enfouis. Cette minéralisation se poursuit jusqu'à la baisse sensible des températures, généralement début décembre. On se trouve donc vers la première quinzaine de décembre avec un maximum d'azote minéral dans le sol. A partir de cette date on assiste, suivant les conditions climatiques (température) à un arrêt ou en tout cas un fort ralentissement de l'activité biologique (janvier et février). Le sol est alors bien humecté, le lessivage peut être important et peut provoquer une accumulation d'azote minéral en profondeur.

Avec l'augmentation des températures (février, mars, avril) la minéralisation reprend ou s'accélère (minéralisation de printemps). Si le sol est cultivé, on assiste d'une part à la fertilisation et d'autre part à l'absorption de l'azote par les plantes. Malgré une minéralisation accrue et l'apport de fertilisants on observe une diminution du stock d'azote minéral du sol qui ne peut s'expliquer par les seuls prélèvements de la plante. En effet, en sol cultivé, la réorganisation de l'azote est le fait non seulement de microorganismes mais aussi des racines dont la durée de vie est plus courte que celle de la plante entière. Par exemple, la masse racinaire produite (racine et exsudats) pendant la croissance du blé serait trois fois supérieure à la masse de racines présentes à la récolte (Sauerbeck et Johnen, 1976). Ces composés organiques sont riches en hydrates de carbone facilement assimilables lors de leur décomposition. Indirectement la plante est donc responsable dans la zone racinaire d'une réorganisation de l'azote. Il convient encore de souligner une autre source d'épuisement de l'azote minéral du sol : la *dénitrification*. Germon et al. (1985) indiquent des pertes d'azotes minéral en plein champ par dénitrification après des apports d'engrais sur un sol humide et après la réhumectation du sol précédée d'une période sèche. Toutefois ce mécanisme reste encore très mal connu tant du point de vue microbiologique que pour l'importance des pertes à l'échelle du champ.

Puis, avec le dessèchement du sol, se produit un nouveau ralentissement de la minéralisation (juin, juillet, ...) jusqu'à la nouvelle récolte et le démarrage d'un nouveau cycle annuel. En sol cultivé, on remarque généralement une quasi-disparition de l'azote minéral du sol pendant l'été.

Cette situation idéalisée est hélas souvent contrariée par des fluctuations minéralisation-immobilisation-dénitrification rapides liées à des conditions climatiques propres et qui peuvent avoir un impact considérable sur les pertes en nitrates par voie hydrique et donc sur la pollution des eaux.

6.3 - PRINCIPAUX FACTEURS INFLUENÇANT LE CYCLE DE L'AZOTE

Ce paragraphe analyse brièvement les facteurs pédologiques, climatiques et agronomiques ayant un impact sur les phénomènes mis en jeu dans le cycle de l'azote. Nous nous sommes basés principalement sur les travaux de Belan (1979) et Hénin (1980).

6.3.1 - Humidité du sol

Stanford et Epstein (1974) ont testé l'influence de l'humidité du sol sur la minéralisation dans différents types de sols. Le taux de minéralisation maximal se situerait à proximité de l'humidité à la capacité au champ ($pF = 0,33$ à $0,10$ bar) dans lequel 80 à 90% du volume des pores est rempli d'eau. Entre la capacité au champ et le point de flétrissement permanent ($pF = 15$ bar) la vitesse de minéralisation décroît à peu près linéairement. L'accroissement de l'humidité provoque également une diminution de la minéralisation en raison probablement, selon les auteurs, de la dénitrification. Dans certains sols, ils ont observé également une accumulation d'azote ammoniacal avec l'augmentation de l'humidité du sol au-delà de la capacité au champ.

En sol sec, la nitrification serait ralentie plutôt que l'ammonification, ce qui expliquerait l'apparition d'azote ammoniacal en été dans des sols où habituellement on en trouve peu. L'ammonification peut subsister à des pF élevés atteignant 5,4 à 5,6 (Dommergues et Manganot, 1970).

L'alternance des périodes de dessiccation et de réhumectation d'un sol peut provoquer une stimulation de la minéralisation de l'azote (ou *flush-effect*), dont la durée peut dépendre du temps de dessiccation. Ce phénomène est notamment lié aux effets d'une part sur la structure du sol (e.g., la fissuration pendant la dessiccation) et d'autre part sur le renouvellement des populations microbiennes qui peut atteindre 80 à 90%.

Une humidité élevée et au moins égale à 60% de la capacité au champ peut déjà provoquer une anaérobiose tout au moins locale à l'intérieur des agrégats du sol et déclencher le processus de dénitrification (Belan, 1979).

L'humidité élevée et l'anaérobiose favorisent la fixation asymbiotique de l'azote atmosphérique par clostridium (Belan, 1979). D'autre part, Balandreau et al. (1976) admettent que l'humidité du sol est le facteur qui limite en général la fixation de l'azote symbiotique dans la rhizosphère d'une culture de maïs qui, limitant la diffusion d'oxygène, réalise la semi-anaérobiose et favorise le phénomène. La fixation de l'azote par des associations plante-bactéries rhizosphériques diminue, selon ces auteurs, linéairement avec la diminution de l'humidité du sol.

6.3.2 - Température du sol

La température du sol joue un rôle très important dans la minéralisation de l'azote organique, influençant à la fois l'ammonification et la nitrification, pour laquelle les exigences sont plus étroites. En l'absence d'autres facteurs limitants, on peut observer la nitrification à partir de $2^{\circ}C$, puis celle-ci croît suivant une loi de $Q_{10} \cong 2$ (i.e., la vitesse de nitrification double lorsque la température augmente de $10^{\circ}C$) jusqu'à un optimum souvent situé à $35^{\circ}C$ (Stanford et al., 1973).

L'alternance gel-dégel active fortement la minéralisation de l'azote organique. Des alternances autour de températures supérieures à $0^{\circ}C$ auraient aussi des effets supérieurs à ceux d'un régime de température moyen. Comme pour les cycles de dessiccation-humectation, bien que le gel n'entraîne qu'une faible réduction de la microflore, les alternances thermiques printanières et dans une moindre mesure automnales agissent sur les microorganismes et elles sont létales pour les bactéries nitrifiantes.

Germon et al. (1985) ont remarqué que la dénitrification se produit rarement lorsque la température du sol est inférieure à $8^{\circ}C$. Stanford et al. (1975) indique que la dénitrification suit également une loi de $Q_{10} \cong 2$ entre 15 et $35^{\circ}C$.

Belan (1979) indique que la fixation asymbiotique de l'azote atmosphérique peut avoir lieu à des températures comprises entre $6^{\circ}C$ et $25-30^{\circ}C$.

6.3.3 - Aération du sol

Elle dépend de l'état physique du sol (structure) et de son humidité, humidité et aération ne variant pas indépendamment.

L'ammonification a lieu par l'intermédiaire de microorganismes très nombreux dont certains se développent en milieu aérobie et d'autres en anaérobiose. L'azote ammoniacal peut apparaître en sol peu aéré ou gorgé d'eau. Sur des sols battants à structure plus ou moins tassée, mais aussi à pH légèrement acide, on observe (Hébert cité par Belan, 1979) que l'azote ammoniacal est toujours présent en quantités notables (40 kg N-NH₄⁺/ha).

La nitrification est un phénomène qui, là encore, a des exigences plus sévères. Elle a lieu strictement en aérobie, ce qui peut expliquer l'accumulation d'azote ammoniacal dans certaines conditions précises. La concentration en oxygène dissous dans la solution du sol doit néanmoins être très faible pour faire chuter brutalement la nitrification. Celle-ci peut aussi chuter lorsque le flux de diffusion de l'oxygène dans le sol descend en-dessous d'un seuil limite. Dommergues et Mangenot (1979) précisent que le seuil est légèrement inférieur à celui qui limite la croissance racinaire.

Il est normalement reconnu que la dénitrification se produit sous des conditions d'anaérobiose stricte et que des faibles concentrations d'oxygène peuvent inhiber complètement la réduction des nitrites et des nitrates par les bactéries dénitrifiantes. Cependant, une dénitrification significative peut avoir lieu dans les sols bien aérés en raison de l'existence d'une mosaïque de micro-sites anaérobies à l'intérieur des agrégats du sol dans lesquels la réduction des nitrates peut se produire.

D'après Tardieux et Obaton (1977), les protéines qui supportent l'activité enzymatique de réduction de l'azote sont extrêmement sensibles à une pression d'oxygène élevée, non seulement chez les anaérobies, mais également chez les aérobies. Par exemple, chez les algues cyanophycées, on a remarqué que la fixation d'azote se trouvait, pour l'essentiel, localisée dans des cellules particulières, où l'appareil photosynthétique est incomplet et ne produit pas d'oxygène. En réalité, l'efficacité des systèmes protecteurs contre l'oxygène varie d'une espèce à l'autre, et n'est jamais totale. Même chez azotobacter, la protection des sites actifs de la fixation n'est pleinement réalisée que si la pression partielle d'oxygène est notablement abaissée par rapport à celle de l'atmosphère. Dans les milieux naturels, c'est l'ensemble de la biocénose qui assure cet abaissement de la pression partielle d'oxygène par le niveau de sa propre demande en oxygène.

6.3.4 - pH

L'acidité du milieu ralentit la dégradation de la matière organique et en particulier l'ammonification mais, cette limitation n'est pas très importante dans les milieux naturels usuels, la plage de pH optimal se situant entre 6,5 et 8,5.

Le processus de nitrification est par contre relativement beaucoup plus sensible au pH. L'activité des bactéries nitrifiantes croît avec le pH jusqu'à un optimum voisin de la neutralité ou légèrement basique (7 à 7,4).

La volatilisation de l'ammoniac (NH₃) est fortement influencée par le pH du sol car les pH basiques favorisent la présence de l'ammoniac alors que sous des pH neutres ou acides la forme ionique (NH₄⁺) est prédominante. La concentration en ammoniac est multipliée par 100 quand on passe d'un pH 6 à un pH 8.

Le pH optimal pour la dénitrification biologique est proche de la neutralité ou légèrement alcalin, mais la dénitrification peut avoir lieu entre les pH 5 et 9. Cependant, s'il est inférieur à 5 ou 5,5, il est favorable à la dénitrification chimique de l'azote ammoniacal. Lorsque le pH baisse, l'oxyde nitreux a tendance à s'accumuler de façon transitoire.

6.3.5 - Matière organique

Comme nous l'avons déjà indiqué, la matière organique du sol peut être schématiquement subdivisée en : (1) une fraction active, plus facilement minéralisable, constituée de protéines, d'amino-sucres, d'acides nucléiques et de biomasse vivante et (2) une fraction plus difficilement minéralisable constituée de l'humus. D'après une étude réalisée par Juma et Paul (1981), bien que correspondant à 13% de l'azote organique du sol la fraction active contribue à environ 60% de la minéralisation de l'azote alors que les 87% de la fraction passive contribuent à seulement 40%. La minéralisation va donc être très dépendante de la teneur en azote facilement minéralisable du sol.

La matière organique du sol a un rapport C/N moyen de 10 et une vitesse de minéralisation nette faible de l'ordre de $0,054 \text{ jour}^{-1}$ pour la fraction active. Les résidus de cultures enfouis et les racines sont généralement riches en carbone (C/N élevé > 22) et leur décomposition va provoquer une immobilisation de l'azote minéral du sol.

La dénitrification biologique nécessite une source d'électrons et d'énergie qui est généralement couverte par la matière organique du sol. Les bactéries dénitrifiantes peuvent utiliser une grande variété des substrats organiques comme source d'énergie. Catroux et Germon (1981) indiquent que toute matière organique fermentescible peut conduire à la dénitrification, notamment la paille mais aussi des exsudats racinaires. Bien que certains auteurs (*e.g.*, Belan, 1979) remarquent que l'importance de la dénitrification paraît liée à la nature de la matière organique en présence d'azote minéral, Germon *et al.* (1985) pour une étude réalisée avec une série de sols pédologiquement homogènes, observent que la vitesse de dénitrification apparaît davantage liée à l'aération du sol qu'à d'autres paramètres comme la disponibilité en carbone.

6.3.6 - Pratiques agricoles

L'influence des pratiques culturales sur le cycle de l'azote est complexe si l'on veut bien tenir compte du contexte réel dans lequel agissent ces pratiques, à savoir, la parcelle. Nous nous contentons ici de soulever les éléments qui nous semblent les plus importants sans avoir le souci d'être exhaustif.

- L'enfouissement de résidus de récolte riches en cellulose (*e.g.*, fumier, pailles, racines et chaumes) provoque une immobilisation d'azote minéral, alors que la décomposition des résidus organiques riches en azote (*e.g.*, verts de betterave et engrais verts) donne lieu à une minéralisation nette. Une fois le substrat épuisé, l'azote précédemment réorganisé sous forme de biomasse est à son tour reminéralisé. Par ailleurs, cette fraction d'azote immobilisé contribue à l'accroissement du pool d'azote organique labile dont la durée de vie est beaucoup plus courte que la fraction stabilisée.

L'incorporation dans le sol des résidus organiques peut également contribuer à la dénitrification de l'azote minéral en agissant comme une source de carbone pour les bactéries dénitrifiantes.

- L'apport d'azote sous forme minérale entraîne un accroissement de la teneur en azote du sol mais, selon les cas, l'accroissement peut correspondre ou non à la quantité apportée. En effet, la fertilisation semble dans certains cas stimuler l'activité biologique et ainsi accélérer la minéralisation de l'azote organique. Ce phénomène aussi connu comme "*priming effect*" ou "*priming action*" est assez controversé en raison des possibles erreurs systématiques lors de l'échantillonnage de la surface du sol où l'engrais vient d'être apporté, de décrire des écarts positifs ou négatifs interprétés à tort (Rémy et Hébert, 1977).
- D'une manière générale, le travail du sol a pour conséquence de fragmenter les mottes et les agrégats, et d'accroître la porosité structurale. Cela se répercute sur la circulation de l'eau, de l'air et sur la minéralisation de l'azote organique. En fait, en fragmentant les mottes et les agrégats, le labour, les façons superficielles et les alternances climatiques (*e.g.*, dessiccation-humectation et gel-dégel) favorisent l'accès à des micro-sites où la micro-flore est susceptible d'avoir une activité plus grande. La simplification du travail du sol par l'utilisation de techniques simplifiées ou du semis direct semble résulter en une accumulation en surface (5 à 10 cm) des matières organiques et une réduction de la porosité structurale en profondeur ce qui pourrait amener à une réduction de l'apport d'azote minéral par le sol. Néanmoins, les conséquences exactes de la simplification du travail du sol restent encore mal connues.

Germon *et al.* (1985) ont observé une interruption temporaire de la dénitrification en plein champ par des pratiques culturales qui aèrent le sol (*e.g.*, labour) mais cette influence semble ne durer que quelques semaines.

- Les espèces d'une rotation culturale se succèdent avec des périodes de croissance rapide séparées par des périodes interculturelles plus ou moins espacées. La présence d'une culture modifie à la fois la dynamique de l'eau et celle de l'azote en agissant sur le potentiel de l'azote organique minéralisable et sur la vitesse de minéralisation (résidus de cultures, rhizosphère, techniques associées). La définition d'une rotation comprend les périodes interculturelles, leur durée, mais aussi leur localisation dans le temps ; elle conditionne aussi l'accumulation d'azote minéral, donc le risque de lessivage. Celui-ci augmente avec la fréquence dans la rotation de cultures à récolte précoce suivies d'espèces à implantation tardive. De ce fait, pour une année donnée, la réalisation d'un couvert végétal en hiver est souvent conseillé afin de faire consommer le surplus éventuel d'azote par une culture dérobée ou un engrais vert et ainsi réduire le lessivage hivernal des nitrates. Les effets se manifesteraient alors à deux niveaux : (1) réduction du drainage par augmentation de l'évapotranspiration et (2) réduction de la

concentration en azote minéral dans le sol par absorption par les plantes. *Toutefois, la généralisation de cette pratique ne peut être faite avant qu'un certain nombre de points importants soient maîtrisés : utilisation de la masse végétale produite, fertilisation azotée, bilan hydrique et éventuellement effets dégressifs. Il faut donc s'assurer localement que le bilan de l'introduction d'une culture supplémentaire dans la rotation sera globalement positif avant de recommander cette pratique (Hénin, 1980). La recherche d'un couvert végétal en période drainante ne doit pas être un objectif absolu (Belan, 1979). Comme l'indique Belan, un couvert végétal hivernal peut avoir aussi bien des effets très favorables que très défavorables. Toute modification d'un système cultural doit donc être analysée au niveau des conséquences à court terme et à moyen ou long terme.*

6.4 - MODÉLISATION DU CYCLE DE L'AZOTE

Ce paragraphe décrit les principales approches de modélisation des transformations biochimiques, du transport et de l'absorption par les plantes de l'azote du sol. Nous nous limiterons d'une part aux approches de modélisation utilisées dans le but de représenter les pertes d'azote vers les milieux aquatiques et d'autre part à la seule modélisation du cycle de l'azote. Nous renvoyons au chapitre 4 pour ce qui concerne les différentes approches de modélisation du cycle de l'eau.

6.4.1 - Modèles des transformations biochimiques de l'azote dans le sol

La littérature contient de nombreuses représentations du cycle de l'azote dans les sols dont le degré de complexité varie avec les objectifs, les ressources et l'information disponibles. Les approches de modélisation vont d'un simple modèle entrée-sortie jusqu'à des modèles conceptuels détaillés représentant les différentes formes de l'azote dans le sol et leurs interactions.

6.4.1.1 - Modèles entrée-sortie

Les modèles entrée-sortie sont simplement des bilans des apports en azote et des sorties au niveau de la zone racinaire où les différents compartiments du cycle de l'azote sont réduits à un ou deux simplement. Les limites du système considéré sont la parcelle, le bassin versant, la région, la nation ou la planète toute entière et le pas de temps utilisé est l'année.

La figure 6.2 présente deux représentations du cycle de l'azote proposée par Fried et *al.* (1976) et Tanji et *al.* (1977) pour évaluer les pertes par lessivage de l'azote des sols. Dans la première (a), le modèle est stationnaire à l'échelle annuelle, c'est-à-dire, il n'y a pas de variations du stock d'azote dans le sol et par conséquent les entrées sont égales aux sorties. Afin de prendre en compte des conditions non-stationnaires engendrées, par exemple, par la minéralisation-immobilisation de l'azote organique du sol, Tanji a introduit un deuxième compartiment correspondant à l'azote organique et s'approchant ainsi des modèles conceptuels.

Le principe des modèles entrée-sortie consiste à évaluer les différents flux d'eau et d'azote soit par des mesures soit par des méthodes indirectes et/ou des données de la littérature soit par l'expertise de l'utilisateur. Cette approche est plutôt indiquée comme une première évaluation des pertes en azote dans les cas de faible disponibilité des données.

Bien que de vrais états stationnaires soient rares dans la nature, les variations interannuelles tendent à s'annuler à long terme et le bilan entrée-sortie peut donc s'avérer une bonne méthode pour l'évaluation des pertes à long terme.

Cette approche a été utilisée par exemple par Miller et Wolfe (1978) sur le bassin de San Joaquin en Californie (17 717 km²), par Belamie (1983) sur le bassin de Mélarchez et par Ferry (1985) sur le bassin de Chérêt. A une échelle nationale, on peut citer l'évaluation faite par Hénin (1980) pour la France.

L'inconvénient majeur de ce type de modélisation réside dans le fait que certains pools et flux d'eau et d'azote peuvent n'être évalués qu'avec un faible degré de précision, ce qui occasionne une forte incertitude sur certains termes du bilan. Par ailleurs, un effort supplémentaire dans la collecte des données peut se heurter à des niveaux différents de

précision des mesures, voire à l'impossibilité (actuelle) de mesurer certains flux (e.g., la dénitrification ou la percolation).

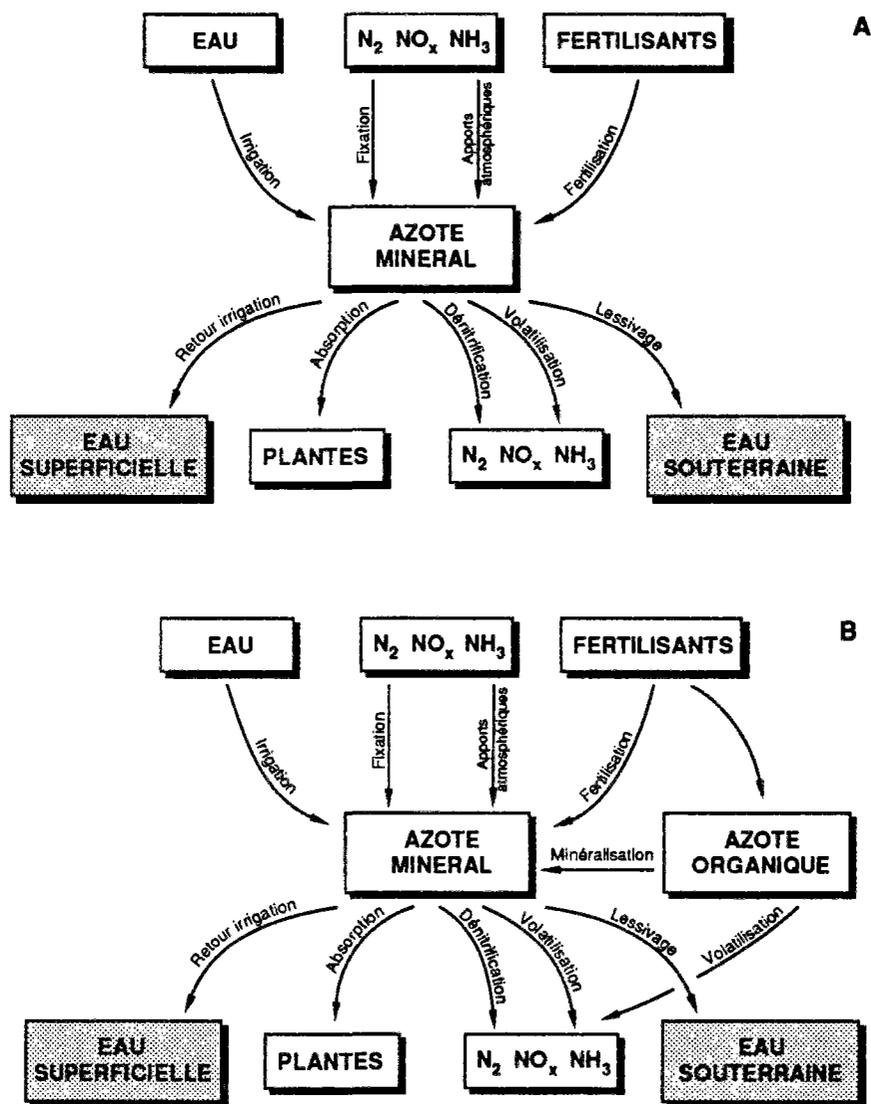


Figure 6.2 : Modèles entrée-sortie du cycle de l'azote.
(A) Modèle de Fried et al. (1976) et (B) Modèle de Tanji et al. (1977).

6.4.1.2 - Modèles conceptuels

Les modèles conceptuels représentent les différentes formes de l'azote dans les sols et la dynamique des transformations biochimiques ayant lieu entre elles. Le pas de temps de simulation est en général inférieur ou égal à la journée. Le couplage des modèles conceptuels de transformation de l'azote du sol avec d'une part des modèles du cycle de l'eau et d'autre part des modèles de croissance des plantes permettent donc, en théorie, de simuler l'évolution dynamique des pertes d'azote par voie hydrique.

Nous présentons dans la suite les principaux modèles conceptuels représentant le cycle de l'azote dans le sol. Ils se différencient d'une part par le niveau de complexité des transformations biochimiques prises en compte et d'autre part par le moyen de représentation de la matière organique allant jusqu'à la simulation du cycle du carbone afin de décrire l'évolution de la biomasse microbienne du sol.

Modèle de Dutt

Un des premiers modèles formulés pour décrire les transformations de l'azote dans les sols et ses diverses pertes et appliqué à des milieux naturels a été proposé par Dutt *et al.* (1972). La figure 6.3 indique les différentes formes d'azote prises en compte ainsi que les entrées, les sorties et les transformations biochimiques. Les transformations de l'azote considérées sont l'hydrolyse de l'urée, la nitrification, la minéralisation de l'azote organique l'immobilisation de l'azote nitrique et de l'azote ammoniacal et l'adsorption-désorption de l'azote ammoniacal. Les entrées considérées sont les apports de fertilisants sous la forme d'urée, d'azote ammoniacal, d'azote nitrique et d'azote organique et les sorties sont l'absorption par les plantes de l'azote ammoniacal et nitrique et le lessivage de l'urée, de l'azote ammoniacal, et de l'azote nitrique.

Les principales hypothèses faites par les auteurs sont : (1) le pH du sol se maintient entre 7,5 et 8,5, (2) la fixation de l'azote atmosphérique et les pertes par voies gazeuses sont négligeables et (3) il n'y a pas d'accumulation d'azote niteux dans le sol.

La circulation de l'eau dans le sol se fait seulement selon la verticale et la nappe phréatique est supposée statique. Le pas de temps de simulation est de 0,1 jour.

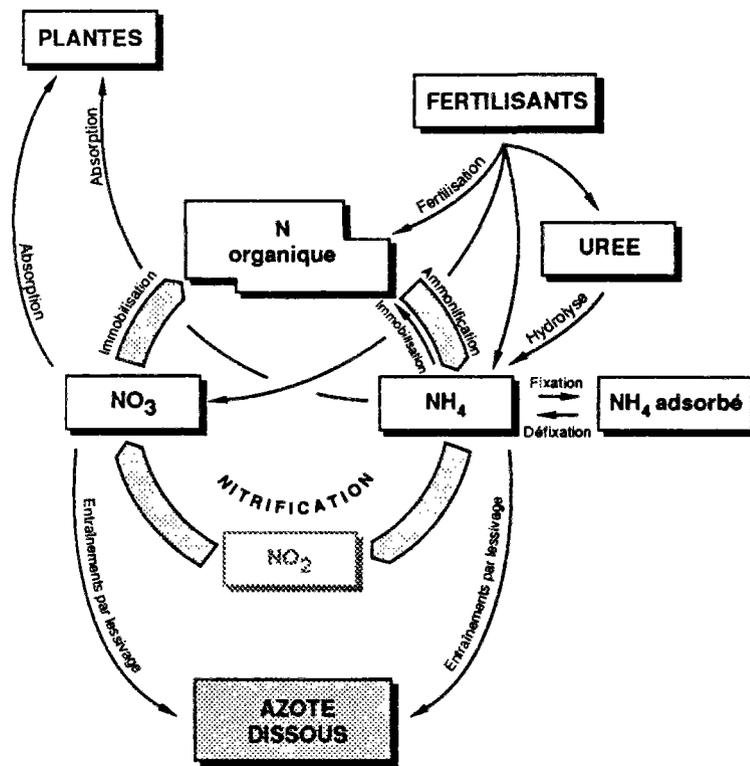


Figure 6.3 : Modèle de Dutt *et al.* (1972).

Modèle de Duffy

Duffy *et al.* (1975) ont développé un modèle du cycle de l'azote pour simuler l'évolution des concentrations en nitrates à la sortie de drains d'un champ agricole dans le Corn Belt américain. La figure 6.4 indique les différents processus pris en compte par ce modèle.

Les transformations biochimiques de l'azote prises en compte sont la nitrification des fertilisants appliqués sous forme ammoniacale, la minéralisation de l'azote organique et l'immobilisation de l'azote nitrique. Les entrées considérées sont les apports de fertilisants sous forme d'azote ammoniacal et d'azote nitrique et les sorties sont la dénitrification et le lessivage de l'azote nitrique.

La circulation de l'eau dans la zone saturée se fait également uniquement selon la verticale mais dans la zone non-saturée (au-dessus de la surface de la nappe phréatique) elle peut se faire selon l'horizontale (vers les drains) et selon dans la verticale (vers la nappe).

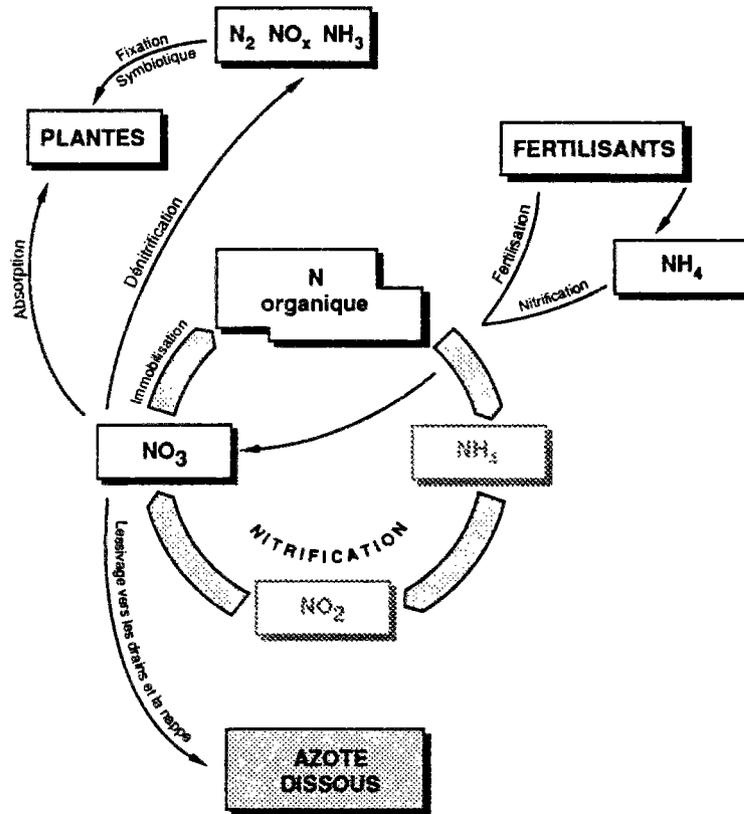


Figure 6.4 : Modèle de Duffy et al. (1975).

Modèle de Beek, Frissel et van Veen

Beek et Frissel (1973), Frissel et van Veen (1978) et van Veen et Frissel (1981) ont proposé quatre variantes de représentation du cycle de l'azote dans le sol en mettant en évidence la dégradation de la matière organique du sol par les microorganismes. Elles se différencient d'une part par les différentes formes de la matière organique prises en compte et d'autre part par la simulation de la biomasse et du cycle du carbone dans le sol. La figure 6.5 illustre une des variantes proposée par Frissel et van Veen (1978).

Ces variantes constituent en fait quatre étapes du développement des travaux de Frissel et collaborateurs. Dans la première phase, il était supposé que le rapport C/N de la matière organique contrôlait le processus de minéralisation-immobilisation. Dans la deuxième phase, des vitesses différentes dans la décomposition des composés organiques de résidus culturaux (*i.e.*, sucres, protéines, cellulose et lignine) et de la biomasse ont été prises en compte. Le rapport C/N n'était plus considéré comme le facteur contrôlant la décomposition de la matière organique mais l'absorption du carbone par la biomasse microbienne. Dans la troisième phase, le modèle de transformation de l'azote a été incorporé dans un modèle multi-couches du profil du sol avec quelques simplifications. Enfin, dans la dernière phase, les différentes fractions de la matière organique ont été regroupées dans des pools de carbone et d'azote qui correspondent mieux avec les fractions de la matière organique plus souvent mesurées par les agronomes. Par ailleurs, la modélisation dynamique du cycle du carbone est réalisée conjointement avec celle du cycle de l'azote. Pour cette dernière variante la pas de temps de simulation varie entre 0,001 et 0,1 jour en fonction du processus simulé.

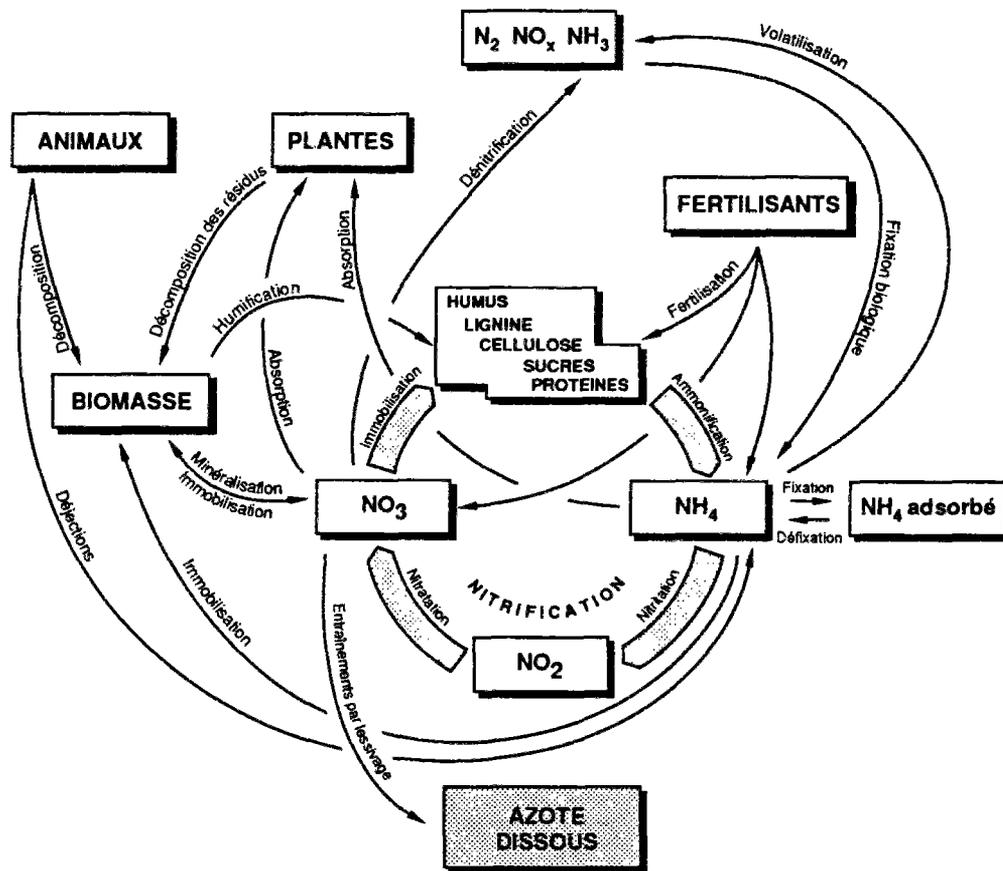


Figure 6.5 : Modèle de Frissel et van Veen (1978).

Modèle de Mehran et Tanji

Mehran et Tanji (1974) ont proposé une représentation conceptuelle des transformations biochimiques de l'azote dans le sol dont la nitrification de l'ammonium est décomposée en deux processus : (1) la nitritation et (2) la nitratation (voir paragraphe 6.1.2.1). La figure 6.6 illustre le modèle de Mehran et Tanji (le pas de temps du modèle est de 0,1 jour). Les auteurs indiquent comme défauts de leur modèle l'utilisation uniquement des cinétiques du premier ordre, la nécessité de calage des constantes de réaction, la constance de taux de réaction (impliquant que les concentrations du substrat ne sont pas limitantes) et la non-prise en compte des facteurs environnementaux, tels que la température, l'humidité du sol ou l'aération. Certains auteurs ont proposé des versions du modèle de Mehran et Tanji avec prise en compte des facteurs environnementaux, *e.g.*, Donigian et Crawford (1976) pour la température et Prat (1982) pour la température et l'humidité du sol.

Tanji et Mehran (1979) ont couplé au modèle original de transformations biochimiques un module de transport pour simuler le lessivage de l'azote à l'échelle de la parcelle.

Modèle de Hagin et Amberger

Hagin et Amberger (1974) ont également formulé un modèle du cycle de l'azote du sol adapté aux conditions de l'Europe centrale et méditerranéenne. Les particularités de ce modèle sont : (1) la prise en compte des différents taux de minéralisation pour les différents types de carbohydrates dans les résidus des plantes et dans les fumiers (*i.e.*, lignine, cellulose, hemicellulose et sucres) et (2) la prise en compte de la température, de l'humidité du sol, du pH du sol et de la concentration en oxygène dissous de l'eau du sol dans les transformations biochimiques de l'azote. Ce modèle n'a pas été, à notre connaissance, validé sur des données de terrain. La figure 6.7 illustre le modèle de Hagin et Amberger.

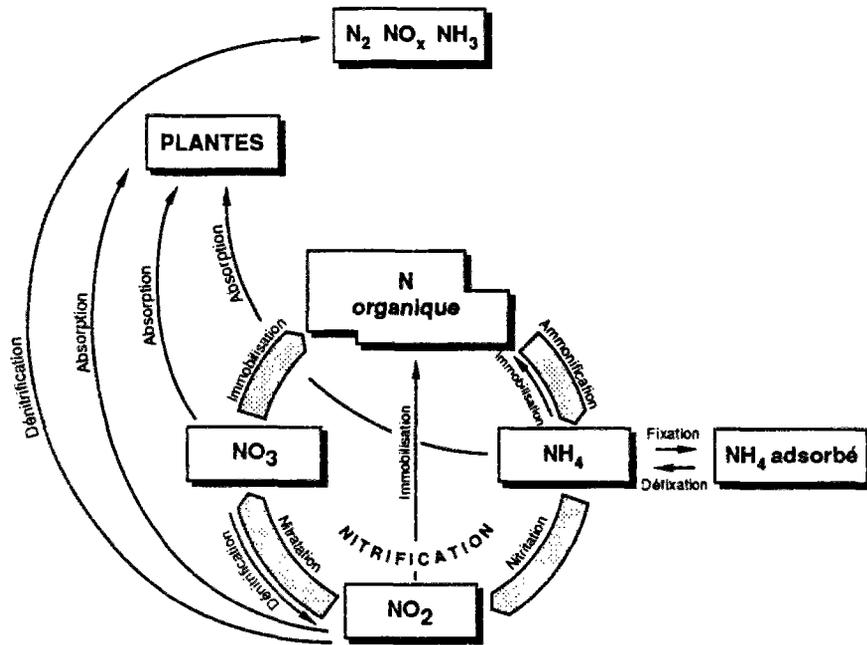


Figure 6.6 : Modèle de Mehran et Tanji (1974).

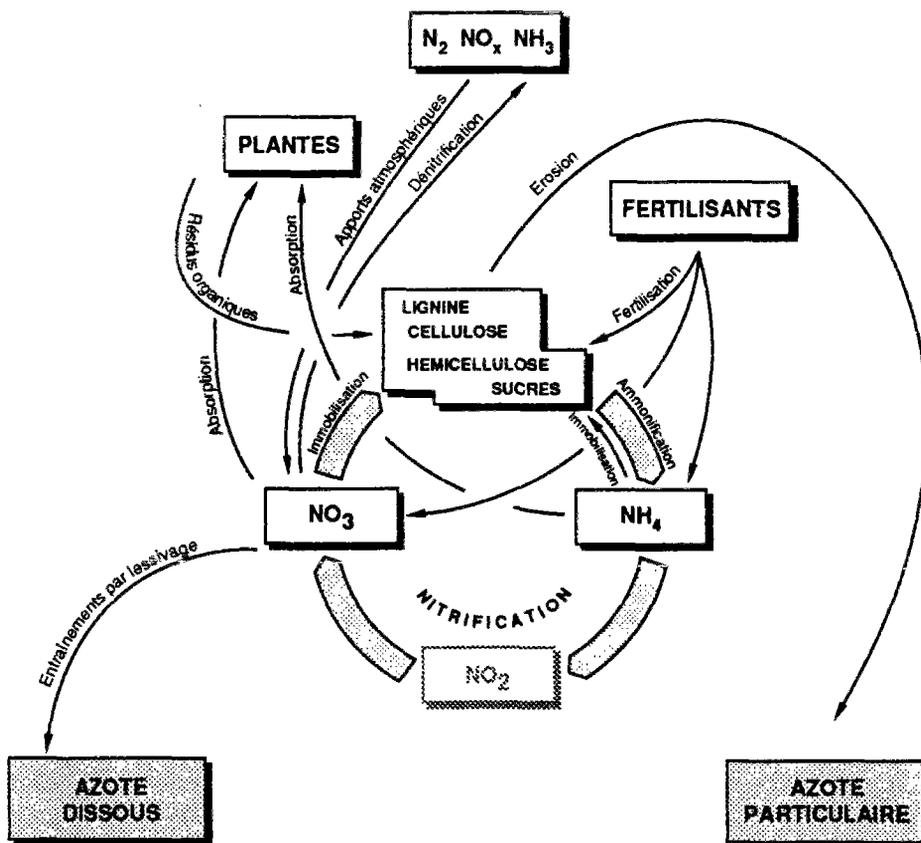


Figure 6.7 : Modèle Hagin et Amberger (1974).

Modèle de Frere

Frere et al. (1975) et Frere et al. (1980), dans le cadre du développement des modèles ACTMO et CREAMS (voir chapitre 8) ont proposé un modèle très simple des transformations biochimiques de l'azote du sol. Dans la version du modèle ACTMO, ils considèrent seulement la minéralisation de l'azote organique du sol et l'absorption de l'azote minéral par les plantes. Dans la version du modèle CREAMS, la dénitrification a été insérée. La figure 6.8 illustre la représentation du cycle de l'azote dans le modèle CREAMS.

Comme, d'une part l'azote organique potentiellement minéralisable est constant au cours de la simulation ou réinitialisé tous les ans et d'autre part la masse d'azote minéralisé est très inférieure à la masse d'azote organique minéralisable, la cinétique de la minéralisation est pratiquement d'ordre zéro, toutes choses égales par ailleurs. Par conséquent, la quantité d'azote nitrique minéralisée varie seulement en fonction des conditions environnementales, i.e., la température et l'humidité du sol.

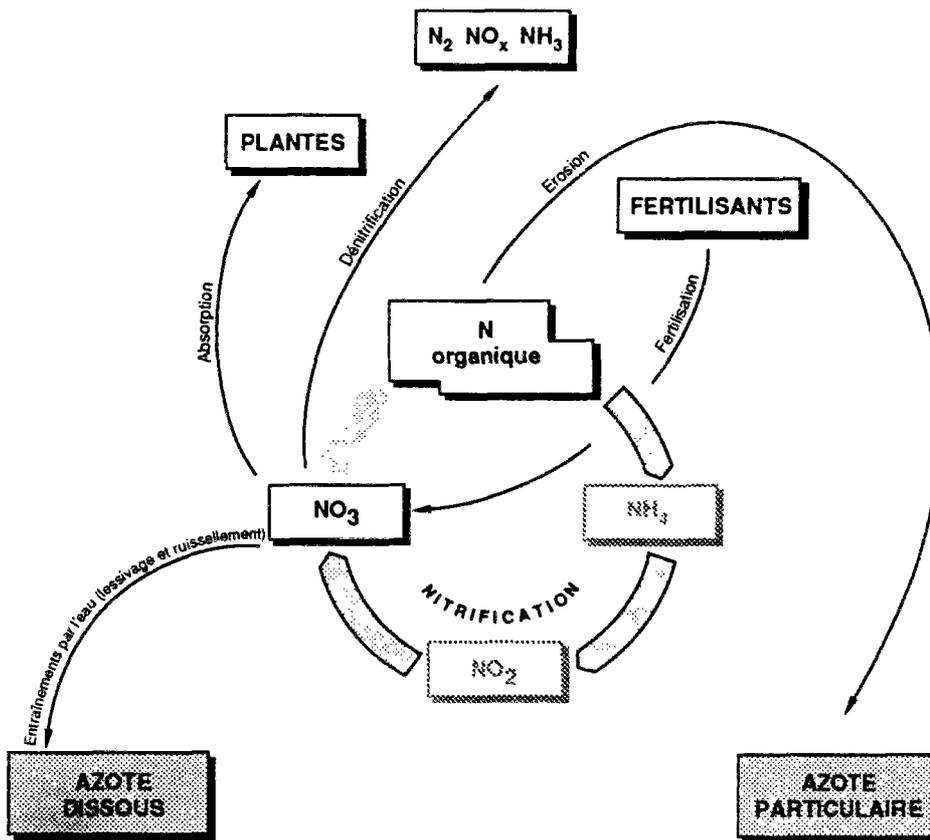


Figure 6.8 : Modèle de Frere et al. (1980).

6.4.2 - Cinétiques des transformations biochimiques de l'azote dans le sol

Les cinétiques des réactions entre les différentes formes de l'azote utilisées dans les modèles du cycle de l'azote décrits dans le paragraphe précédent sont : (1) régression multiple (équation 6.1), (2) cinétique d'ordre zéro (équation 6.2), (3) cinétique du premier ordre (équation 6.3), (4) cinétique du type Michaëlis-Menten (équation 6.4) et (5) cinétique du type Monod (équation 6.5).

Dutt et al. (1972) ont utilisé des régressions multiples à partir des données de la littérature entre la vitesse de disparition d'un substrat (variable dépendante) et les concentrations des substances mises en jeu dans un processus particulier ainsi que la température :

$$\frac{d[S]}{dt} = c + b_1 X_1 + b_2 X_2 + b_3 X_3 + \dots + b_n X_n \quad (6.1)$$

où X_n sont les variables indépendantes, b_n sont les coefficients de la régression et c est la constante de la régression.

La cinétique d'ordre zéro consiste à avoir une vitesse de disparition d'un substrat constante :

$$\frac{d[S]}{dt} = k_0 \quad (6.2)$$

Ce type de cinétique est, par exemple, utilisé pour décrire le processus de minéralisation de l'azote organique car le stock d'azote organique potentiellement minéralisable est beaucoup plus grand que la quantité d'azote minéralisé (e.g., Duffy et al., 1975).

La cinétique la plus répandue pour décrire les transformations biochimiques de l'azote dans le sol est celle du premier ordre dont la vitesse de disparition d'un substrat est proportionnelle à sa concentration :

$$\frac{d[S]}{dt} = k_1 [S] \quad (6.3)$$

Nous reviendrons avec plus de détails sur les cinétiques du premier ordre dans le chapitre 9.

Van Veen et Frissel (1976) ont considéré la dénitrification comme un processus enzymatique du type Michaëlis-Menten :

$$\frac{d[S]}{dt} = v_{max} \frac{[S]}{K_m + [S]} \quad (6.4)$$

où v_{max} est la vitesse maximale de la disparition du substrat et K_m est la constante de Michaëlis égale à la concentration du substrat $[S]$ quand la vitesse de disparition est de $v_{max}/2$.

Enfin, quand la vitesse de disparition d'une substance est liée à la croissance de la biomasse, certains auteurs (e.g., van Veen et Frissel, 1981 et McGill et al., 1981) utilisent une cinétique du type Monod.

$$\frac{d[S]}{dt} = \frac{1}{Y} \mu_{max} \frac{[S]}{K_s + [S]} [B] \quad (6.5)$$

où $1/Y$ est un paramètre correspondant à la quantité de substrat consommée par unité de biomasse produite, μ_{max} est la vitesse de croissance maximale de la biomasse, K_s est la constante de Michaëlis par rapport au substrat et $[B]$ est la biomasse.

D'après Bosatta et al. (1981) le désavantage d'utiliser une cinétique du type enzymatique est la nécessité d'estimer deux paramètres v_{max} (ou μ_{max}) et K_m (ou K_s). Les valeurs de ces paramètres ont été établies pour plusieurs substrats dans le traitement des eaux usées mais seulement exceptionnellement dans les sols. Il semble raisonnable d'attribuer des valeurs de vitesse maximale du même ordre de grandeur pour les systèmes d'eaux usées et les sols car ce paramètre se réfère à un problème intracellulaire. Par contre, la constante de Michaëlis, telle qu'elle est utilisée dans les modèles du cycle de l'azote, est influencée, d'une part, par l'affinité des microorganismes pour le substrat et, d'autre part, par la variabilité spatiale du substrat (ou des conditions où les processus peuvent avoir lieu). Ce dernier point fait que la constante de Michaëlis ne peut pas être déterminée ailleurs que dans le système sol lui-même.

Par ailleurs, les cinétiques du type chimique ne sont limitées que par la concentration du substrat et non par le potentiel biologique de la biomasse. Autrement dit, les cinétiques chimiques considèrent un potentiel biologique illimité, i.e., il n'y a pas de limites inférieures ni supérieures pour contrôler la vitesse de réaction tel que le paramètre v_{max} (ou μ_{max}) dans les cinétiques enzymatiques. De plus, les valeurs de la constante de réaction varient d'un facteur de

1 à 40, sont citées dans la littérature ce qui indique qu'une estimation à priori de ce paramètre à partir de données de la littérature peut conduire à des résultats très hasardeux.

6.4.3 - Modélisation du transport de l'azote

La modélisation du transport de l'azote en solution (*i.e.*, l'azote ammoniacal et l'azote nitrique) peut être classée en deux groupes en fonction de son objectif. Dans le cas des modèles à l'échelle du bassin versant dont l'objectif général peut s'écrire comme étant la simulation des concentrations en azote à l'exutoire l'azote est transporté par l'eau. Donc, les réservoirs de transfert de l'eau du modèle hydrologique servent également comme réservoirs de transfert pour l'azote. Cependant, comme l'hypothèse de mélange complet dans les réservoirs peut impliquer des concentrations trop élevées à l'exutoire, certains auteurs introduisent : (1) soit des coefficients de degré de mélange afin de considérer un mélange incomplet entre l'eau arrivant et l'eau déjà contenue dans un réservoir (*e.g.*, Frere et *al.*, 1980 ; Prat, 1982 ; Johanson et *al.*, 1984), (2) soit deux phases d'eau dans les réservoirs (*e.g.*, Thierry et Seguin, 1985 ; White, 1985). Dans ce dernier cas, une phase mobile est formée d'un volume d'eau "libre" variable avec laquelle l'eau arrivant se mélange complètement et une deuxième phase immobile (ou fixe) est formée d'un volume d'eau "liée" constant. Le mélange entre les phases se fait suivant une cinétique linéaire.

L'architecture de nombreux modèles hydrologiques à réservoirs peut s'avérer incompatible avec le transport des solutés comme c'est le cas du modèle hydrologique utilisé par Johanson et *al.* (1984) dans le modèle HSPF. Dans ce cas, les auteurs sont contraints d'utiliser une autre architecture des réservoirs mieux adaptée au transport des solutés.

Le deuxième type de modèles de transport regroupe les modèles intéressés dans le transport vertical des solutés dans le sol et donc plus attachés à l'étude des pertes en azote à l'échelle de la parcelle. Dans ce cas, plusieurs modèles de transport sont présentés dans la littérature allant de la simple représentation conceptuelle par un flux en piston jusqu'au transport unidimensionnel dispersif-convectif suivant la verticale. Nous présentons dans la suite les principales approches de modélisation du transport d'azote soluble du sol selon la dimension verticale, les modèles hydrologiques conceptuels à réservoirs ayant été présentés au chapitre 4.

Dutt et *al.* (1972) considèrent le transport de solutés seulement par la convection. Le sol est discrétisé en plusieurs couches considérées comme des réacteurs parfaitement mélangés. Le flux des solutés entre deux couches adjacentes pour un pas de temps est simplement le produit du flux d'eau entre les deux couches et la concentration des solutés de la couche supérieure.

Hagin et Amberger (1974), Duffy et *al.* (1975), van Veen et Frissel (1976) considèrent que le transport des nitrates est déterminé par les trois processus que nous avons décrits dans le paragraphe 6.1.2.9, *i.e.*, la convection, la diffusion moléculaire et la dispersion mécanique. La convection est calculée de façon analogue à Dutt et *al.* (1972) à l'exception de l'introduction d'un paramètre supplémentaire (pour le modèle de Duffy) pour rendre compte d'un mélange incomplet entre le stock d'eau de la couche et le flux d'eau. Le flux de nitrates dû à la diffusion moléculaire est proportionnel au gradient de concentration entre les couches selon l'expression proposée par Beek et Frissel (1973) :

$$m_i^{dif} = \frac{C_{dif} F_L [(\theta_{i-1} + \theta_i) (NO_{3_{i-1}} - NO_{3_i})]}{L} \quad (6.6)$$

où m_i^{dif} est le flux de nitrates entrant dans la couche i par diffusion moléculaire en mg N-NO₃/jour/cm², C_{dif} est le coefficient de diffusion des nitrates dans l'eau en cm²/jour (pris normalement égal à 1,0), F_L est le facteur de tortuosité du milieu (pris normalement égal à 0,6), θ est l'humidité du sol en cm³/cm³, NO_3 est la concentration de nitrates en mg N-NO₃/cm³ et L est la distance entre le centre des deux couches de cm. Le flux de nitrates dû à la dispersion mécanique est donnée par :

$$m_i^{dis} = \frac{|v_i| C_{dis} (NO_{3_{i-1}} - NO_{3_i})}{L} \quad (6.7)$$

où m_i^{dis} est le flux de nitrates entrant dans la couche i par dispersion mécanique en mg N-NO₃/jour/cm², $|v_i|$ est la valeur absolue du flux d'eau en cm/jour et C_{dis} est le coefficient de dispersion en cm (0,7 - 7,0 cm).

Frere et al. (1975) traitent le transport vertical de solutés dans le sol selon la théorie chromatographique. Le modèle considère que la distribution de la concentration d'une substance dans le sol est une courbe de gauss centrée sur la concentration de pointe. La concentration de la substance en solution à une profondeur x et à un instant t est donnée par :

$$C(x) = \frac{A U}{\sqrt{4 \pi D F D}} \exp - \left(\frac{D - x}{\sqrt{4 D F D}} \right)^2 \quad (6.8)$$

où $C(x)$ est la concentration de la substance en solution à x cm de la surface en ppm, A est le stock de la substance en kg/ha, DF est un facteur de dispersion en cm, U est un facteur de conversion d'unités égal à $10/(SM + BD AC)$ SM est l'humidité du sol à la profondeur x , DB est la densité apparente du sol et AC est un coefficient d'adsorption (*i.e.*, rapport entre la concentration dans le sol et la concentration en solution) et D est la profondeur de l'eau infiltrée dans le sol en cm. Quand $x = 0$, l'équation 6.3 donne la concentration à la surface et pour $x = D$, la concentration de pointe.

Quand la substance est mélangée dans une couche de sol de AP centimètres, et que le flux d'eau infiltrée est à D centimètres de profondeur, la concentration à x centimètres du front d'infiltration est donnée :

$$C(x) = \frac{1}{2} CI \left\{ \text{ERF} \left[\frac{0,5 AP + x}{\sqrt{4 DC D}} \right] + \text{ERF} \left[\frac{0,5 AP - x}{\sqrt{4 DC D}} \right] \right\} \quad (6.9)$$

où CI est la concentration initiale de la substance dans le sol en ppm et ERF est le symbole de la fonction d'erreur.

Watts (1975), Selim et Iskandar (1981a) et Prat (1982), par exemple, ont simulé le transport de l'azote à travers le sol à partir de l'équation de dispersion-convection d'un produit réactif en solution dans un milieu poreux selon la vertical qui peut s'écrire :

$$\frac{\partial}{\partial t} (\theta C + \rho S) = \frac{\partial}{\partial z} (\theta D \frac{\partial C}{\partial z}) - \frac{\partial}{\partial z} (v C) + \phi - q \quad (6.10)$$

où C est la concentration de la substance en solution en $\mu\text{g}/\text{cm}^3$, θ est l'humidité du sol en cm^3/cm^3 , ρ est la masse volumique apparente du sol en g/cm^3 , S est la concentration de soluté absorbé par le sol en $\mu\text{g}/\text{g}$ de sol, D est le coefficient de dispersion en cm^2/h , v est le flux d'eau en cm/h , ϕ est le terme source en $\mu\text{g}/\text{cm}^3/\text{h}$ (*e.g.*, la minéralisation de la matière organique) et q est le terme puits en $\mu\text{g}/\text{cm}^3/\text{h}$ (*e.g.*, l'absorption par les plantes). Le terme $\partial \rho S / \partial t$ représente l'absorption réversible de soluté dans la solution du sol. Dans le membre de droite, le premier terme représente le transport par dispersion hydrodynamique (*i.e.*, diffusion moléculaire + dispersion mécanique) et le deuxième terme le transport par convection. Le coefficient de dispersion hydrodynamique, D , varie en fonction de l'humidité du sol et du flux d'eau (Nielsen et al., 1982).

6.4.4 - Modélisation de l'absorption de l'azote par les plantes

Il existe deux approches pour modéliser l'absorption de l'azote du sol par les racines des plantes : (1) l'approche microscopique où les flux d'eau et d'azote vers une seule racine sont considérés (*e.g.*, Olsen et Kemper, 1968 ; Nye et Marriott, 1969 ; Claassen et Barber, 1974 ; Nanagara et al., 1976 ; Phillips et al., 1976 ; Zartman et al., 1976 ; Nye et Tinker ; 1977) et (2) l'approche macroscopique où toute la zone racinaire est considérée globalement (*e.g.*, Molz et Remson, 1970 ; Donigian et Crawford, 1976 ; Frere et al., 1980 ; Rao et al., 1981 ; Selim et Iskandar, 1981b).

Dans l'approche microscopique on distingue deux types de modèles. Pour le premier groupe de modèles, le taux d'absorption de solutés permet de maintenir la concentration des solutés à la surface des racines constante ou nulle (*e.g.*, Olsen et Kemper, 1968 ; Zartman et al., 1976). Dans le deuxième groupe, on considère que le taux d'absorption des solutés varie linéairement ou non-linéairement en fonction de la concentration des solutés à la surface des racines (*e.g.*, Nye et Marriott, 1969 ; Nanagara et al., 1976 ; Phillips et al., 1976 ; Nye et Tinker, 1977).

Dans l'approche macroscopique on peut aussi classer les modèles en deux groupes. Pour le premier, l'absorption d'azote par les plantes est reliée à l'absorption de l'eau (*e.g.*, Dutt *et al.*, 1972 ; Hagin et Amberger, 1974 ; Duffy *et al.*, 1975, Watts, 1975). Dans ce cas là, l'absorption d'un soluté par les racines (q) est donnée par :

$$q = TR C \quad (6.11)$$

où TR est le volume d'eau transpirée par les plantes et C est la concentration de soluté dans l'eau du sol. Pour le deuxième, l'absorption d'azote par les plantes est traitée de façon indépendante de l'absorption de l'eau (*e.g.*, Donigian et Crawford, 1976 ; Davidson *et al.*, 1978 ; Rao *et al.*, 1981 ; Selim et Iskandar, 1981b).

Les modèles macroscopiques du deuxième groupe diffèrent entre eux par la cinétique choisie : Michaëlis-Menten ou cinétique du premier ordre, les deux approches se rejoignant d'ailleurs, aux faibles concentrations. Pour une cinétique du type Michaëlis-Menten, on aura pour l'absorption une expression du type :

$$q = I_{max} \frac{C}{K_m + C} \quad (6.12)$$

où I_{max} est le taux d'absorption maximale pour une concentration optimale de soluté, C est la concentration du soluté dans l'eau du sol et K_m est la constante de Michaëlis correspondant à la concentration du soluté quand l'absorption est égale à $I_{max}/2$. Pour une cinétique du premier ordre on écrit :

$$q = K C \quad (6.13)$$

où K est une constante (T^{-1}). Le modèle HSPF décrit dans le chapitre 11 utilise une cinétique du premier ordre pour l'absorption de l'azote par les racines.

Indépendamment du type de modèle utilisé, d'autres facteurs limitant la croissance des plantes (*e.g.*, humidité du sol, température, teneur en azote de plantes et lumière) peuvent être introduits et nous renvoyons au chapitre 10 et 11 ainsi qu'à Williams *et al.* (1984) et Duffy *et al.* (1975) pour des exemples de fonctions limitant la croissance des plantes.

Une approche particulière de modélisation consiste à donner une courbe théorique d'absorption potentielle d'un soluté paramétrée en fonction de la culture et de la réduire en fonction par exemple de l'humidité du sol (Duffy *et al.*, 1975 ; Rao *et al.*, 1981) ou du rapport entre la transpiration réelle et la transpiration potentielle (Frere *et al.*, 1980). Pour plus de détails sur cette dernière voir le paragraphe 10.1.3.2.

L'approche microscopique a été utilisée uniquement pour la simulation transitoire du transport de solutés dans le sol. Par ailleurs, il faut rappeler que cette approche nécessite un modèle de croissance de racines afin de représenter l'absorption au cours du temps.

6.5 - CONCLUSION

Les processus de transformation, de transfert et de transport de l'azote dans les milieux naturels sont très complexes et les efforts de modélisation de ces dernières années ont mis en évidence les nombreuses lacunes dans la connaissance.

L'azote du sol est constitué d'une fraction minérale et d'une fraction organique. La fraction organique qui représente la majeure partie de l'azote du sol ($\cong 95\%$), est constituée d'un pool actif, plus facilement décomposable et d'un pool passif, plus difficilement décomposable et qui représentent respectivement environ 10 et 90% de l'azote organique total. La fraction inorganique se compose de l'azote ammoniacal, l'azote nitreux et l'azote nitrique et représente normalement moins de 5% de l'azote total du sol. Un sol possédant 0,1% d'azote total dans la couche labourée de 30 cm d'épaisseur et une densité apparente égale à 1,33 g/cm³ contient 4000 kg N/ha dont environ

3800 kg N/ha sous forme organique et 200 kg N/ha sous forme minérale. Les principaux flux du cycle de l'azote des sols cultivés sont la minéralisation de l'azote organique (50-150 kg N/ha/an), la fixation non-symbiotique (5-40 kg N/ha/an) et symbiotique (50-200 kg N/ha/an avec des légumineuses) de l'azote atmosphérique, la dénitrification (5-20 kg N/ha/an pouvant aller jusqu'à 200 kg N/ha/an), les apports atmosphériques (5-20 kg N/ha/an), l'absorption par les plantes (200-400 kg N/ha/an), la fertilisation (50-250 kg N/ha/an) et les pertes par voies hydriques (5-50 kg N/ha/an).

Ces incertitudes sur la dynamique de l'azote concernent notamment l'absorption par les plantes, la dénitrification et le lessivage par l'eau. Outre la variabilité des estimations faites sur la teneur en azote de la plante à la récolte (qui peuvent aller jusqu'à ± 100 kg N/ha), la quantité de biomasse racinaire produite et son évolution dans le temps et dans l'espace restent encore mal connues. Cette biomasse a une répercussion non seulement sur la quantité d'azote absorbée par les plantes mais également sur l'immobilisation de l'azote minéral au moment de sa décomposition. La dénitrification reste aussi très mal connue aussi bien dans le sol que dans les milieux aquatiques. Par exemple, les estimations de la dénitrification dans le sol varient entre quelques kilos et 200 kg N/ha/an. En ce qui concerne le lessivage, l'incapacité de prévoir les cheminements de l'eau tombée sur le sol jusqu'au cours d'eau rend aussi très incertaine la prévision des pertes à partir des modèles hydrologiques actuels.

Il est important d'observer que les incertitudes sur certains processus sont de l'ordre d'une centaine de kg N/ha alors que les pertes totales en azote par entraînement par l'eau sont de l'ordre d'une cinquantaine de kg N/ha. Les pertes par lessivage, malgré leurs conséquences très importantes sur la qualité de l'environnement sont en fait marginales par rapport aux cycles principaux annuels de l'azote dans une parcelle cultivée. Ceci rend l'étude du lessivage plus délicate car les bilans d'azote ne sont pas significatifs vis à vis de ce processus, et met en évidence la difficulté de bien gérer les apports d'azote puisqu'une perte marginale est déjà lourde de conséquences. De plus, les objectifs que l'on peut se fixer pour la réduction des pertes en nitrates par lessivage sont d'ordre de quelques kg N/ha.

Cette revue des modèles de simulation de l'azote présentés dans la littérature montre, d'une part, que la plupart d'entre eux ont été développés pour représenter le cycle de l'azote soit en laboratoire soit dans des cases lysimétrique et par la suite ont été extrapolés à l'échelle du bassin versant tels quels. D'autre part, nous n'avons pas trouvé dans la littérature un seul exemple d'expérimentation à une échelle plus grande capable de valider les hypothèses hydrologiques, biologiques et chimiques faites par les modèles de simulation de l'azote. Par ailleurs, il faut signaler que ces modèles ont été testés avec un seul jeu de données et des applications de différents modèles au même jeu de données ou d'un modèle à plusieurs jeux de données sont rares, voire inexistantes.

Cette analyse nous mène à deux réflexions. La première est qu'une fois de plus le principe de minimalité n'a pas été respecté et on a transposé une représentation exhaustive (peut être justifiée en laboratoire) à l'échelle du bassin alors que c'est la démarche inverse qui aurait dû, à notre avis, être entreprise. On aurait dû débiter avec le(s) processus plus important(s) et se diriger vers une complexité croissante au fur et à mesure que le besoin s'en faisait sentir.

La deuxième remarque concerne le développement des expérimentations. On constate actuellement et d'une façon générale, que les modèles existants ne peuvent pas être validés par manque de données expérimentales adéquates. Nous nous trouvons une nouvelle fois en face d'un exemple où la non-coordination entre expérimentateurs et modélisateurs a été un obstacle à l'avancée des connaissances, malgré tous les moyens mis en oeuvre.

7

LE CYCLE DU PHOSPHORE

7.1 - DESCRIPTION DU CYCLE DU PHOSPHORE DANS LE SOL

Ce paragraphe présente les différentes formes du phosphore dans les sols ainsi qu'une description des différents mécanismes responsables de la dynamique du cycle du phosphore dans les sols.

7.1.1 - Le phosphore dans le sol

La quantité du phosphore dans la Terre serait de l'ordre de 10^{19} tonnes dont 10^{15} dans la croûte terrestre avec une concentration moyenne de 0,12% (van Wazer, 1958). Conesa et al. (1979) et Meybeck (1982) indiquent des concentrations moyennes nettement inférieures de l'ordre de 0,05% et 0,061% respectivement. Ce sont en général les roches éruptives qui sont les plus riches en phosphore total (0,13 à 0,45%), suivies des roches cristallines (0,09 à 0,3%) et les roches sédimentaires qui sont les plus pauvres (0,02 à 0,13%) (Gachon, 1977). D'après Larsen (1967), les analyses de sols disponibles dans la littérature ne sont pas représentatives de la concentration moyenne sur toute la planète. Toutefois, si on admet une concentration moyenne de 0,04% de phosphore total dans les sols, une profondeur du sol de 20 cm et une surface totale des sols de 135×10^6 km², on obtient une quantité de l'ordre de 10^{10} tonnes de phosphore sur la pédosphère. Ainsi, un sol de densité apparente de 1,4 ayant une teneur en phosphore total de 0,05% renferme 3 t P/ha dans les 50 premiers centimètres. Sur les sept bassins représentatifs du bassin versant du lac Léman, les teneurs en phosphore total sur les 30 premiers centimètres du sol (densité apparente de 1,3 g/cm³) varient entre 2,9 à 4,9 t P/ha (CIPEL, 1988a).

Le phosphore du sol est généralement divisé en deux catégories : (1) le **phosphore inorganique**, associé avec les particules minérales du sol (le phosphore inorganique dissous dans l'eau du sol étant négligeable, < 0,05% du P-total) et (2) le **phosphore organique**, qui est un des éléments constituant de la matière organique du sol. La fraction organique, qui peut représenter de 20 à 80% du phosphore total du sol, est inerte dans sa forme organique. Elle ne devient disponible pour les plantes ou pour le lessivage qu'après minéralisation. Dix pour cent du phosphore organique total se trouve sous forme de composés définis organiques : phytine, phospholipides, acides nucléiques ; le reste (90%) serait constitué de complexes organo-minéraux (Conesa et al. 1979).

Dans les sols biologiquement peu actifs où la matière organique atteint des niveaux d'équilibre élevés (sols de prairie, sols montagnards, sols hydromorphes, ...), la fraction organique peut contenir jusqu'à 80% de phosphore. Mais dans les sols sains, aérés, régulièrement labourés, cette fraction est généralement minoritaire, largement minoritaire même dans les sous-sols.

La fraction minérale est extrêmement diversifiée puisqu'on a inventorié dans les sols près de 200 minéraux phosphatés, des orthophosphates essentiellement. Néanmoins, le groupe des apatites est de loin le plus fréquemment représenté et c'est celui que l'on exploite dans les gisements miniers. Les apatites sont des phosphates qui répondent à la formule $M_{10} (PO_4)_6 X_2$ dans laquelle les ions les plus fréquents sont le calcium pour l'ion métallique M et le fluor pour l'anion (X) d'accompagnement du phosphate. Ainsi la fluorapatite de calcium est le phosphate minéral le plus communément rencontré dans les sols. Les méthodes faisant appel à l'examen pétrographique direct ont permis de repérer, outre les apatites, l'existence de vivianite ($Fe_3 (PO_4)_2 \cdot 8H_2O$) et de wavellite ($Al_3 OH_3 (PO_4)_2$).

Pour ce qui concerne son état physique, le phosphore dans le sol est classé en phosphore particulaire et en phosphore dissous (ou soluble). La phase solide se présente sur trois formes : (1) phosphore adsorbé à la surface de certains constituants du sol, (2) phosphore des minéraux, emprisonnés dans le réseau cristallin des minéraux du sol et (3) phosphore organique.

Le phosphore dissous dans l'eau du sol se trouve essentiellement sous la forme inorganique. La concentration en phosphore dissous dans l'eau du sol est de l'ordre de 0,1 à 1 mg P/l. Elle varie en fonction des propriétés de la phase solide et liquide du sol ainsi que du rapport entre le phosphore présent dans ces deux phases. Les espèces chimiques du phosphore dissous dépendent des réactions de protonation et de la formation des complexes ioniques solubles. Ces espèces incluent H_3PO_4 , $H_2PO_4^-$, HPO_4^{2-} , PO_4^{3-} , et les complexes ioniques avec ces ions. Les espèces ioniques $H_2PO_4^-$ sont les produits prédominants de la dissociation de l'acide phosphorique en solution dans la plupart des sols (pH 4,0 - 8,5). Les formes solubles du phosphore peuvent se complexer avec plusieurs ions métalliques présents dans l'eau du sol (*i.e.*, Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , Fe^{3+} , Al^{3+} , Mn^{2+} , ...) et une partie du phosphore en solution se trouve sous forme de complexes métallico-phosphatés solubles (*i.e.*, $CaH_2PO_4^+$, $CaHPO_4$, $Al(H_2PO_4)_2^+$, $FeH_2PO_4^{2+}$, ...). Les formes complexées du phosphore soluble peuvent être dans certains cas une fraction importante du phosphore total dissous notamment dans les sols acides (dû à la forte stabilité des complexes Fe - P et Al - P) et dans les sols calcaires (dû à la forte proportion des ions HPO_4^{2-}) (Larsen, 1967).

Plusieurs mécanismes de nature chimique, physicochimique et biologique commandent les changements d'état et les transferts du phosphore entre la phase solide et la phase liquide du sol et, d'une manière générale, la dynamique du phosphore dans le sol. La figure 7.1 représente schématiquement le cycle du phosphore dans le système sol-eau-plante.

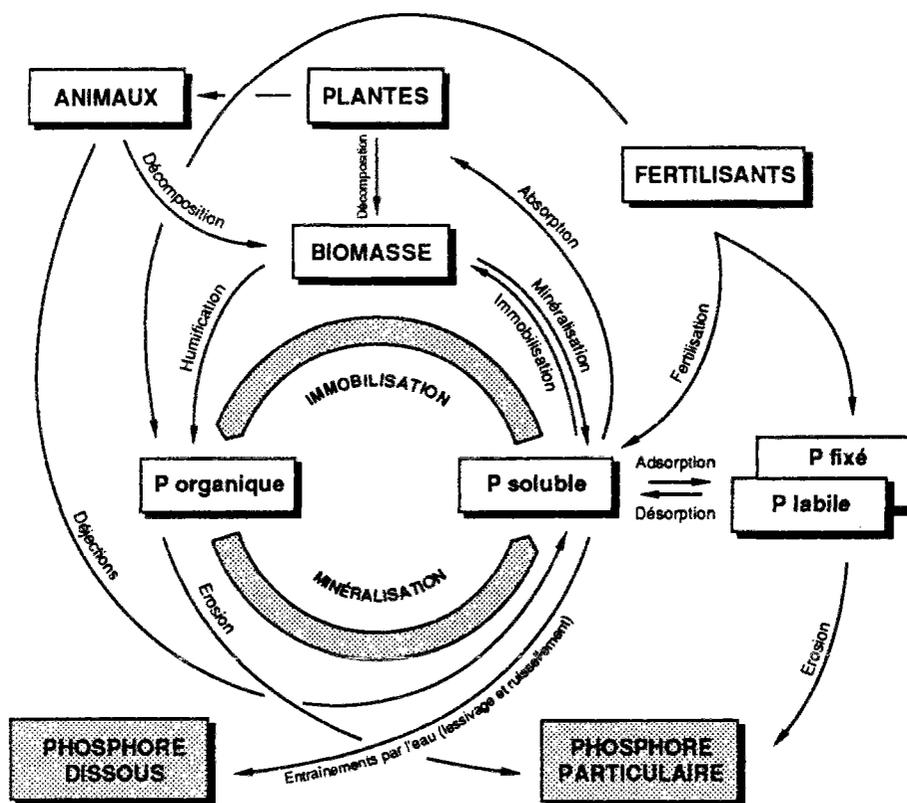


Figure 7.1 : Le cycle du phosphore.

7.1.2 - Le cycle du phosphore

Nous présentons ci-dessous une brève description des principaux mécanismes responsables des changements d'état et des transferts entre les différentes formes du phosphore dans le sol.

7.1.2.1 - Adsorption et désorption des ions phosphatés dans le sol

La concentration en phosphore de l'eau du sol est commandée par un équilibre hétérogène entre le phosphore de la phase solide et celui de la phase liquide, les réactions mises en jeu étant la sorption-désorption et la précipitation-dissolution, comme l'illustre l'équation d'équilibre suivante :



Le phénomène de concentration d'une substance sur la surface d'un solide est appelé *adsorption* alors que l'incorporation à l'intérieur du solide est appelée *absorption*. Le déplacement du phosphore de la solution du sol vers la phase solide par ces deux phénomènes est souvent appelé *sorption*. Le processus inverse, *i.e.*, le transfert du phosphore de la phase solide vers la solution du sol, est convenablement appelé *désorption*. La *précipitation* est la disparition de deux (ou plus) composés d'une solution par leur mutuelle combinaison dans un nouveau composé solide. Le mécanisme de sorption peut être divisé en : (1) sorption physique, réversible et résultant en une faible réduction d'énergie et (2) sorption chimique ou chimi-sorption, partiellement ou complètement irréversible et résultant en une importante réduction d'énergie.

Les réactions de précipitation-dissolution du phosphore sont contrôlées par le principe du produit de solubilité. Les principaux sels solubles du phosphore sont ceux de magnésium, calcium, aluminium et fer. Les produits de solubilité disponibles dans la littérature varient souvent considérablement. Par exemple, les valeurs du produit de solubilité du $FePO_4(s)$ varient sur une plage de 10^{13} (Stumm et Morgan, 1981). Parmi les raisons évoquées on peut citer : (1) la formation d'une phase solide très peu soluble et son équilibre avec la solution est un processus plus compliqué que les réactions d'équilibre homogène en solution, (2) la composition et les propriétés (*i.e.*, la réactivité) des solides varient pour les différentes structures d'un même composé ou pour différentes formes actives de la même structure, et (3) les espèces influençant l'équilibre de solubilité (*e.g.*, espèces formées par complexation, impuretés, ...) sont négligées (Stumm et Morgan, 1981). Les vitesses de réactions de précipitation-dissolution sont normalement plus faibles que celles de sorption-désorption. La dissolution d'une phase solide et la formation d'une autre phase solide peuvent avoir lieu très lentement. Pour cette raison il est difficile de déterminer si le potentiel des phosphates mesurés dans les sols représente réellement les conditions d'équilibre ou s'il représente un état intermédiaire dans une série de réactions de dissolution-précipitation.

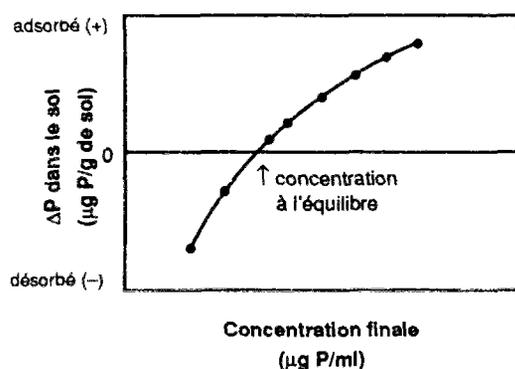


Figure 7.2 : Isotherme typique de sorption-désorption des phosphates dans le sol.

La majorité des constituants du sol fixent les ions phosphoriques : les hydroxydes de fer et d'aluminium (qui constituent la principale composante responsable de la sorption des phosphates), les colloïdes minéraux et organiques, le calcaire (Conesa *et al.*, 1979). Les phénomènes d'échanges ioniques des phosphates entre phase liquide et phase solide sont souvent décrits par des isothermes de sorption-désorption (figure 7.2).

Dans la figure 7.2, l'interception entre l'isotherme et l'axe des abscisses correspond à la concentration d'équilibre, *i.e.*, la concentration en phosphore de la phase liquide où il n'y a ni adsorption ni désorption du phosphore ($\Delta P = 0$). Il est un point de référence qui permet une estimation de l'adsorption ou de la désorption du phosphore quand la concentration en phosphore de la solution change. Par ailleurs, la pente de l'isotherme au point d'équilibre indique la capacité du sol à maintenir la concentration en phosphore de l'eau du sol à la "concentration d'équilibre".

L'étude des cinétiques de ces échanges, notamment celle de la désorption des ions de la phase solide vers la phase liquide du sol au cours de l'épuisement des réserves montre que le flux ionique est d'abord très rapide, très

supérieur au flux d'absorption par les plantes, pendant quelques minutes ou quelques heures avant de se ralentir considérablement. L'allure de cette cinétique conduit à admettre l'existence de plusieurs "compartiments" d'ions échangeables de mobilité différente dont certains ne sont atteints qu'en imposant au sol de larges variations d'état hydrique. Larsen (1967) indique que le comportement du phosphore dans le sol peut être résumé par la réaction :



Le phosphore labile est défini comme étant la fraction du phosphore total du sol qui peut passer en solution par l'intermédiaire des échanges ioniques pendant un certain laps de temps.

D'après Gachon (1977), la répartition des ions phosphates entre la phase solide labile et la phase liquide dépend de trois paramètres principaux : (1) la masse d'ions phosphates présents dans le sol, (2) la richesse du sol en adsorbants des ions phosphates et (3) la nature de ces adsorbants.

Ainsi, toutes choses égales par ailleurs, la solution d'un sol riche en phosphore est mieux fournie que celle d'un sol pauvre en réserves labiles. De plus, pour une même réserve labile, la concentration d'équilibre s'établit à un plus bas niveau en sol argileux qu'en sol sableux. Autrement dit, le flux d'ions phosphate susceptible d'être cédé à la solution du sol est plus faible, mais plus durable, dans le premier cas que dans le second. Enfin, ce sont les éléments les plus fins du sol, présents sous forme colloïdale qui sont doués des meilleurs propriétés d'adsorption. Parmi ceux-ci, ce sont les hydroxydes de fer et d'aluminium et surtout ces derniers qui possèdent les plus fortes capacités d'adsorption à l'égard des ions phosphates. Blanchet (1959) ont déterminé la capacité d'adsorption des divers colloïdes minéraux du sol, mesurée pour une concentration d'équilibre de la phase liquide égale à 1 mg P/l. La capacité d'adsorption de la montmorillonite calcique, de l'hydroxyde de fer et de l'hydroxyde de l'aluminium est supérieure d'un facteur 7, 30 et 160, respectivement, à celle de la kaolinite calcique (140 mg P/kg).

Par le jeu des processus d'hydratation et d'hydrolyse, le phosphore non-labile subit un transfert extrêmement lent et réduit vers la phase labile. Ainsi, dans l'essai de longue durée mis en place à Grignon par Deherain, on peut l'estimer actuellement à moins de 4 kg P/ha/an, après 100 ans de culture sans engrais minéral ou organique (Gachon, 1977).

Finalement, on peut résumer le comportement du phosphore dans le système sol-eau d'après la description de Larsen (1967). *"Quand seulement une petite quantité de phosphore est présente dans le sol, elle est fortement absorbée, la concentration de la solution est au-dessous de celle nécessaire pour la précipitation des minéraux phosphatés et tout le phosphore inorganique est sous forme labile. La concentration en phosphore de l'eau du sol est ici contrôlée simplement par la quantité de phosphore inorganique présent et la richesse du sol en sites adsorbants. Si on ajoute du phosphore, la concentration en solution monte jusqu'à un niveau d'équilibre correspondant au produit de solubilité des minéraux phosphatés présents. Une phase cristallisée précipite et le phosphore emprisonné dans le réseau cristallin n'est plus labile. Par un nouvel apport de phosphore, il est possible d'élever la concentration du phosphore dissous au-dessus de la valeur d'équilibre, mais avec le temps le point d'équilibre est à nouveau atteint. Inversement, si le phosphore qui se trouvait à l'équilibre est soutiré de la solution du sol (e.g., par lessivage ou absorption par les plantes), la phase labile va diminuer afin de combler le déficit et retrouver la concentration d'équilibre et la phase non-labile est lentement mobilisée en vue de restaurer le statu quo"*.

7.1.2.2 - Minéralisation et Immobilisation du phosphore dans les sols

De façon analogue à l'azote, le phosphore organique du sol ainsi que les résidus organiques incorporés subissent des cycles de minéralisation et de réorganisation. Les vitesses de ces phénomènes sont du même ordre de grandeur pour les deux éléments et varient avec la nature des matières organiques. C, N et P organiques se trouvent dans un rapport moyen de 100 : 10 : 1 dans les sols. Il en résulte que les quantités de phosphore mises en jeu au cours de ces processus restent faibles. Dans les sols biologiquement actifs, et quelle que soit la cause de cette activité, à long terme la minéralisation l'emporte sur l'immobilisation du phosphore dans les cellules de microorganismes produites pendant le processus de décomposition. Un accroissement du phosphore organique des sols ne pourra donc résulter que d'apports de résidus organiques. Selon Pochon et Barjac cité par Conesa et al. (1979) le rapport C/P conditionne le processus de minéralisation du phosphore organique. Si les résidus organiques, ayant un rapport C/P plus grand que 300, sont incorporés au sol, l'immobilisation du phosphore aura lieu dans une première phase de la décomposition. L'immobilisation se produit car il y a une insuffisance en phosphore dans les résidus pour subvenir aux besoins de la population des microorganismes formée durant la décomposition. Dans une deuxième phase, une fois les résidus largement décomposés, il mourra plus de cellules microbiennes qu'il ne s'en formera sur une période de temps donnée et par conséquent, une partie du phosphore organique des cellules mortes sera minéralisée.

L'humus contient environ entre 0,25 et 0,5% de phosphore organique et il a typiquement un rapport C/P entre 100 et 200. Donc, il existe une fraction du phosphore dans la matière organique du sol qui sera libérée sous forme ionique chaque année due à la décomposition de l'humus par la microflore. En raison des difficultés que présente la détermination du phosphore organique du sol, on ne dispose pas de mesures directes sur l'ampleur du flux de minéralisation annuel net du phosphore organique. Si on admet par hypothèse qu'environ de 1 à 4% de l'humus de la couche labourée est décomposé chaque année et qu'un sol contient 300 µg P-organique/g de sol, la décomposition de l'humus conduirait à un flux annuel de minéralisation du phosphore de l'ordre de 6,5 à 27 kg P/ha/an. Toutefois, Gachon (1977) donne une fourchette de 3 à 10 kg P/ha/an.

7.1.2.3 - Apports météoriques

Dans les données indiquées dans le paragraphe 1.3.3.1, l'apport de phosphore atmosphérique se fait soit par retombées sèches (pouvant atteindre 70-90% des apports totaux) soit par entraînement des matières en suspension de l'air par les pluies. Les apports atmosphériques moyens de phosphore dissous et de phosphore total sur des bassins versants agricoles se situent typiquement entre 0,05 et 0,5 kg P-PO₄/ha/an et 0,2 à 1,0 kg P/ha/an respectivement. Sur des bassins urbanisés et industriels ces mêmes apports sont de l'ordre de 0,1 à 2 kg P-PO₄/ha/an et 0,3 à 3,0 kg P/ha/an.

7.1.2.4 - Absorption par les plantes

Si les réserves en phosphore des sols ($\cong 3$ t P/ha) étaient entièrement et de manière homogène disponibles pour les végétaux, elles suffiraient à satisfaire leurs besoins pendant plusieurs siècles sans restitutions. En fait, une très large partie n'est pas assimilable dans l'immédiat par la végétation qui s'alimente essentiellement d'ions orthophosphoriques (H₂PO₄⁻, HPO₄²⁻) de la solution du sol. Une fois le phosphore absorbé, l'équilibre entre les phases solides et liquides est rompu et la fraction labile du phosphore est donc sollicitée pour le rétablir. La fraction non-labile ne contribue probablement pas à satisfaire les besoins des plantes sur une durée si courte comme la période de croissance car la vitesse de transfert est très lente. L'absorption du phosphore dépend donc directement de la concentration en solution et indirectement des facteurs responsable de son maintien.

L'absorption d'eau par les plantes provoque un flux convectif d'eau et d'ions vers la surface des racines. Si ce flux fournit une quantité de phosphore insuffisante aux besoins des végétaux, la concentration en phosphore de la solution du sol à la proximité des racines diminue en raison de l'absorption par les racines. Ainsi, un gradient de concentration va se former perpendiculairement à l'axe de la racine et un transport par diffusion du phosphore se mettra en place vers les racines. Le déplacement des ions phosphoriques par diffusion constitue le mécanisme principal de réapprovisionnement des racines car le transport avec la phase liquide (*mass flow*) dans le meilleur des cas apporte moins de 10% du phosphore absorbé, le plus souvent de 2 à 4% (Bosc et al., 1977).

D'après Larsen (1967), les principaux facteurs du sol intervenant sur l'alimentation phosphorique des plantes sont : (1) l'intensité, (2) la cinétique, (3) la capacité et (4) la diffusion. Le facteur d'intensité est la mesure de la concentration du phosphore en solution. Le facteur de cinétique décrit la vitesse avec laquelle la solution du sol est approvisionnée en phosphore par la phase solide. Le facteur de capacité est la quantité de phosphore susceptible d'être transférée dans la solution du sol, *i.e.*, le phosphore labile. Le facteur de diffusion est la vitesse avec laquelle la solution du sol dans l'environnement immédiat des racines est réalimentée en phosphore. Selon ce même auteur, étant donné la forte corrélation des deux derniers facteurs avec la concentration du phosphore en solution, l'alimentation en phosphore de la rhizosphère peut être expliquée amplement par les facteurs d'intensité et de capacité.

Quant aux facteurs relatifs à la plante elle-même, notamment à son enracinement, il semble que la nutrition des cultures ne soit pas limitée par les possibilités physiologiques d'absorption. Avec une activité métabolique normale, qui est généralement le cas, les possibilités d'absorption sont très largement supérieures aux besoins. Par contre, la concentration des solutions nutritives et par extension l'environnement ionique de la rhizosphère et les possibilités de réapprovisionnement de celle-ci ont des répercussions importantes sur l'activité des racines.

Approximativement, pour une même quantité de matière sèche produite, les besoins des plantes des grandes cultures sont assez voisins, de l'ordre de 25 à 50 kg P/ha/an. L'intensification des cultures augmente évidemment les besoins. Ils peuvent ainsi dépasser 50 kg P/ha/an pour un maïs irrigué produisant plus de 100 qx de grains par ha. Les exportations de phosphore par les grains de céréales représentent la majeure partie des prélèvements totaux (environ les 3/4). Certaines cultures spéciales (*e.g.*, rutabagas, bettes, choux, oeillets, concombres, tomates, ...) donnent lieu à des prélèvements importants, en raison à la fois de forts rendements en matières sèches et de teneurs élevées en P de celles-ci. A l'inverse, les prélèvements des arbres sont assez faibles. Par exemple, pour une production de 40 t de pommes par ha, les prélèvements annuels (fruits, accroissement des parties pérennes, feuilles au moment de leur chute) sont de l'ordre de 15 kg P/ha/an ; sans les feuilles dont les éléments retournent au sol ils sont de 10 kg P/ha/an. Pour les bois forestiers, on a indiqué des prélèvements de 5 kg P/ha/an dont environ 70%

retourne à la litière et 30% représentent le stockage. Pour les prairies de fauche, 12 t de matière sèche par hectare correspondent à des exportations de 40 kg P/ha, plus l'immobilisation par les racines.

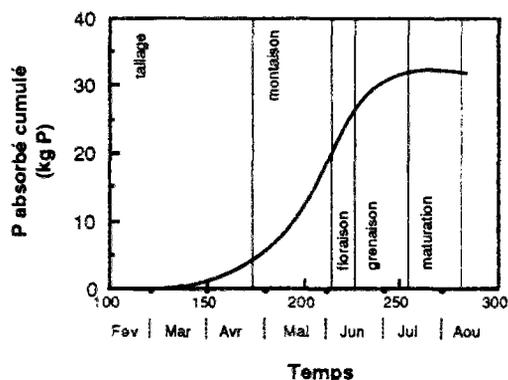


Figure 7.3 : Courbe d'absorption du phosphore par les parties aériennes d'un blé d'hiver (d'après Rémy, cité par Trocme, 1977).

Les courbes d'absorption du phosphore du blé (e.g., figure 7.3) montrent qu'environ 70% du phosphore est absorbé entre le tallage et la floraison (7 à 10 semaines), 50% du phosphore du tournesol pendant les 30 jours précédant la floraison, 50% du phosphore de la betterave sucrière avant le 15 août.

7.1.2.5 - Fertilisation

Tout apport d'engrais phosphaté est destiné à accroître l'offre du sol, c'est-à-dire à augmenter le pool labile. Quelles que soient ses modalités, il engendre inévitablement une forte hétérogénéité de répartition que le temps tend à effacer par le jeu des processus de diffusion et de transport hydrique (*mass-flow*) mais que la culture tend à reconstruire sous une autre architecture. Toutefois, la quantité de phosphore absorbé par une culture est très faible en comparaison des doses de fertilisants appliqués et des taux d'utilisation inférieurs à 10% ne sont pas rares (Larsen, 1967).

Les engrais phosphatés sont classés en trois groupes d'après la solubilité des phosphates qu'ils contiennent : (1) engrais phosphatés solubles dans l'eau (superphosphates de chaux et phosphate d'ammoniaque), (2) engrais phosphatés hyposolubles très peu solubles dans l'eau mais solubles dans le citrate d'ammoniaque ou l'acide citrique (scories, phosphate bicalcique, phosphates calcinés et phospal), et (3) engrais phosphatés insolubles ni dans l'eau ni dans le citrate, en grande partie sous forme d'apatite (phosphates naturels). Cette classification répond à l'un des problèmes majeurs de l'alimentation phosphatée des plantes dans le sol, i.e., la solubilité des phosphates.

Pour qu'un engrais phosphaté puisse élever la concentration en ions phosphoriques de la solution du sol, il faut deux conditions. Premièrement, il doit posséder une solubilité nettement supérieure à 0,5 mg P/l. C'est le cas, à pH 7, pour les engrais phosphatés solubles ou hyposolubles. Si le pH monte au-dessus de 7, la solubilité des phosphates devient de plus en plus faible, ou l'inverse si le pH devient inférieur à 7. Deuxièmement, il doit trouver dans le sol une acidité capable de le solubiliser. Celle-ci sera entretenue par l'activité microbienne, génératrice d'acide carbonique, par la réaction légèrement acide de l'humus qui formera des humophosphates et par l'activité enzymatique des sécrétions des racines et des microorganismes de la rhizosphère.

Les formes et les doses de la fumure phosphorique varient en fonction de la région, des pratiques agricoles et du type de culture. Sur le bassin versant de l'Orgeval caractérisé par une occupation du type grandes cultures des céréales, l'apport en phosphore se fait par des engrais binaires phosphatés-potassiques (P-K) avec des doses qui varient entre 50 et 100 kg P/ha tous les 2 à 3 ans.

L'enrichissement du sol en phosphore labile après fertilisation est métastable et il se produit une progressive migration du phosphore labile vers une forme non-labile selon une loi exponentielle. A des pH de 5,5 à 7,5 la demi-vie du phosphore labile est de l'ordre de 1 à 6 ans, elle est d'autant plus courte que les pH sont plus élevés (Larsen, 1967).

7.1.2.6 - Pertes par voies hydriques

Les pertes par voies hydriques du phosphore des sols se font par trois voies principales : (1) le lessivage du phosphore dissous de la solution du sol, (2) le lessivage du phosphore particulaire par l'eau percolée et (3) le ruissellement du phosphore particulaire dû à l'érosion des sols.

Il est généralement admis qu'une fraction réduite du phosphore se perd par le transport dans l'eau percolée à travers le profil du sol en raison de l'affinité du phosphore avec les composants du sol. Cependant, comme nous l'avons signalé dans les paragraphes précédents, des ions phosphoriques sont présents dans l'eau du sol et par conséquent dans les lessivats des sols en raison de l'équilibre entre le phosphore en solution et le phosphore de la phase solide. La concentration de l'eau de drainage est déterminée par les relations d'équilibre entre les phases solides et liquides et du pouvoir absorbant soit de la portion inférieure du profil du sol par laquelle l'eau percole avant d'atteindre des drains soit de la zone traversée par l'eau entre le point d'infiltration jusqu'au réseau de drainage naturel. Les concentrations en phosphore de l'eau alimentant les nappes sont étroitement liées aux capacités absorbantes des matériaux situés au-dessus de l'aquifère. Pour des sols présentant des fissures verticales, des terriers d'animaux ou des trous de vers, l'eau contenant du phosphore peut percoler rapidement à l'intérieur de ces chemins préférentiels sans interagir avec la phase solide. Par ailleurs, du phosphate particulaire peut apparaître dans les drains des sols fortement fissurés en raison du transport des fines particules dans les fissures du sol. Les pertes par lessivage du phosphore particulaire restent néanmoins limitées aux sols drainés artificiellement.

Le phosphore est transporté dans les sols de la même façon que les nitrates (voir paragraphe 6.1.2.9) : par convection, par diffusion moléculaire et par dispersion mécanique.

Comme nous l'avons déjà indiqué dans le chapitre 1, les pertes moyennes en phosphore dissous vers les nappes sont normalement inférieures à 0,12 kg P/ha/an et par l'eau de drainage elles varient entre 0,01 et 0,5 kg P/ha/an. Il est intéressant d'observer que les pertes en phosphore particulaire par l'eau de drainage, souvent négligées, se situent dans la même fourchette que celles de phosphore dissous. D'après Loehr (1974) les pertes spécifiques en phosphore total par l'eau de drainage sous des cultures irriguées peuvent atteindre 10 kg P/ha/an.

Les concentrations en phosphore dissous de l'eau de drainage sous des cultures sont toujours inférieures à 1 mg P/l. Toutefois, la concentration en phosphore de la solution peut être plus importante sur des sols ayant reçu des effluents riches en phosphore (*e.g.*, fumiers, lisiers, eaux usées, ...). Par exemple, des concentrations supérieures à 7 mg P/l en phosphore inorganique dissous ont été signalées par Iskander et Syers (1980) sur des échantillons prélevés à 1,6 mètre de profondeur dans les sols ayant reçu sur plusieurs années des eaux usées domestiques.

Sur des parcelles exposées à l'érosion des sols, une perte très importante en phosphore particulaire (importante sous l'angle du milieu récepteur et pas forcément agronomique) peut avoir lieu par l'intermédiaire du phosphore absorbé et contenu dans les particules des sols. Comme le processus d'érosion est sélectif par rapport aux fines particules et que le phosphore de la phase solide se trouve pour une grande partie dans la fraction argile des sols, les sédiments érodés sont normalement beaucoup plus riches en phosphore que le sol original. Le taux d'enrichissement en phosphore des sédiments (*i.e.*, le rapport entre la concentration en phosphore de sédiments et celle du sol d'origine) peut varier entre 1 et 10. Les pertes spécifiques en phosphore particulaire sont très variables en fonction de l'érosion des sols. Les valeurs typiques se situent entre 0,1 kg P/ha/an pour les sols forestiers ou sujets à une très faible érosion et 10 kg P/ha/an sur des sols avec une très forte érosion.

7.2 - LA BIODISPONIBILITÉ DU PHOSPHORE

Ce paragraphe présente un rappel des méthodes analytiques du phosphore des eaux ainsi que l'interprétation donnée quant à la forme chimique et sa biodisponibilité.

L'importance du phosphore en tant que polluant des eaux vient du fait qu'il est souvent l'élément nutritif limitant la prolifération algale et régulateur du phénomène d'eutrophisation. Comme nous l'avons indiqué dans le chapitre 1, la spéciation du phosphore dans le milieu naturel est extrêmement complexe et il y a une grande confusion dans la communauté scientifique sur les termes qui conviendraient pour décrire ses multiples formes. Beaucoup de cette confusion provient des méthodes analytiques utilisées pour mesurer les différentes formes du phosphore et de l'interprétation donnée aux résultats de ces différentes procédures.

La méthode directe pour déterminer la biodisponibilité du phosphore particulaire est l'essai biologique, *i.e.*, l'incubation d'espèces d'algues test telles que *scenedesmus quadricauda* ou *selenastrum capricornutum* ou

d'espèces indigènes pendant soit 48 heures (Sagher *et al.*, 1975) soit 12 à 18 jours (Miller *et al.*, 1978 ; Williams *et al.*, 1980). Les difficultés et le temps nécessaire aux essais biologiques ont amené plusieurs chercheurs à corrélérer les différentes formes du phosphore mesurées analytiquement avec l'absorption par les algues. Les corrélations les plus prometteuses semblent être celles avec le phosphore inorganique non apatitique - PINA (Sonzogni *et al.*, 1982 ; Nelson et Logan, 1983). Récemment, Bradford et Peters (1987) sur 39 sites à l'Ontario et au Québec (rivières et lacs) ont observé que le phosphore réactif total (PRT) et le phosphore réactif dissous (PRD) étaient de bons indicateurs de la biodisponibilité du phosphore pour les eaux ayant de faibles concentrations en phosphore et des eaux plus eutrophes, respectivement (pour compenser l'effet de la turbidité sur l'absorbance dans l'analyse du phosphore réactif total, un essai à blanc est réalisé avec l'eau de l'échantillon plus un réactif modifié où l'acide ascorbique a été remplacé par l'eau distillée et donc sans le développement de coloration).

L'analyse du phosphore quelle que soit sa forme physique ou chimique se compose de deux étapes principales : (1) la transformation de la forme que l'on désire analyser en orthophosphate dissous et (2) la détermination par colorimétrie de la concentration en orthophosphates dissous (généralement par la méthode de l'acide ascorbique). Par conséquent, les différentes méthodes analytiques vont se distinguer par la procédure d'extraction d'une forme particulière du phosphore, par l'efficacité de l'extraction et par l'interprétation donnée aux résultats. La figure 7.4 résume les méthodes d'analyse des différentes fractions du phosphore dans l'eau.

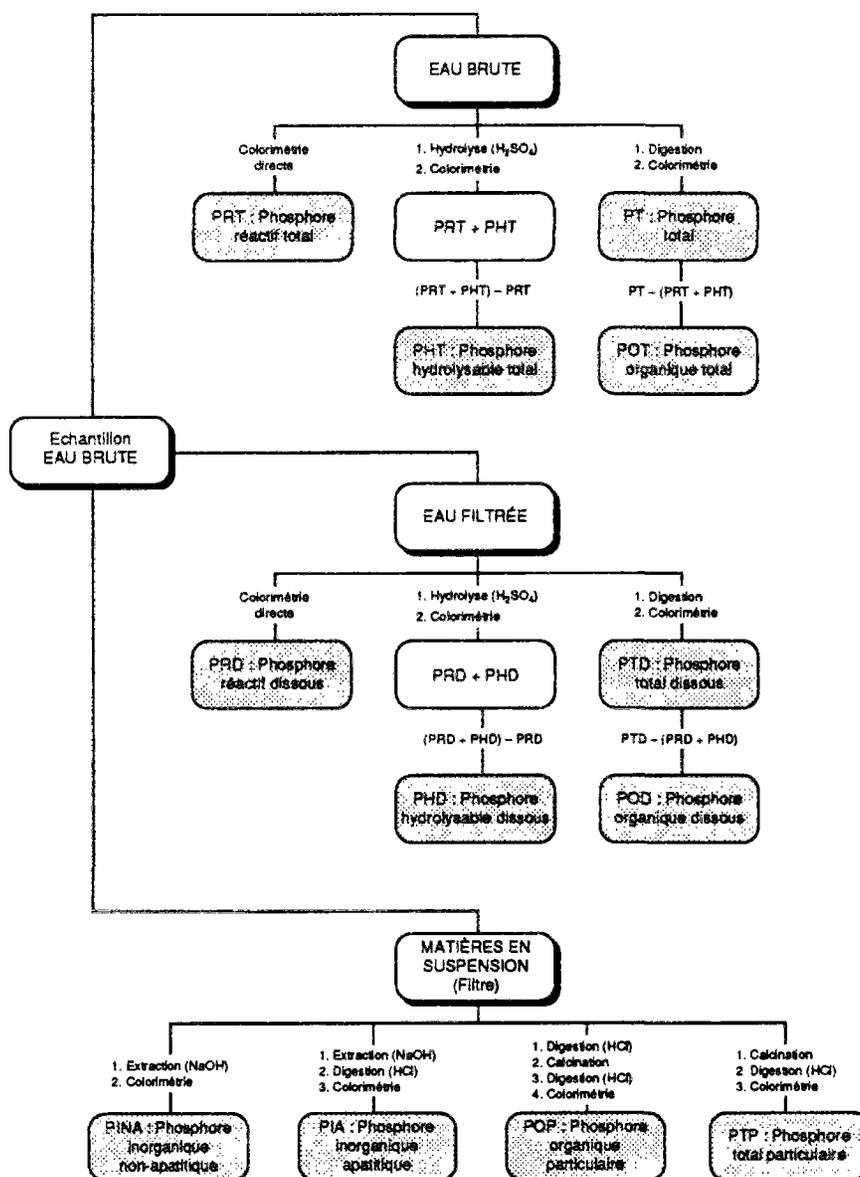


Figure 7.4 : Schéma des formes analytiques du phosphore dans l'eau.

La première distinction faite se réfère à la forme physique et le phosphore est subdivisé en : (1) *phosphore dissous* et (2) *phosphore particulaire*. Afin de séparer les deux phases, on procède à une filtration sur membrane de diamètre moyen des pores de 0,45 µm. Il convient de rappeler que ce diamètre a été fixé arbitrairement et qu'il ne représente pas une séparation réelle entre les formes du phosphore dissous et en suspension. Cette filtration est simplement une technique analytique convenable et reproductible adoptée pour faire une séparation grossière entre les deux phases. Par conséquent, une fraction du phosphore particulaire absorbée sur de fines particules colloïdales peut passer à travers un filtre de 0,45 µm et être mesurée comme phosphore dissous. Dans les cours d'eau, cette composante est relativement faible par rapport à la quantité du phosphore en solution. Toutefois, elle peut être significative en certains milieux aquatiques (e.g., les lacs) où les concentrations en phosphore dissous sont très faibles (Rigler, 1966 ; Downes et Paerl, 1978).

La fraction dissoute contient donc des ions orthophosphoriques ($H_2PO_4^-$ et HPO_4^{2-}), des polyphosphates (composés contenant du phosphore sous la forme P-O-P) du phosphore organique (composés contenant du phosphore sous la forme P-O-C) et des phosphates associés à des particules colloïdales.

L'analyse de l'échantillon filtré, sans hydrolyse ni minéralisation, directement par la méthode à l'acide ascorbique indique la concentration en orthophosphates dissous, bien qu'une petite fraction des polyphosphates présents soit normalement hydrolysée par cette technique. Certains auteurs utilisent des définitions plus rigoureuses indiquant non la forme présumée mais la technique analytique utilisée. Pour le phosphore dissous, on trouve les appellations suivantes dans la littérature : phosphore réactif au molybdate dissous (*dissolved molybdate reactive phosphorus - DMRP*) ou simplement phosphore réactif dissous (*dissolved reactive phosphorus - DRP*), phosphore soluble, phosphore inorganique dissous (*dissolved inorganic phosphorus - DIP*), ortho-P ou PO_4-P , phosphore réactif soluble (*soluble reactive phosphorus - SRP*) ou phosphore réactif filtré (*filtered reactive phosphorus - FRP*). Nous adoptons dans ce rapport le terme phosphore réactif dissous (PRD). Le phosphore réactif peut également se trouver sous forme particulaire.

L'hydrolyse en milieu acide minéral concentré à l'ébullition transforme les polyphosphates dissous et particulaire en orthophosphates dissous. L'hydrolyse peut également transformer certains composés organiques en phosphates mais cet effet peut être réduit à un minimum par une sélection judicieuse de la concentration de l'acide, du temps d'hydrolyse et de la température. Cette fraction du phosphore est aussi appelée : phosphore acido-hydrolysable ou simplement hydrolysable (*acid-hydrolyzable phosphorus*) dissous ou particulaire. On trouve aussi dans la littérature les termes polyphosphates ou phosphates "condensés" (*condensed phosphates*).

La fraction du phosphore qui n'est convertie en orthophosphate que par destruction par oxydation de la matière organique est considérée comme phosphore organique. Comme les formes précédentes, le phosphore organique peut se trouver sous les formes dissoute et particulaire.

Les déterminations du phosphore dans l'eau sont usuellement réalisées seulement dans les échantillons d'eau (brute et filtrée) et les fractions particulières sont calculées par différence. La détermination du phosphore sur la membrane contenant les matières en suspension (filtre) peut être faite quand on nécessite d'une précision supérieure que celle que peut offrir une méthode par différence. La technique proposée par le "Standard Methods" (APHA, 1989) pour l'analyse du phosphore particulaire consiste à digérer le filtre avec HNO_3 , puis $HClO_4$ et ensuite de procéder à une colorimétrie.

La détermination du phosphore réactif total et donc par différence du phosphore réactif particulaire sur des échantillons chargés en matière en suspension conduit fréquemment à des résultats erronés. Ces résultats sont largement dépendants du degré d'agitation et de mélange de l'échantillon pendant l'analyse. Afin de surmonter cette difficulté d'une part, et d'avoir des indicateurs de la biodisponibilité du phosphore inorganique particulaire d'autre part, d'autres méthodes d'analyse du phosphore particulaire à partir du résidu de la filtration ont été proposées dans la littérature (e.g., Williams et al., 1978). Dans ces autres méthodes, le phosphore particulaire est classé non plus en fonction de la forme chimique présumé mais plutôt de sa biodisponibilité. Le phosphore particulaire est donc divisé en trois formes : (1) phosphore inorganique non apatitique - PINA (*non apatite inorganic phosphorus - NAIP*), (2) phosphore inorganique apatitique - PIA (*apatite inorganic phosphorus - AIP*) et (3) phosphore organique particulaire - POP (*particulate organic phosphorus - POP*).

Pour ce qui concerne la biodisponibilité des formes dissoutes du phosphore il est normalement admis que le phosphore réactif dissous (PRD) est directement assimilable par les algues. La plupart du phosphore acido-hydrolysable dissous (PAHD) a une durée de vie très courte dans les eaux naturelles car il est hydrolysé en PRD par les organismes aquatiques et par réaction chimique. La stabilité du phosphore organique dissous varie largement en fonction de la nature des composés présents. Une partie des composés organiques des tissus des plantes et des résidus animaux sont convertis rapidement en PRD dans les cours d'eau. Le phosphore organique dissous lessivé des sols est beaucoup plus stable mais il est normalement présent en faibles concentrations dans les milieux aquatiques

(Sonzogni *et al.*, 1982). Par conséquent, on peut admettre que le phosphore total dissous est directement assimilable par les algues.

La forme PINA correspond essentiellement aux ions orthophosphates adsorbés sur des hydroxydes de fer ou d'aluminium, mais il peut inclure aussi certains minéraux à base de Fe, d'Al ou de Ca (apatites non-comprises). La forme PIA comprend les ions orthophosphates inclus dans la structure du minéral apatite. Celui-ci est peu soluble dans les eaux naturelles généralement peu agressives (Sonzogni *et al.*, 1982). La forme POP représente le phosphore constituant la matière organique autochtone (*e.g.*, plancton) ou allochtone (*e.g.*, débris végétaux, eaux usées, ...). La fraction de POP originaire de l'érosion des sols est relativement stable et la fraction susceptibles de passer en solution sous forme de phosphore réactif dissous (PRD) est faible. Ce phénomène peut se produire après une minéralisation due à l'activité microbienne.

Le phosphore total particulaire (PTP) est dosé individuellement après calcination de la membrane de filtration contenant les matières en suspension et attaque acide avec HCl (1 N). Il permet la vérification des résultats analytiques car il équivaut à la somme du POP, du PINA et du PIA. Analytiquement, le POP est obtenu par mesure directe après élimination des formes inorganiques par extraction acide (HCl, 1 N), puis calcination et attaque du résidu à HCl (1 N). Le PINA est obtenu au moyen d'une extraction par une solution peu concentrée de NaOH (0,1 N). Après extraction du PINA, on obtient le PIA par dissolution du résidu au moyen d'une attaque acide par HCl (1 N).

Pour résumer nous pouvons diviser le phosphore selon sa biodisponibilité en quatre catégories (CIPEL, 1988a) : (1) le phosphore directement assimilable, correspondant au phosphore total dissous (PTD), (2) le phosphore très disponible, correspondant au phosphore total dissous plus le phosphore inorganique non apatitique (PTD + PINA), (3) le phosphore potentiellement disponible (ou limite maximum du phosphore disponible) correspondant au phosphore total dissous plus le phosphore inorganique non apatitique plus le phosphore organique particulaire (PTD + PINA + POP) et (4) le phosphore non disponible, correspondant au phosphore inorganique apatitique (PIA).

D'après Lee *et al.* (1980) et Sonzogni *et al.* (1982), sur le bassin des grands lacs aux USA et Canada, de 20 à 40% du phosphore particulaire se trouve sous la forme PINA et le phosphore biodisponible serait de l'ordre de 40 à 80% de la charge totale en phosphore. Sur le bassin du lac Léman, les apports en phosphore par le Rhône sur l'année 1982, correspondent à 18% PRD, 8% POP, 5% PINA et 69% PIA (Burrus, 1984). Sur plusieurs bassins versants représentatifs du bassin lémanique, le PINA varie entre 1 et 27% du phosphore total particulaire et le PIA varie entre 49 et 94% du phosphore total particulaire.

7.3 - PRINCIPAUX FACTEURS INFLUENÇANT LE CYCLE DU PHOSPHORE

Ce paragraphe décrit les facteurs pédologiques, climatiques et agronomiques ayant un impact sur le phénomène d'adsorption-désorption du phosphore du sol. Nous renvoyons au paragraphe 6.3 pour les facteurs jouant un rôle sur les processus de minéralisation car ils sont analogues à ceux de l'azote et au paragraphe 5.3 pour les facteurs influant la perte en phosphore par l'érosion des sols. Nous traitons donc seulement les facteurs influençant les réactions minérales.

7.3.1 - Température

Gardner et Jones (1973) ont observé que la vitesse d'adsorption augmentait avec la température. La vitesse de désorption est aussi affectée de manière analogue. Ils ont remarqué une réduction de la concentration d'équilibre de 15 et 23% (sur deux sols aux USA, aridisol et spodosol) pour une réduction de la température de 15°C. Fried *et al.* (1957) ont trouvé que la vitesse de désorption augmentait de 80% avec une augmentation de la température de 12°C.

7.3.2 - pH

Le pH du sol affecte l'équilibre chimique de nombreux constituants du sol et son effet sur l'adsorption-désorption des phosphates a été pris en considération par plusieurs études sur les transferts des phosphates. En général, en sols calcaires et alcalins, toutes les observations montrent une diminution du phosphore soluble lorsque le pH monte (Olsen *et al.*, 1977). Le même effet intervient sur certains sols acides, bien qu'un tel comportement en

sols acides soit inattendu d'après des considérations théoriques (Lindsay et Moreno, 1960). Bache et Williams (1971) supposent que l'effet du pH dans les sols acides, dans la gamme de pH normalement rencontrée, est probablement faible comparé avec les écarts de pH entre les sols.

7.3.3 - Sels dissous

Singh et Tabatabai (1976) ont mis en équilibre 3 g de sol avec 30 ml de solutions à 0,01 M de plusieurs sels contenant 0 - 50 µg P/ml avec agitation à 23°C pendant 24 heures. Ils ont remarqué que les chlorures de K, Na, Li, Ca et Mg, le sulfate et le nitrate de calcium et KHCO_3 augmentaient l'adsorption des phosphates de 6 sols utilisés. Ryden et Syers (1975) et Ryden *et al.* (1977) travaillant sur des sols ont trouvé que la force ionique et les espèces cationiques influent sur la quantité de phosphate adsorbé sur toute une plage de concentrations finales allant de 0 à 10 µg P/ml pendant 40 heures de contact. Toutefois, la concentration à l'équilibre était indépendante de la force ionique des espèces cationiques. Ils concluent donc que la composition de la solution affecte seulement la vitesse avec laquelle l'équilibre est atteint et non la concentration d'équilibre elle-même.

7.3.4 - Temps

Il est généralement admis que l'adsorption des phosphates comprend deux phases de réaction. La première a lieu rapidement en quelques heures et la deuxième peut continuer pendant plusieurs semaines voire plusieurs mois. Le temps nécessaire pour établir l'équilibre dépend de la nature des constituants du sol notamment de la teneur en argile. Le temps d'équilibre utilisé par plusieurs auteurs varie entre 16 et 48 heures. Dans l'étude de cinétique d'adsorption et désorption du phosphore des sols du bassin versant de la lagune de Venise, Zingales et Bendoricchio (1987) ont observé que la première phase du processus d'adsorption-désorption a lieu très rapidement dans un délai inférieur à une heure.

7.4 - MODÉLISATION DU CYCLE DU PHOSPHORE

Ce paragraphe décrit les principales approches de modélisation des transformations biochimiques, des transferts, du transport et de l'absorption par les plantes du phosphore du sol. De façon analogue au chapitre précédent, nous nous limiterons, d'une part, aux approches de modélisation dont l'objectif est de représenter les pertes du phosphore vers les milieux aquatiques et, d'autre part, uniquement à la modélisation du cycle du phosphore. Nous renvoyons au chapitre 4 pour ce qui concerne les différentes approches de modélisation du cycle de l'eau.

7.4.1 - Modèles des transferts et des transformations biochimiques du phosphore dans le sol

Contrairement à l'azote, les tentatives de modélisation du phosphore sont beaucoup plus rares dans la littérature. Comme au chapitre précédent nous avons divisé les approches de modélisation en : (1) modèles entrée-sortie et (2) modèles conceptuels.

7.4.1.1 - Modèles entrée-sortie

Tubbs et Haith (1981) ont proposé un modèle du type entrée-sortie (voir définition au paragraphe 6.4.1.1), au pas de temps mensuel, afin de déterminer les pertes en phosphore dissous et particulaire du sol par voie hydrique (modèle CNS). La représentation du cycle du phosphore utilisée par le modèle CNS (*Cornell nutrient simulation - CNS*) est présentée dans la figure 7.5.

Le phosphore absorbé par les plantes tout au long de l'année est donné comme paramètre d'entrée du modèle. La distribution entre le phosphore labile dissous et le phosphore labile dans la phase solide est réalisée par l'intermédiaire d'une isotherme linéaire dont le coefficient de partage est fonction de la teneur en argile et du pH. Les phénomènes mis en jeu sont supposés avoir lieu dans les 10 premiers centimètres du sol qui fonctionne comme un réacteur bien mélangé. Le ruissellement et l'érosion sont calculés respectivement par l'équation du Soil Conservation Service (CNSCS) et par l'équation universelle de perte des sols (USLE). Seulement 10% du ruissellement est supposé

se mélanger avec la solution du sol. La percolation se produit au moment où le stock d'eau des 10 premiers centimètres dépasse la capacité au champ.

A notre connaissance, ce modèle a été appliqué sur une seule année à deux parcelles expérimentales aux USA (1,3 et 1,4 ha) avec des erreurs entre les charges en phosphore dissous et particulaire observées et calculées variant entre 22 et 75%.

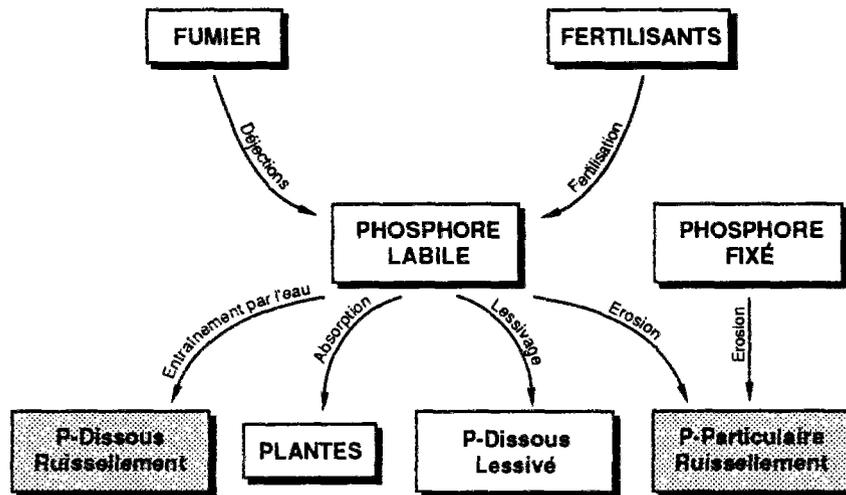


Figure 7.5 : Modèle entrée-sortie phosphore CNS.

7.4.1.2 - Modèles conceptuels

Nous présentons les principaux modèles conceptuels de simulation du cycle du phosphore dans le sol dont l'objectif est d'évaluer au cours du temps les pertes en phosphore vers les milieux aquatiques. Pour une revue très complète des modèles d'équilibre et non-équilibre du phosphore dans le sol nous renvoyons à Berkheiser et al. (1982). Une brève présentation des principaux modèles d'équilibre que nous avons utilisés pour la modélisation du transport de la pollution diffuse d'origine agricole se trouve dans le paragraphe 9.4.2.

Modèle de Shah

Le mouvement vertical des phosphates dans le sol pour des conditions non-stationnaires a été modélisé par Shah et al. (1975) à partir de l'équation de dispersion-convection d'un produit réactif en solution dans un milieu poreux (équation 6.5). La représentation du cycle du phosphore (figure 7.6) inclue simplement les réactions d'adsorption-désorption et le lessivage vertical du phosphore.

Ce modèle a été développé pour décrire le lessivage du phosphore vers la nappe dans les sols des champs d'épandage d'eaux usées ce qui explique la considération unique des phénomènes d'adsorption-désorption.

La nature du terme de cinétique d'adsorption-désorption du phosphore ($\rho \frac{\partial S}{\partial t}$ dans l'équation 6.5) dépend du mécanisme principal contrôlant l'adsorption-désorption des phosphates dans les sols. Dans le modèle, il est supposé que le processus physique du transfert de masse contrôle la vitesse d'adsorption-désorption des orthophosphates dans le sol. Le terme de cinétique est donc donné par :

$$\rho \frac{\partial S}{\partial t} = R = K_0 a (C - C^*) \quad (7.1)$$

où K_0 est un coefficient de transfert de masse, a est la surface de l'interface entre les phases liquide et solide, C est la concentration en phosphore de la solution à un instant t et C^* est la concentration d'équilibre. Une isotherme de Langmuir (équation 7.2) est utilisée pour décrire la concentration d'équilibre entre les phases liquide et solide.

$$C^* = \frac{S}{K (S_{max} - S)} \quad (7.2)$$

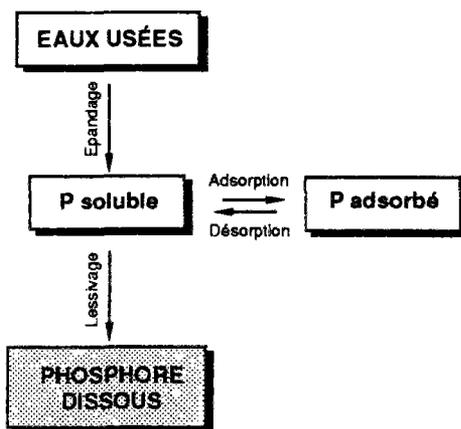


Figure 7.6 : Modèle phosphore de Shah et al. (1975).

Modèle de Frere

Le modèle ACTMO (Frere et al., 1975) a été développé pour simuler les transports de plusieurs substances chimiques à travers le sol. Malgré que ce modèle n'ait pas été appliqué, à notre connaissance, pour le transport du phosphore, la représentation du cycle du phosphore par le modèle peut être illustrée par la figure 7.7. Les réactions d'adsorption-désorption sont décrites par une simple isotherme linéaire. L'algorithme du transport du phosphore par lessivage est le même que pour l'azote et a déjà été décrit dans le paragraphe 6.4.3. L'absorption du phosphore par les plantes est décrite par une cinétique du premier ordre en fonction de la concentration en phosphore de la solution du sol.

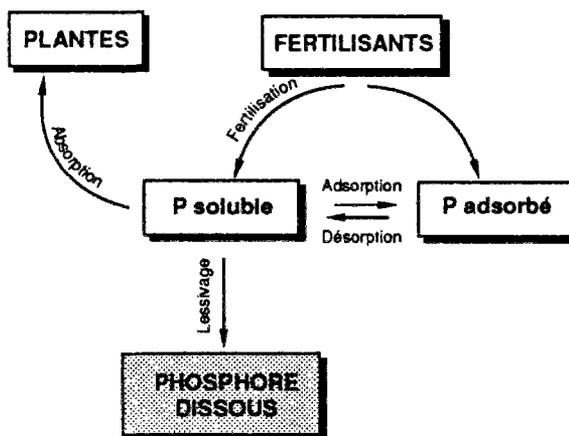


Figure 7.7 : Modèle phosphore ACTMO (Frere et al., 1975).

Modèle de Donigian

Le modèle ARM (et ultérieurement HSPF) décrit le cycle du phosphore comme illustré dans la figure 7.8 (Donigian et Crawford, 1976). Les formes du phosphore prises en compte sont : (1) phosphore organique, (2) phosphore adsorbé, (3) phosphore dissous et (4) phosphore absorbé par les plantes. Toutes les réactions de minéralisation-immobilisation, d'adsorption-désorption et d'absorption par les plantes sont représentées par des cinétiques du premier ordre dont les constantes de réaction sont ajustées par l'équation d'Arrhenius simplifiée en fonction de la température. Nous reviendrons sur ce modèle dans le chapitre 11.

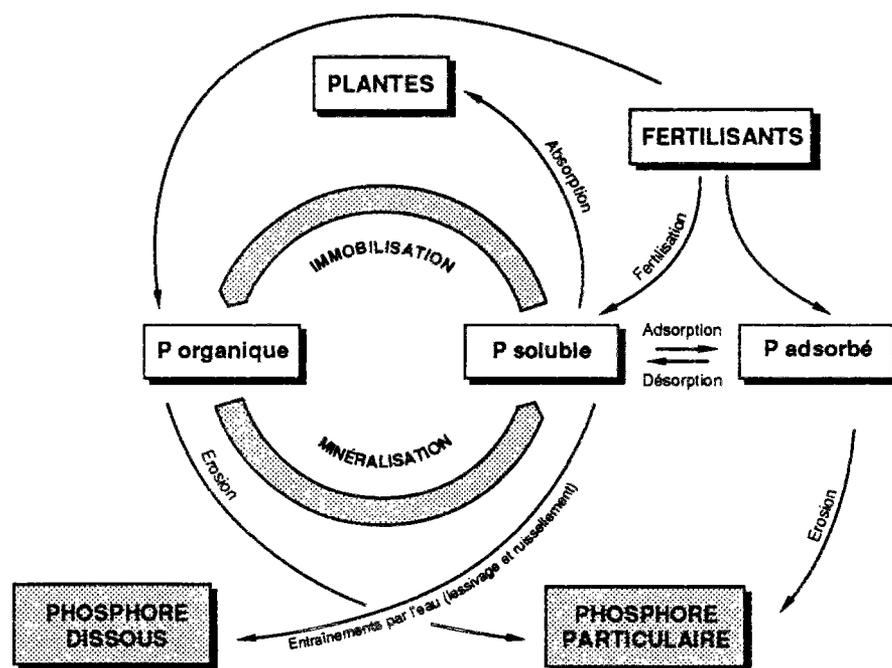


Figure 7.8 : Modèle phosphore ARM (Donigian et Crawford, 1976).

Modèle de Williams

Le modèle EPIC (Williams et al., 1984) a été développé pour simuler les relations entre l'érosion et la productivité du sol. Bien que n'ayant pas comme objectif principal l'évaluation des pertes en phosphore par voie hydrique, le modèle EPIC dispose d'un sous-modèle pour estimer les pertes en phosphore soluble entraîné par ruissellement. Par ailleurs, la modèle EPIC a servi de base pour le module qualité du modèle SWRRB (SWRRBWQ). La représentation du cycle du phosphore par le modèle EPIC est présentée dans la figure 7.9.

Les transformations biochimiques relatives au phosphore organique sont décrites par des cinétiques du premier ordre (ajustées en fonction de la température et l'humidité du sol). De plus, la minéralisation-immobilisation des résidus frais dépend également du rapport C/N et C/P des résidus.

Les engrais phosphorés deviennent immédiatement disponibles. Les transferts entre le phosphore dissous et le phosphore adsorbé et entre le phosphore adsorbé et le phosphore inactif suivent des cinétiques du premier ordre. Les transferts entre phase liquide et solide sont ajustés en fonction de la température et de l'humidité du sol.

Le phosphore inorganique du sol est divisé en trois pools : (1) phosphore labile, disponible pour l'absorption par les plantes, (2) phosphore actif, en équilibre avec le phosphore labile mais non-disponible pour les plantes et (3) phosphore inactif. Les définitions des trois pools sont opérationnelles et ne correspondent pas directement à des formes physiques ou chimiques du phosphore.

Le transport du phosphore par ruissellement résulte simplement d'un mélange parfait entre l'eau de la couche superficielle du sol (1 cm) et l'eau ruisselée. Le phosphore est supposé ne pas se déplacer verticalement dans le sol.

Le partage entre le phosphore labile dissous et le phosphore labile de la phase solide est réalisé selon une isotherme linéaire.

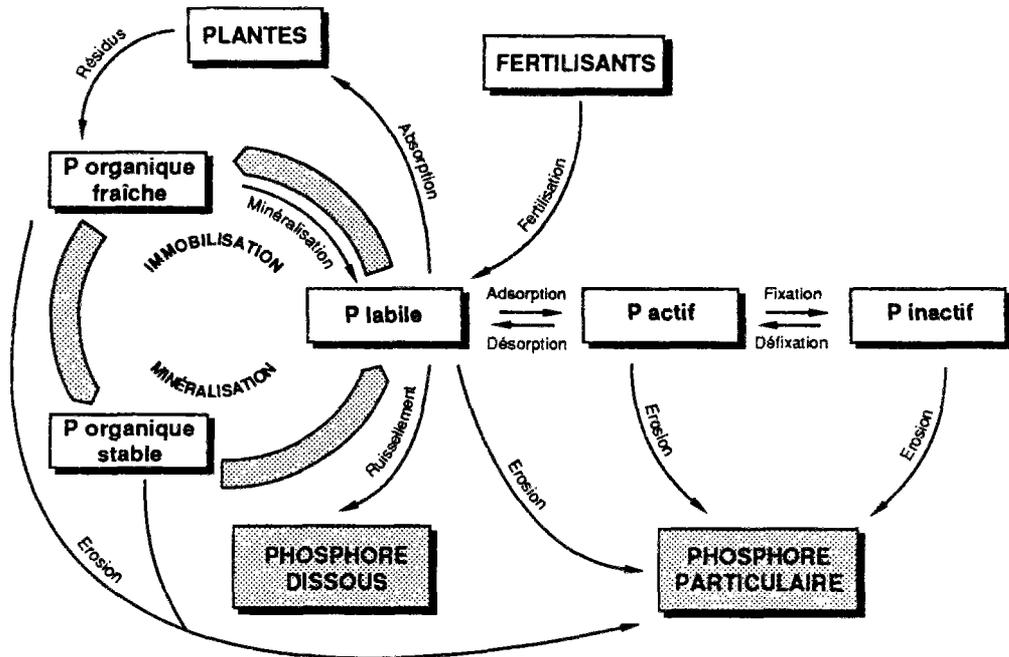


Figure 7.9 : Modèle phosphore EPIC (modifiée d'après Jones et al., 1983).

Modèle de Storm

Récemment, Storm et al. (1988) ont développé un sous-modèle pour estimer les pertes en phosphore dissous et particulaire dues à l'entraînement par ruissellement dans des bassins agricoles, devant être incorporé au modèle ANSWERS (Beasley et al., 1980). La représentation du cycle du phosphore est présentée dans la figure 7.10.

Les principales hypothèses du modèle, d'après les auteurs, sont : (1) les réactions de minéralisation-immobilisation sont des sources (ou des puits) négligeables du phosphore dissous, (2) le phosphore ne migre pas verticalement dans le sol, (3) le niveau du stock du phosphore désorbable reste constant durant une averse et (4) le processus de désorption du phosphore est contrôlé par la diffusion.

Une équation de désorption dépendant du temps est utilisée pour décrire le transfert du phosphore de la phase solide du sol vers l'eau ruisselée à la surface du sol (Sharpley et al., 1981) donnée par :

$$\frac{dP_d}{dt} = K P_o t^\alpha WS^\beta \quad (7.3)$$

où P_d est la quantité du phosphore désorbée ($\mu\text{g P/g sol}$), P_o est la quantité initiale de P désorbable ($\mu\text{g P/g sol}$), WS est le rapport entre l'eau et le sol (cm^3/g) et k , α et β sont des constantes empiriques.

Les fractions solubles et particulaires transportées par ruissellement sont supposées en équilibre selon une isotherme de Langmuir.

A notre connaissance, ce modèle a été appliqué seulement pour des simulations de pluies et n'a pas fait objet d'une validation sur des bassins versants.

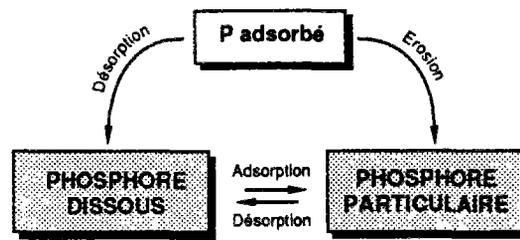


Figure 7.10 : Modèle phosphore de Storm et al. (1988).

7.4.2 - Absorption du phosphore par les plantes

Pour les approches de modélisation de l'absorption du phosphore par les plantes on peut se rapporter au chapitre précédent (paragraphe 6.4.4) car ils sont analogues à ceux de l'absorption de l'azote.

Dans le cas des modèles présentés dans le paragraphe ci-dessus nous trouvons soit des cinétiques du premier ordre (Frere et al., 1975 ; Donigian et Crawford, 1976) soit des courbes théoriques d'absorption potentielle réduite en fonction de l'humidité du sol (Williams et al., 1984). Pour plus de détails sur la dernière approche nous renvoyons au paragraphe 10.1.3.2.

7.4.3 - Modélisation du transport du phosphore dissous

La typologie des algorithmes représentant le transport du phosphore dissous peut être divisée en trois groupes. Le premier, correspondant aux modèles de Williams et al. (1984) et Storm et al. (1988), considère uniquement le transport du phosphore dissous seulement par ruissellement, négligeant toute perte par lessivage. Pour le premier modèle on suppose un mélange parfait entre la couche superficielle du sol (1 cm) et l'eau ruisselée. Pour le deuxième modèle on suppose que la désorption du phosphore de la couche superficielle du sol (1 à 37 mm) vers l'eau qui s'écoule à la surface du sol est conditionnée par la diffusion du phosphore selon l'expression mathématique empirique donnée dans l'équation 7.3.

La deuxième approche, correspondant au modèle ARM (Donigian et Crawford, 1976) consiste à procéder au transport du phosphore en même temps que le transport de l'eau, *i.e.*, les réservoirs de transferts de l'eau du modèle hydrologique servent également comme réservoirs pour le transfert du phosphore.

Le troisième type, correspondant au modèle ACTMO (Frere et al., 1975) et celui de Shah et al. (1975) regroupe les modèles intéressés par le transport vertical des phosphates et est donc plus attaché à l'étude des pertes en phosphore à l'échelle de la parcelle. Pour le modèle ACTMO nous renvoyons au paragraphe 6.4.3 pour la description de l'algorithme du transport vertical des phosphates. Pour ce qui concerne le modèle de Shah, le transport vertical du phosphore à travers le sol est simulé par l'équation de dispersion-convection d'un produit réactif en solution dans un milieu poreux (équation 6.5).

7.4.4 - Modélisation de la perte de phosphore particulaire

On distingue deux approches pour la simulation de la perte du phosphore particulaire transporté par les matières en suspension érodées.

La première, la plus répandue (*e.g.*, Hagin et Amberger, 1974 ; Donigian et Crawford, 1976 ; Frere et al., 1980 ; Williams et al., 1984) considère que le phosphore transporté en suspension est tout simplement le produit entre la quantité des sols érodés et la concentration en phosphore total des sols.

$$P_p = S C_s \quad (7.4)$$

où P_p est la perte en phosphore particulaire, S est la quantité des sols érodés et C , est la concentration en phosphore total des sols.

Afin de prendre en compte la sélectivité du processus érosif pour les fines particules plus chargées en phosphore, on introduit un coefficient d'enrichissement constant ou proportionnel à la quantité des sols érodés. L'expression la plus utilisée (Menzel, 1980) du coefficient d'enrichissement est :

$$ER = a S^b \quad (7.5)$$

où S est la quantité de sol érodé et a et b sont des coefficients. Si on multiplie ER dans l'équation 7.4 elle prend la forme générale de :

$$P_p = a S^b C, \quad (7.6)$$

La deuxième approche, correspondant au modèle ACTMO (Frere et al., 1975) et Storm et al. (1988), consiste à prendre en compte la sélectivité de l'érosion non par un coefficient d'enrichissement mais en calculant l'érosion des sols par classes de particules élémentaires (*i.e.*, argile, limon et sable) et en attribuant à chacune de ces classes une concentration spécifique en phosphore total.

Enfin, il nous semble intéressant de signaler la prise en compte par Storm et al. (1988) d'un équilibre entre le phosphore dissous et le phosphore particulaire, selon une isotherme de Langmuir, pendant la phase de transport entre le sol original et l'exutoire du bassin versant.

7.5 - CONCLUSION

La chimie du phosphore dans les sols, dans les sédiments et dans l'eau est très complexe et pas encore complètement connue. De plus, comme on l'a vu dans les chapitres précédents, les phénomènes mis en jeu dans le transport des différentes formes du phosphore à partir des versants jusqu'aux eaux superficielles sont très difficiles à décrire mathématiquement.

La fraction minérale du phosphore des sols est normalement divisée en trois compartiments : (1) **phosphore soluble**, correspondant au phosphore dissous dans l'eau du sol, (2) **phosphore labile**, correspondant au phosphore de la phase solide en équilibre direct avec la solution du sol et (3) **phosphore fixé**, correspondant au phosphore qui ne se trouve pas en équilibre direct avec le phosphore soluble. Un sol possédant 0,1% de phosphore total dans une couche labourée de 30 cm d'épaisseur et une densité apparente égale à 1,33 g/cm³ contient 4 t P/ha. Sur ces 4 tonnes, un tiers serait incorporé dans des composés organiques et deux tiers sous des formes minérales. De 15 à 30% du phosphore minéral soit 200 à 400 kg P/ha seraient sous des formes labiles et seulement quelques dix millièmes de celles-ci, soit moins de 1 kg P/ha, présents dans la solution du sol. Les flux moyens annuels d'absorption par les plantes, de minéralisation du phosphore organique et de lessivage par l'eau percolée seraient de l'ordre de 25-50 kg P/ha/an, 5-20 kg P/ha/an et 0,1-0,5 kg P/ha/an, respectivement.

Il est généralement admis dans la littérature que, dans des conditions normales, le phosphore soluble et le phosphore labile se trouvent en équilibre ; lorsque parfois cet équilibre est rompu par diminution de la concentration du phosphore dissous (*e.g.*, par lessivage ou absorption par les plantes), il se rétablit très rapidement. A long terme, on assiste à une réduction de la teneur en phosphore labile des sols, et par conséquent une diminution de la concentration en phosphore soluble, en raison d'une transformation lente du phosphore labile en phosphore fixé dans les minéraux cristallisés. Les mécanismes responsables de ces transformations sont encore très mal connus et les cinétiques des processus ont été déterminées seulement sous l'angle phénoménologique et non sous une optique mécaniste.

Toutes les tentatives pour corrélérer les paramètres des isothermes d'adsorption-désorption et des cinétiques d'absorption avec des caractéristiques physiques des sols ont échoué. Il semble que la présence de fer et d'aluminium "actifs" soit le facteur déterminant des mécanismes d'adsorption-désorption du phosphore dans les sols.

Bien que l'entraînement par l'eau du phosphore de la solution des sols cultivés soit assez faible en général, dans certaines conditions ces pertes peuvent devenir non négligeables, tout particulièrement dans les sols soumis à l'épandage des effluents riches en phosphore (*e.g.*, fumiers, lisiers, eaux usées, ...) et dans certains sols drainés. Dans

ce dernier cas, les pertes par les drains en phosphore particulaire lessivé peuvent également être importantes mais on ne dispose pas de données permettant de les quantifier.

D'autres difficultés majeures se greffent dans l'étude du transport du phosphore à l'échelle du bassin versant. Primo, les phénomènes de sédimentation du phosphore particulaire dans le lit des cours d'eau, son stockage et sa remise en suspension introduisent un "bruit" dans le signal provenant de l'érosion des versants. Secundo, les sources ponctuelles de pollution, notamment les eaux usées domestiques, interfèrent considérablement avec la réponse des sources diffuses d'origine agricole même sur les bassins considérés *a priori* comme d'occupation essentiellement agricole. Tertio, dans certaines conditions (*e.g.*, eau ruisselée très chargée en phosphore soluble) un état de non-équilibre entre la fraction dissoute et la fraction particulaire peut avoir lieu et altérer la dynamique du phosphore pendant son transport dans les eaux superficielles.

Il faut remarquer que les difficultés que nous avons analysées dans les trois chapitres précédents sont tout aussi valables pour la modélisation du phosphore. Nous nous contentons ici de rappeler les deux qui nous semblent déterminantes pour aboutir à une modélisation correcte du cycle du phosphore dans les bassins versants agricoles : (1) le défaut de réalisme physique des modèles hydrologiques et (2) la non-disponibilité de données appropriées à la validation des modèles.

La première difficulté est d'autant plus grave dans le cas de la modélisation du phosphore qu'elle se répercute non seulement sur le transport du phosphore dissous mais aussi sur l'estimation de l'érosion et donc sur le transport du phosphore particulaire. Par ailleurs, le manque de données adéquates et d'expérimentations sur le terrain fait que la totalité des modèles de simulation du cycle du phosphore présentés dans la littérature n'a pas été judicieusement validé.

Troisième Partie

**Les modèles mathématiques
conceptuels de simulation de la
pollution diffuse d'origine agricole**

8

MODELES CONCEPTUELS DE SIMULATION DE LA POLLUTION DIFFUSE D'ORIGINE AGRICOLE

8.1 - HISTORIQUE

Nous présentons dans ce paragraphe quelques événements historiques qui nous ont semblé importants dans le développement des modèles de simulation de la pollution diffuse d'origine agricole.

Avant d'entrer dans la description des modèles, il nous paraît intéressant d'analyser quelques éléments historiques qui sont à l'origine de la floraison de ces modèles, à partir du début des années 70, notamment aux USA.

L'adoption de la loi sur l'eau (Federal Water Pollution Control Act, 1972) aux USA a rendu nécessaire le développement d'outils d'évaluation de la pollution diffuse d'origine agricole (PDOA). En effet, les plans d'aménagement des eaux dont la réalisation est prévue par cette loi, doivent "identifier les sources diffuses de pollution provenant de l'agriculture et de la sylviculture" et "établir les procédures et méthodes de contrôle de ces sources". Cette nécessité d'instruments d'évaluation des PDOA a donc entraîné la prolifération des modèles.

Les amendements apportés à cette même loi en 1977 prévoyaient des crédits pour l'implantation de pratiques agricoles en vue du contrôle de la pollution. Cette opération est connue sous le nom de "Rural Clean Water Program". Le succès de ce programme dépendait de l'identification des meilleures pratiques agricoles en vue de réduire la pollution agricole.

En France, ce n'est qu'à la fin des années 70 que les problèmes de la PDOA ont commencé à être effectivement pris en compte, plus précisément en 1979, quand, à l'initiative des Ministères de l'Agriculture et de l'Environnement, a été créé un groupe de travail dirigé par le Professeur Hénin et dont le rôle était l'étude de l'impact des activités agricoles sur la qualité des eaux (les résultats des réflexions de ce groupe de travail ont fait l'objet du célèbre rapport "Agriculture et Qualité des Eaux" aussi connu comme "Rapport Hénin"). Auparavant, l'agriculture n'avait jamais été vraiment considérée en France comme une activité susceptible de causer des nuisances à l'environnement.

A notre avis, cette prise de conscience un peu tardive (par rapport aux USA) explique le nombre réduit d'expériences d'évaluation de la PDOA par des modèles en France. Les premières tentatives d'utilisation de modèles datent des années 80 et il faut souligner ici les travaux pionniers de Prat (1982) et Thiery (1983) sur la modélisation du transport des nitrates et plus récemment Geng (1988).

Toutefois, on assiste actuellement en France, outre la dégradation chronique de la qualité de l'eau sur certains paramètres pour lesquels l'agriculture est sérieusement mise en cause, à des problèmes aigus d'alimentation en eau. C'est le cas par exemple de la sécheresse, depuis plusieurs années, de la région Midi-Pyrénées ou l'excès de nitrates dans l'eau potable de diverses communes notamment l'hiver dernier en Bretagne. Ces événements à caractère exceptionnel ont fortement contribué, d'une part, à ce que l'eau fasse l'actualité de tous les médias et, d'autre part, à

une prise de conscience collective de la rareté de la ressource en eau. On ose aujourd'hui traiter les agriculteurs de pollueurs dans tous les médias et dans les plus hautes instances de notre pays. Ceci était politiquement impensable il y a quelques années. Ce tableau cohabite d'un côté avec une volonté de l'administration de l'environnement d'étendre le principe du pollueur-payeur à l'ensemble de la pollution par les nitrates, à partir du 1^{er} janvier 1992, début du sixième programme d'action quinquennal des agences de bassins et d'un autre côté avec les discussions de la nouvelle loi sur l'eau. Il nous semble donc que les conditions pour qu'une redevance "nitrates" pour les agriculteurs et les éleveurs voie le jour sont d'ores et déjà réunies et que ce principe fera peut être partie de la nouvelle loi sur l'eau. Le problème qui se pose donc d'emblée est comment faire payer l'agriculteur "pollueur" ? Sans entrer dans les problèmes de la mise en oeuvre technique d'un tel principe, applicable à un million d'agriculteurs et d'éleveurs travaillant sur près de trente millions d'hectares, il convient de rappeler que, quel que soit l'instrument de perception choisi, l'évaluation des impacts réels d'une telle politique sur la qualité de l'eau doit toujours rester une préoccupation des administrateurs et décideurs soucieux de l'équité et de l'efficacité des mesures prises.

Ainsi il ne sera pas étonnant de voir dorénavant les gestionnaires de l'eau (et pourquoi pas des organismes liés à la profession agricole) s'intéresser davantage aux méthodologies capables de mettre en relation pratique agricole et qualité de l'eau, dont les modèles mathématiques font partie. Si on fait un parallèle avec les USA, on se trouve aujourd'hui en France dans le contexte américain post-1972 (après le Federal Water Pollution Control Act).

Un autre point qu'il nous semble important de souligner est le fait que la plupart des modèles de simulation de la PDOA ont été développés dans des instituts de recherche ou dans des bureaux d'études sur la base d'un modèle hydrologique développé chez eux auparavant (e.g., EPA → SWM → HSPF ; USDA → SCS → CREAMS ; BRGM → GARDENIA → BICHE ; CIG → GIRARD → MORELN). Ces modèles hydrologiques existants n'ont pas nécessairement pour objectif de permettre le couplage avec la modélisation de la PDOA. Ce constat nous amène à poser la question suivante : est-ce que la meilleure façon de représenter le cycle de l'eau en vue de simuler le transport de polluants dans un bassin versant est pour chaque modélisateur son propre modèle hydrologique ? Il nous semble qu'une telle attitude n'est pas guidée par un souci de respect des principes que nous avons évoqués dans le chapitre 3 mais plutôt basée sur l'idée (scientifiquement douteuse) que la richesse des centres de recherche se mesure aux modèles dont ils disposent. Fiering (1976) critiquant la modélisation dans les ressources en eau va même jusqu'à dire : *"It seems clear that some models are pressed because professors are promoted and consultants are consulted in proportion to their generation of sophisticated, mathematically oriented models. This is too bad."*

8.2 - CARACTÉRISTIQUES DE MODELES CONCEPTUELS

Ce paragraphe présente les principales caractéristiques générales de modèles conceptuels utilisés dans la gestion de la pollution diffuse d'origine agricole. Ces modèles, en général, ont été développés avec deux buts majeurs. Le premier objectif est l'évaluation de l'impact des activités agricoles sur la qualité des eaux et le choix des pratiques agricoles à mettre en oeuvre pour réduire la pollution. On appellera les modèles de ce groupe des modèles de simulation (voir chapitre 3). Le deuxième objectif est l'analyse économique des implications des politiques de contrôle de la PDOA. On appellera les modèles de ce groupe des modèles de gestion (voir chapitre 3).

Les modèles de simulation ont été développés pour prévoir les pertes de sols, de fertilisants et de pesticides causées par l'écoulement de l'eau. Les principaux processus hydrologiques des transports des polluants sur un bassin versant ont été décrits dans le chapitre 4 et illustrés sur la figure 4.2.

L'écoulement subsuperficiel, la percolation et l'écoulement souterrain transportent principalement les substances dissoutes tandis que le ruissellement et l'écoulement en rivière peuvent transporter non seulement les polluants en solution mais aussi en suspension, adsorbés aux matières en suspension issues de l'érosion des sols. En réalité, les modèles de simulation représentent seulement une partie des voies de transport et très peu d'entre eux parviennent à décrire les processus hydrologiques complets.

On distingue deux classes de modèles de simulation selon leur capacité de prévoir la qualité des eaux superficielles ou la qualité des eaux souterraines. Or, si on se reporte à la figure 4.2 on s'aperçoit que pour prévoir correctement la qualité des eaux superficielles il faudra évaluer la contribution des eaux souterraines à l'écoulement de base. Cet apport, dans la plupart des modèles, est négligé comme on le vérifiera dans le courant de ce chapitre.

Comme nous l'avons précisé antérieurement, les modèles destinés à prévoir la qualité des eaux souterraines ne font pas partie du cadre de cette étude.

Les modèles de simulation des eaux superficielles peuvent être classifiés selon cinq caractéristiques générales :

- structure du modèle
- échelle
- éléments simulés
- pas de temps
- calibration

Les modèles de gestion ont été développés pour analyser les implications économiques des plans de contrôle de la PDOA. Ce type d'analyse se révèle très utile et même indispensable pour trouver un compromis entre la protection de l'environnement et la production agricole, une mauvaise prise en compte de ces deux facteurs pouvant conduire à des contrôles excessifs ou inadaptés.

Cependant, pour avoir des modèles de gestion efficaces, il faut tout d'abord être capable d'évaluer l'impact de l'agriculture et des différentes pratiques agricoles sur le milieu aquatique. Au fur et à mesure que les modèles de simulation deviendront plus fiables et capables d'évaluer l'effet de changements des pratiques culturales, les modèles de gestion pourront avoir des applications accrues.

Comme les modèles de gestion s'écartent de notre objectif nous renvoyons à Williams et Hann (1978), Haith (1982), Barnwell et Krenkel (1982) et Jenq *et al.* (1983) pour plus de détails.

8.2.1 - Structure des modèles

Selon leur valeur cognitive, les modèles de simulation des eaux superficielles peuvent être classifiés en deux groupes: les modèles empiriques et les modèles conceptuels.

Les modèles empiriques (ou fonction de charge) sont des modèles qui considèrent les phénomènes de transformations biochimiques dans le sol et de transport comme une "boite noire". Ils essayent par de simples relations empiriques, calées sur des séries historiques de données, d'établir une relation fonctionnelle entre les variables d'état à l'exutoire (*e.g.*, les concentrations) et des variables de forçage (*e.g.*, les pluies, les débits, la température, ...). L'intérêt de ces modèles se présente notamment dans les études préliminaires où on s'intéresse à une estimation grossière de l'ordre de grandeur des pertes de polluants. Les modèles empiriques les plus classiques sont ceux qui tentent de trouver une relation fonctionnelle entre les concentrations et les débits. Puisque ces modèles ne prévoient pas toujours bien les variations de la qualité des eaux superficielles et sont incapables d'évaluer l'impact des changements des pratiques agricoles sur la qualité des eaux (Haith, 1982 ; DeCoursey, 1985), ils ne répondent pas aux objectifs de cette étude. Cependant, plusieurs exemples de modèles de charge seront présentés au cours de ce rapport, notamment dans le chapitre 12.

Les modèles conceptuels s'attachent à reproduire par des équations les processus de transformations biochimiques et de transport de polluants sur un bassin versant. Ces équations sont, soit des dérivées partielles pour représenter le transport de l'eau et des polluants et des dérivées ordinaires pour les cinétiques des réactions, soit des équations algébriques.

8.2.2 - Echelle

Cette caractéristique concerne la capacité des modèles à représenter les hétérogénéités du climat, du relief, du sol, de la végétation et de l'occupation du sol d'un bassin versant. On distingue trois catégories de modèles selon cette caractéristique : les modèles globaux, les modèles "champ" distribués et les modèles "bassin versant" distribués.

Les modèles globaux considèrent le bassin versant ou une partie de celui-ci comme une seule unité, homogène sur toute sa surface. Ce type de modèle ne prend pas en compte les processus de transformation et de transport se produisant dans le lit des cours d'eau. Ainsi, ces modèles devraient être applicables à des bassins versants présentant une couverture végétale et des pratiques culturales uniformes et aussi une surface assez réduite pour permettre de négliger le transport et les transformations dans le cours d'eau. Donigian et Davis (1978) donnent comme limite supérieure d'applicabilité des modèles globaux, une surface de bassin de 5 km² mais Prat (1982) considère que cette superficie maximale peut être étendue à 500 km².

Les modèles "champ" distribués ont été développés pour représenter la perte des polluants sur des surfaces à l'échelle d'un champ agricole. Ces modèles, comme les modèles globaux, sont applicables à des champs ayant un seul type d'occupation, un sol homogène, une distribution spatiale de la pluie uniforme et un seul type de pratique culturale. Cependant, ces modèles diffèrent des modèles globaux car ils décrivent plus finement la topographie du champ. Cette propriété a été introduite notamment pour prendre en compte les phénomènes de sédimentation et d'érosion dans les fossés, thalwegs et canaux. Le "Soil Conservation Service" (USDA, 1984) considère comme limite supérieure à l'application de ce type de modèle, des champs d'une superficie de 40 ha.

Les modèles distribués divisent le bassin versant en plusieurs unités homogènes de caractéristiques uniformes et chaque sous-bassin est donc simulé par un modèle global. Une fonction de transfert de l'eau, des sédiments et des polluants dissous assure la propagation de la réponse de chaque sous-bassin au long du réseau hydrographique jusqu'à l'exutoire du bassin versant. Ces modèles théoriquement ne présentent pas de limites quant à la taille du bassin versant. Néanmoins une limitation pratique apparaît pour de grands bassins : il s'agit de la multiplication du nombre de paramètres du modèle et de l'impossibilité de les évaluer en raison soit du coût prohibitif soit de l'inexistence de séries historiques de données. Le "record" actuel d'application d'un modèle de simulation distribué pour évaluer la PDOA serait le bassin de la rivière Iowa aux USA d'une surface de 7 240 km² (9 sous-bassins et 13 biefs de rivière).

8.2.3 - Eléments simulés

On peut distinguer aussi les modèles de simulation soit par les polluants représentés soit par la distribution hydrologique de ces pertes.

Les polluants simulés peuvent être les matières en suspension, l'azote (soluble et particulaire), le phosphore (soluble et particulaire), les pesticides (soluble et particulaire) et les sels solubles comme par exemple les chlorures. La plupart des modèles ne représente pas bien sûr le totalité des polluants.

Quant à la distribution hydrologique, les modèles représentent généralement les pertes par ruissellement, par écoulement subsuperficiel, par percolation et par l'écoulement souterrain.

8.2.4 - Pas de temps

Le pas de temps est une caractéristique importante pour les utilisateurs de modèles car il est un indicateur du temps de calcul et des données des variables de forçage (e.g., climatologiques) nécessaires.

On trouve ici deux groupes de modèles. Le premier groupe travaille en général avec des équations algébriques et fournit des résultats moyens sur une journée. Il est clair que ces modèles peuvent intégrer les résultats pour les présenter sur un pas de temps mensuel, annuel ou même pluriannuel mais toujours en partant de calculs sur la journée. Le deuxième groupe, travaillant habituellement avec des équations différentielles, utilise un pas de temps qui peut aller selon les sous-modèles, de 5 minutes à 2 heures.

8.2.5 - Calibration

La calibration d'un modèle est l'opération réalisée par l'utilisateur pour estimer les paramètres qui ne sont pas quantifiables à partir des informations sur les caractéristiques physiques du système ou des mesures sur le terrain. Pour plus de détails sur les procédures de calibration, nous renvoyons au chapitre 3.

La plupart des modèles conceptuels doivent être calés et on doit donc disposer de données sur les phénomènes que les modèles sont censés décrire sur le site spécifique d'application (champ ou bassin versant). Par conséquent, ces modèles ne peuvent pas être appliqués à des sites qui n'ont pas de réseau de mesures.

A partir de la fin des années 70, le souci d'avoir des outils généralisables et l'expérience des années précédentes a provoqué le développement de modèles indépendants de calibration. Les paramètres n'ont pas besoin, *en théorie*, de séries chronologiques de données pour être déterminés.

8.3 - MODELES CONCEPTUELS DE SIMULATION DE LA PDOA

Nous allons maintenant décrire les caractéristiques des principaux modèles conceptuels de simulation de la PDOA présentés dans la littérature (1975-1989). Nous rappelons que dans le cadre de cette étude nous ne nous intéressons qu'aux modèles continus, c'est-à-dire, ceux qui sont capables de simuler de longues séries d'années et pas seulement une seule averse. Par conséquent, les modèles discontinus tels que WASCH (Bruce et al., 1975) et ANSWERS (Beasley et al., 1980) ne seront pas ici analysés.

8.3.1 - ACTMO : agricultural chemical transport model

Le modèle ACTMO, un des premiers modèles de simulation conceptuels, a été développé par le "Agricultural Research Service" du "U.S. Department of Agriculture" (Frere et al., 1975). Son objectif principal était de prévoir la concentration d'une substance chimique dissoute ou particulaire (e.g., azote, phosphore, pesticide, ...) à l'exutoire d'un bassin versant et aussi de prévoir la localisation et la concentration de la substance lessivée, dans la zone non saturée du bassin. Le modèle est constitué de trois sous-modèles : hydrologie, érosion et chimie.

Pour représenter spatialement le bassin versant le modèle le divise en zones, en tubes, en compartiments et en couches. La figure 8.1 représente la discrétisation spatiale réalisée par ACTMO. Cette discrétisation spatiale ne lui permet pas d'être applicable à de grands bassins. En effet, la taille du bassin est limitée par l'hypothèse de distribution uniforme de la pluie et la non-prise en compte des phénomènes dans le canal.

Le modèle hydrologique utilisé est le USDAHL-74 (Holtan et al., 1975). L'unité de base du modèle hydrologique est la zone. Celle-ci est constituée par un groupe de champs qui ont la même culture ou le même type de sol ou les mêmes caractéristiques physiques. Le modèle calcule pour chaque zone le ruissellement, l'infiltration, l'évapotranspiration, l'évaporation du sol, l'écoulement subsuperficiel, la percolation et l'écoulement souterrain. Il calcule aussi l'humidité du sol dans chaque couche du sol par un bilan de l'infiltration, l'évaporation et la percolation vers les couches inférieures.

L'évapotranspiration est calculée à partir du stade de la culture, de l'humidité du sol et des données d'évaporation sur bac. L'infiltration pour chaque zone est calculée par l'équation modifiée de Holtan (1961). L'équation de Manning et l'équation de la continuité sont utilisées pour propager le ruissellement sur les zones. L'écoulement dans le canal et l'écoulement subsuperficiel sont routés (propagés) par la solution simultanée de l'équation de la continuité et d'une loi de vidange. L'écoulement souterrain est calculé par l'équation de Darcy.

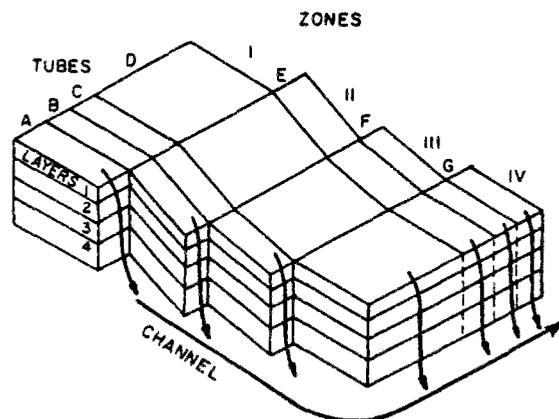


Figure 8.1 : Discrétisation tridimensionnelle d'un bassin versant par le modèle ACTMO (d'après Frere et al., 1975).

Le modèle érosion prévoit la perte des sols par une version de l'équation universelle de perte des sols, USLE (Onstad et Foster, 1975). Il prend en compte l'érosion inter-rigoles et en rigoles et il calcule aussi la distribution de la taille des particules érodées par des fonctions empiriques. L'unité de base du modèle érosion est le compartiment. Le modèle admet également que tous les sédiments qui arrivent au canal atteignent l'exutoire du bassin (i.e., pas d'érosion ni de sédimentation dans le cours d'eau).

Le modèle chimique décrit le transport d'une substance chimique sur le bassin versant, à partir d'une seule application sur le sol. Il simule le processus d'adsorption-désorption entre les phases solide et liquide du sol par une isotherme linéaire et il suppose que le phénomène est instantané. Les autres processus pris en compte par le modèle chimique sont la dégradation (la fonction dégradation correspond à toutes les pertes de la substance vers l'extérieur du système sol-eau comme par exemple l'absorption par les plantes et la volatilisation, et aux dégradations biochimiques de la substance) par une cinétique du premier ordre et le transport (lessivage, ruissellement et érosion).

Une option du modèle permet de simuler le mouvement et les transformations de l'azote. L'azote organique est minéralisé en NH_4 et ultérieurement en NO_3 selon une cinétique du premier ordre. Le taux de minéralisation dépend de la température et de l'humidité du sol. L'absorption des nitrates par les plantes est principalement fonction de l'évapotranspiration. Elle dépend également du stock de nitrates disponible ainsi que de l'humidité du sol.

Les variables de forçage utilisées par le modèle sont la pluie horaire, la température moyenne hebdomadaire et l'évaporation sur bac moyenne hebdomadaire. Il faut aussi des données sur l'occupation du sol et sur le mode d'application de la substance.

Le modèle hydrologique requiert environ 80 paramètres pour décrire l'écoulement de l'eau sur un bassin divisé en trois zones. La plupart de ces paramètres est obtenue à partir de cartes géographiques, de cartes de cultures, et d'analyses de sols. Néanmoins, 9 paramètres nommés coefficients de stockage du canal et des zones sont déterminés à partir de la courbe de décrue d'un hydrogramme. Le modèle érosion requiert 7 paramètres supplémentaires et le modèle chimique 10 paramètres (pour une substance). Tous ces paramètres peuvent être déterminés comme indiqué ci-dessus mais aussi à partir des caractéristiques de la substance et de données de la littérature.

Des tests réalisés avec le modèle hydrologique sur quatre bassins aux USA ont donné de bons résultats après calibration des paramètres. Par contre, des utilisations du modèle (aux USA) pour prévoir le débit de bassins non jaugés ont surestimé les valeurs du débit moyen mensuel et annuel (Frere, 1978). Le modèle érosion et le modèle chimique ont été très peu appliqués, ce qui nous empêche de donner un avis critique sur leurs capacités. Toutefois nous pouvons émettre quelques hypothèses pour expliquer le nombre très réduit d'applications du modèle ACTMO. Tout d'abord, il s'agit d'un modèle qui travaille avec des données de pluie à pas de temps horaire et le nombre de sites où l'on dispose de ce type de données est beaucoup plus réduit que le nombre de sites avec des données de pluies journalières. Un deuxième aspect qu'il faut souligner est que la discrétisation du bassin avait comme but majeur de pouvoir suivre le déplacement des polluants selon deux directions. Or, cette sophistication, qui entraînait un nombre de paramètres très important, se trouve en réalité pratiquement impossible à vérifier. On n'est pas encore au stade d'avoir un suivi de qualité de l'eau à plusieurs profondeurs du sol et en plusieurs points du bassin versant.

8.3.2 - SPNM : sediment-phosphorus-nitrogen model

Le modèle SPNM a été développé par le "Texas Water Resources Institute" de l'Université du Texas en collaboration avec le "U.S. Department of Agriculture" pour simuler les contributions de l'agriculture à la pollution de l'eau (Williams et Hann, 1978). Son objectif est de prévoir les pertes de sols, d'azote et de phosphore pour des grands bassins versants (< 2500 km²). Le modèle peut être schématisé comme un ensemble de quatre sous-modèles : hydrologie, érosion, phosphore et azote.

Le bassin versant doit être divisé en sous-bassins ayant des caractéristiques relativement homogènes. Le réseau hydrographique est aussi divisé en biefs de caractéristiques hydrauliques uniformes. Il s'agit donc d'un système classique de discrétisation spatiale du bassin versant. L'écoulement superficiel et les pertes de sols et de nutriments sont calculés pour chaque sous-bassin en les considérant comme ayant une réponse homogène aussi bien pour l'hydrologie que pour la qualité de l'eau. Ensuite, la réponse de chaque sous-bassin est propagée le long du réseau hydrographique pour obtenir la réponse du bassin entier.

Le modèle hydrologique utilisé pour calculer le ruissellement est le SCSCN (soil conservation service curve number) modifié par Williams et Laseur (1976) pour prendre en compte une variation continue des "curves number" et non plus trois valeurs comme dans le modèle SCSCN traditionnel. Le débit de pointe et l'écoulement subsuperficiel sont calculés par la méthode HYMO (Williams et Hann, 1973). Pour diminuer le temps de calcul, le débit de pointe de chaque sous-bassin est calculé par cette méthode seulement pour quelques averses. Ces débits ainsi calculés sont corrélés avec le volume ruisselé journalier pour trouver une relation entre ces deux grandeurs. Les hydrogrammes des sous-bassins sont déterminés par la méthode de l'hydrogramme élémentaire. La propagation des hydrogrammes utilise la méthode du temps de parcours variable (Williams, 1975a).

Le modèle érosion utilise l'équation universelle de perte des sols (USLE) modifiée par Williams (1975b) pour prévoir la perte des sols due à une averse (voir chapitre 5). Il prévoit aussi la distribution de taille des particules à

l'exutoire de chaque sous-bassin par une fonction empirique dépendante de la texture du sol. Le routage (propagation) des sédiments est effectué par le modèle de Williams (1975c). Il suppose que la sédimentation dépend de la vitesse de chute des particules, du temps de transfert entre l'exutoire du sous-bassin et celui du bassin, et de la quantité des matières en suspension. Pour chaque bief, il considère l'érosion du lit mineur et du lit majeur ainsi que la sédimentation.

Le modèle de calcul du flux de phosphore à l'exutoire de chaque sous-bassin est basé sur le modèle de charge de Mc Elroy et *al.* (1976). Le flux est donc fonction de la perte de sol (calculée par le modèle érosion), de la concentration en phosphore du sol et du taux d'enrichissement pour le phosphore (voir chapitre 7). La concentration journalière en phosphore du sol est déterminée par un bilan de masse qui prend en compte la concentration au début de la période de simulation, la fertilisation, l'absorption par les plantes et le phosphore érodé. Le coefficient d'enrichissement est calculé à partir de données sur la texture du sol. Le modèle SPNM calcule seulement le transport du phosphore particulaire. Le phosphore est routé le long du réseau hydrographique en couplant le modèle de charge avec le modèle de transport des sédiments.

Le modèle azote simule le transport des nitrates et de l'azote particulaire. Le calcul de l'azote particulaire a la même structure que celui du phosphore. Pour calculer la concentration en azote du sol, le bilan de masse prend en compte l'immobilisation, la minéralisation, la dénitrification, le lessivage, la fertilisation, l'absorption par les plantes, les pertes par ruissellement et les apports par la pluie. La concentration en nitrates de l'eau de ruissellement est estimée en supposant un mélange complet entre l'eau de pluie et l'eau des 25 premiers centimètres du sol. Le modèle calcule encore la fraction de nitrates transportée par l'écoulement subsuperficiel.

Dans le réseau hydrographique, on considère que les nitrates se comportent comme une substance conservative.

Les variables de forçage utilisées par le modèle sont la pluie journalière, la température moyenne mensuelle et un indice climatique mensuel qui caractérise l'évapotranspiration potentielle. Le calcul du ruissellement nécessite le calage d'un paramètre : le coefficient d'épuisement de l'humidité du sol. Cependant, Williams et Hann (1978) signalent de meilleurs résultats avec le calage aussi des "curves number" (CN). Il faut donc que le bassin soit jaugé pour utiliser le modèle SPNM.

Les paramètres du modèle érosion sont ceux de l'équation universelle de perte des sols et peuvent être obtenus dans les tables de Wischmeier (Wischmeier et Smith, 1978).

Les auteurs du modèle signalent qu'une calibration des constantes de minéralisation, d'immobilisation et de dénitrification peut éventuellement améliorer les résultats du modèle azote. Ni le modèle azote ni le modèle phosphore n'ont fait objet d'une validation.

Les modèles du routage de l'eau, des sédiments, de l'azote et du phosphore sont théoriquement indépendants de la calibration.

Le seul test réalisé a bien estimé le débit, la perte de sol annuelle et la distribution de tailles des particules érodées à l'exutoire d'un bassin de 101 km² discrétisé en 22 sous-bassins au Texas (Williams et Hann, 1978). Nous n'avons trouvé qu'un seul exemple d'utilisation du modèle SPNM dans la littérature.

Un modèle de gestion utilisant la programmation linéaire a été couplé avec le modèle de simulation pour évaluer des alternatives de changements des pratiques agricoles.

8.3.3 - ARM : agricultural runoff management model

Le modèle ARM a été développé par le "U.S. Environmental Protection Agency" pour estimer le mouvement et la dégradation des polluants (sédiments, azote, phosphore et pesticides) dans des petits bassins ruraux (Donigian et Crawford, 1976 ; Donigian et *al.*, 1977). Le modèle peut être schématisé comme un ensemble de quatre sous-modèles : hydrologie, érosion, nutriments et pesticides.

Pour représenter spatialement le bassin versant, le modèle peut diviser la surface du bassin en cinq types d'occupation du sol. Puisque le modèle n'a pas de fonction de transfert dans le réseau hydrographique, il fait l'hypothèse qu'en moyenne les contributions en eau de chaque type d'occupation du sol mettent le même temps pour atteindre l'exutoire. Par ailleurs, pour simuler les processus de transport vertical, le profil du sol est divisé en quatre zones : zone superficielle, zone supérieure, zone inférieure et zone souterraine. Comme il s'agit d'un modèle global les auteurs préconisent son utilisation pour des bassins d'au maximum 5 km².

Le modèle hydrologique utilisé est une version du Stanford Watershed Model - SWM (Crawford et Linsley, 1966). Il prévoit le ruissellement, l'écoulement subsuperficiel, l'écoulement souterrain et l'humidité du sol en représentant les processus d'interception, d'infiltration, de percolation, d'évapotranspiration, d'accumulation et de fonte des neiges.

Le modèle érosion simule la perte des sols en considérant les processus de détachement par les gouttes de pluie et par le ruissellement. Il ne considère pas la sédimentation et la distribution de taille des particules de sédiments est supposée égale à celle du sol original. Les paramètres d'entrée permettent à l'utilisateur de prendre en compte les variations saisonnières de la couverture végétale et l'impact de certaines pratiques agricoles. Les algorithmes du modèle sont dérivés du modèle de Negev (1967).

Le modèle nutriments simule la perte d'azote et de phosphore sous forme dissoute et particulaire par ruissellement et par lessivage. Il décrit aussi les transformations biochimiques des nutriments dans le sol.

Les processus pris en compte dans le sol sont l'immobilisation, la minéralisation, la nitrification, la dénitrification, l'absorption par les plantes et l'adsorption-désorption. Le modèle considère les cinétiques de réaction comme étant du premier ordre. La conception du modèle azote est basée sur les travaux de Mehran et Tanji (1974) et de Hagin et Amberger (1974).

Le modèle pesticide simule la perte de ces produits sous forme dissoute et particulaire par ruissellement et par lessivage et les transformations biochimiques dans le sol. Les processus considérés dans le sol sont l'adsorption-désorption et la perte par volatilisation, biodégradation ainsi que d'autres mécanismes d'atténuation. La figure 8.2 illustre le mouvement des nutriments et des pesticides dans le modèle ARM.

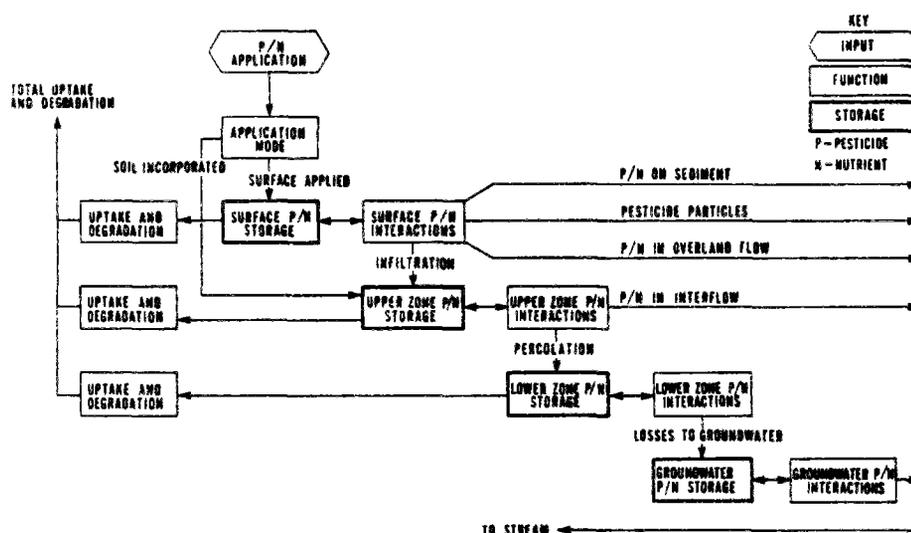


Figure 8.2 : Schéma des voies de transport dans le modèle ARM (d'après Donigan et Davis, 1978).

Les variables de forçage du modèle ARM sont les précipitations (de préférence avec un pas de temps de 5 ou 15 minutes), l'évaporation potentielle journalière, la température de l'air journalière maximale et minimale, la vitesse du vent, la radiation solaire et la température journalière au point de rosée.

Pour appliquer le modèle ARM l'utilisateur doit évaluer 16 paramètres pour le modèle hydrologique, 18 paramètres pour le modèle neige, 7 paramètres pour le modèle nutriments et 9 paramètres pour le modèle pesticide.

Le calage du modèle hydrologique (7 paramètres sans la neige) nécessite une série de débits moyens journaliers et quelques hydrogrammes représentatifs. L'humidité du sol, les précipitations sous forme de neige et l'épaisseur de la couche de neige sont des données qui peuvent être très utiles pour caler le modèle hydrologique (avec prise en compte de la neige).

Comme le modèle hydrologique, les modèles de qualité de l'eau ont besoin de séries de flux de polluants journaliers et de quelques pollutogrammes représentatifs pour la calibration.

Le modèle ARM simule la température du sol et les concentrations en pesticides et nutriments dans le profil du sol. Par conséquent, des données de température moyenne journalière du sol à plusieurs profondeurs sont nécessaires pour évaluer les coefficients de régression de la température du sol. Également, les concentrations de pesticides et nutriments dans le sol pour les formes spécifiques simulées doivent être connues pour ajuster les taux de dégradation des pesticides, les taux de transformation des nutriments et les facteurs de lessivage.

Comme ce type de données est rarement disponible, des informations analogues provenant de bassins versants ayant des conditions climatiques, pédologiques et hydrologiques similaires peuvent être utilisées pour estimer la plage de ces valeurs pour le bassin étudié.

Le modèle ARM complet a été appliqué à deux petits bassins expérimentaux aux USA (Donigian *et al.*, 1977). Dans les deux tests, il a donné des bons résultats pour la simulation du débit et d'assez bons résultats pour la perte des sols. En ce qui concerne les nutriments à l'exutoire, la différence entre les valeurs mesurées et observées sur une période de 17 mois varie entre 23% pour l'azote ammoniacal particulaire et 190% pour les nitrates. Pour les pesticides (atrazine et paraquat) le modèle a mieux simulé la fraction particulaire mais les résultats restent encore assez médiocres. D'ailleurs les résultats du modèle nutriments pour les formes particulières étaient également performants.

Lorber et Mulkey (1982) ont utilisé le modèle ARM pour estimer la perte de toxaphène dans un bassin de 15,6 ha aux USA, pendant une année. Ils ont obtenu des bons résultats pour la simulation du débit mensuel (coef. de corrélation de 0,98) et la perte des sols mensuelle (coef. de corrélation de 0,94). La perte de toxaphène mensuelle totale a été moins bien simulée avec un coefficient de corrélation de 0,61. Néanmoins la différence entre les pertes simulées et observées sur toute la période testée est restée inférieure à 10%.

La plupart des algorithmes du modèle ARM sont repris dans le modèle HSPF sur lequel nous reviendrons plus loin dans ce chapitre et plus en détails dans le chapitre 11.

8.3.4 - CNS : Cornell nutrient simulation model

Le modèle CNS a été développé à l'Université Cornell aux USA pour prévoir les pertes mensuelles des sols, d'azote dissous et particulaire et de phosphore dissous et particulaire dans des petits bassins ruraux (Haith et Loehr, 1979 ; Tubbs et Haith, 1981). Il consiste en trois sous-modèles : hydrologie, érosion et nutriments. En effet, le modèle CNS peut être classé plutôt comme un modèle empirique que comme un modèle conceptuel car les variables de sortie du modèle sont reliées directement avec les variables de forçage.

Le modèle est applicable à des bassins bien drainés et il les considère comme étant complètement homogènes. Il ne prend pas en compte les phénomènes survenant dans le réseau hydrographique. Ces hypothèses limitent son champ d'application à des bassins d'une superficie maximale de 5 km².

La fonction de production du modèle est l'équation SCSCN (soil conservation service curve number) modifiée pour permettre le choix des "curves number" par une fonction continue de l'humidité du sol. La percolation est calculée simplement comme étant l'excès d'eau au-dessus de la capacité au champ. Le débit de pointe est évalué en faisant l'hypothèse d'un hydrogramme trapézoïdal. Le modèle calcule encore pour chaque pas de temps (jour) l'évaporation directe du sol et la transpiration (en fonction de la température de l'air et de la durée d'ensoleillement), et l'humidité du sol.

L'équation universelle de perte des sols (USLE) modifiée par Williams (1975b) est utilisée pour prévoir la perte journalière de sédiments à l'exutoire du bassin versant.

Le modèle nutriments réalise un bilan de masse mensuel pour l'azote organique, l'azote inorganique et le phosphore dans le sol. Il considère que l'azote dissous entraîné par le ruissellement et par lessivage se trouve sous forme inorganique et qu'il se transforme rapidement en nitrate. L'azote particulaire associé à l'érosion des sols se trouve sous la forme organique. Les processus de transformation de l'azote dans le sol pris en compte par le modèle CNS sont seulement la minéralisation de l'azote organique et l'absorption par les plantes. Cependant, il considère que 25% des engrais appliqués sont perdus pour prendre en compte les pertes par dénitrification, volatilisation et fixation de l'azote ammoniacal.

Le phosphore du sol est divisé en phosphore disponible (orthophosphate) et phosphore fixé. Le phosphore disponible est divisé en phosphore dissous et phosphore adsorbé. L'équilibre entre ces deux constituants est déterminé par une isotherme linéaire qui est fonction de la teneur en argile et du pH du sol. Dans le calcul des pertes d'azote et

de phosphore, seulement l'azote inorganique et le phosphore disponible dissous dans le premier centimètre du sol sont considérés comme susceptibles d'être entraînés par le ruissellement. Cette hypothèse est faite car le modèle hydrologique ne distingue pas dans l'écoulement superficiel, entre le ruissellement et l'écoulement subsuperficiel. Dans les situations où le ruissellement est prépondérant par rapport à l'écoulement subsuperficiel cette hypothèse peut nous amener à surestimer les pertes en nutriments dissous.

Les variables de forçage utilisées par le modèle sont la pluie journalière, la durée des averses, la température moyenne journalière et la durée d'ensoleillement journalière.

Les auteurs considèrent le modèle CNS totalement déterministe, c'est-à-dire que tous les 30 paramètres sont déterminés à partir des informations sur les caractéristiques physiques du bassin versant et les données agronomiques. Par conséquent, il ne nécessite pas de calibration.

Le modèle CNS a été testé aux USA sur deux petits bassins et sur six parcelles drainées qui recevaient des fertilisants sous forme de fumier.

Les résultats obtenus sur les deux petits bassins pour une période d'environ 18 mois ont montré une assez bonne corrélation entre les valeurs observées et simulées de l'écoulement superficiel et la perte de sédiments. Quant à la qualité de l'eau la différence entre les valeurs observées et simulées a varié entre 13 et 75% sur toute la période étudiée.

Pour les six parcelles, la précision pour l'écoulement superficiel a été la même que pour les bassins. Par contre, les résultats sur l'azote et le phosphore dissous (la fraction particulaire n'a pas été mesurée) ont été moins bons. Cette mauvaise performance a été attribuée à une insensibilité du modèle à décrire le comportement des fumures.

8.3.5 - CPM : Cornell pesticide model

Le modèle CPM a été développé à l'Université Cornell aux USA pour prévoir la perte journalière en pesticides dissous et particuliers dans de petits bassins ruraux (Haith et Loehr, 1979 ; Haith, 1980). Il consiste en quatre sous-modèles : température, hydrologie, érosion et pesticide.

Les considérations faites pour le modèle CNS sur la taille des bassins sont également valables pour le modèle CPM .

Le modèle température prévoit la température du sol à 10 cm de profondeur par une équation de régression entre la température moyenne de l'air des 20 jours précédents (ajustée quant il y a de la neige sur le sol) et la température du sol (pendant la période où on dispose de données).

Le modèle hydrologique suppose que les sols sont profonds, bien drainés et que l'eau du sol percole par gravité quant l'humidité du sol dépasse la capacité au champ. Pour les sols peu profonds ou quand la nappe est très proche de la surface, l'écoulement de l'eau est supposé latéral.

L'évapotranspiration potentielle est estimée à partir des données d'évaporation sur bac ou par une fonction sinusoïdale. L'évapotranspiration réelle est calculée comme une fonction de l'humidité du sol.

La fonction de production du modèle hydrologique a trois options pour calculer le ruissellement. La première option utilise le SCSCN comme le modèle CNS. La deuxième option utilise l'équation de Green et Ampt (1911). Cette méthode nécessite des données d'intensité des pluies. Finalement pour les sols peu profonds, une méthode simple est employée. Celle-ci considère que le ruissellement a lieu seulement quand le sol se trouve complètement saturé. Quand le sol est gelé, le sous-modèle infiltration du modèle USDAHL-74 (Holtan *et al.*, 1975) est utilisé avec une modification pour être applicable avec l'équation du SCS. Le débit de pointe est calculé par la méthode décrite dans le modèle CNS.

Le modèle érosion est aussi le même que dans le modèle CNS.

Le modèle pesticide est divisé en trois parties. La première partie prévoit la perte des pesticides par ruissellement. Elle part de l'hypothèse que les concentrations en pesticide de l'eau de percolation, de l'eau ruisselée et de l'eau du sol sont égales dans une couche de 1 cm à la superficie du sol. Les pesticides au-dessous de cette couche ne sont pas disponibles pour le ruissellement.

La deuxième partie du modèle simule le déplacement vertical des pesticides dans le sol. Il s'agit d'un modèle très simple proposé entre autres par Gardner (1965) et Rao *et al.* (1976) qui ne prend pas en compte la diffusion.

La troisième partie calcule la disparition des pesticides par volatilisation et dégradation entre deux averses. Elle utilise une fonction exponentielle pour décrire cette disparition au cours du temps. Le modèle possède un module statistique pour résumer les résultats obtenus.

Les variables de forçage utilisées par le modèle sont la pluie journalière, la température moyenne journalière de l'air, la température moyenne journalière du sol (il n'y a pas besoin sur toute la période) et la durée des averses. Si on veut appliquer la deuxième option du modèle hydrologique il nous faut les intensités des pluies.

Comme le modèle CNS, le CPM a été développé pour être indépendant de la calibration. Ses 23 paramètres sont donc en théorie déterminés à partir des informations sur les caractéristiques physiques du bassin versant, les données agronomiques et les propriétés des pesticides publiées dans la littérature.

Le modèle a été testé par les auteurs sur deux petits bassins aux USA pendant une période de trois ans (option SCSCN pour le modèle hydrologique). Le ruissellement est sous-estimé pour les deux bassins avec une différence entre les valeurs observées et simulées sur toute la période de l'ordre de 40%. Les résultats pour la perte des sols suivent la même tendance que pour le ruissellement. Quant aux résultats de perte de pesticide (atrazine) le modèle estime mieux la phase dissoute que la phase particulaire. La différence entre les valeurs observées et simulées pour la perte de pesticide total (dissous plus particulaire) sur toute la période simulée est de 12% pour un bassin et de 41% pour l'autre. Les coefficients de corrélation entre les pertes de pesticide (total, dissous et particulaire) observées et simulées pour les plus importants débits sont supérieurs à 0,90.

Lorber et Mulkey (1982) utilisant le modèle CPM pour prévoir la perte de toxaphène sur un petit bassin versant durant une année ont eu 0,1% comme différence entre les valeurs observées et simulées sur toute la période. Le coefficient de corrélation pour les valeurs mensuelles est de 0,62. Néanmoins ces résultats ont été obtenus après calage du modèle.

8.3.6 - CREAMS : chemicals, runoff, and erosion from agricultural management systems

Le modèle CREAMS a été développé par le "U.S. Department of Agriculture". Son objectif est de prévoir l'impact de changements des pratiques culturales sur la perte de sols, d'azote, de phosphore et de pesticides, dissous et particulaires, à l'échelle du champ (Knisel, 1980 ; USDA, 1984). Il est constitué de trois sous-modèles : hydrologie, érosion et chimie.

Dans les modèles hydrologie et chimie, le bassin est considéré comme homogène avec un seul type de culture, de sol, de pratique agricole. La pluviométrie est également considérée homogène sur tout le bassin. Toutefois, le modèle érosion prend en compte les différences de topographie, de type de culture, de pratiques agricoles et d'état de la surface du sol, à travers une discrétisation spatiale illustrée par la figure 8.3.

Le modèle hydrologique calcule le ruissellement, le débit de pointe, l'infiltration, l'évapotranspiration, l'humidité du sol et la percolation avec un pas de temps journalier. Pour cela il offre deux options de calcul. La première utilise le modèle SCSCN pour estimer le ruissellement et l'infiltration est calculée par différence. Cette option est employée quand on dispose seulement des données de pluie journalière. Si on dispose des intensités des pluies, le modèle offre la possibilité d'utiliser une deuxième option comme fonction de production du modèle hydrologique. Celle-ci estime l'infiltration par l'équation de Green et Ampt (1911). L'algorithme de calcul de la percolation est le même pour les deux options. La percolation est calculée en utilisant l'eau disponible dans le sol au-dessus de la capacité au champ et la conductivité hydraulique à saturation. Le débit de pointe est calculé dans la première option par une équation empirique, fonction du volume ruisselé et des caractéristiques physiques du bassin. Dans la deuxième option il est calculé par atténuation de la pluie excédentaire utilisant le modèle d'onde cinématique.

Le modèle érosion considère trois processus pour décrire la perte des sols : le détachement, le transport et la sédimentation. La concentration en sédiments de l'eau est limitée soit par la capacité de transport de l'écoulement soit par la quantité de sédiment détaché. Le modèle représente le ruissellement sur la superficie du sol, l'écoulement dans les canaux et les petites retenues (voir figure 8.3). Le modèle simule également la distribution de taille des particules des sédiments érodés. Le détachement est décrit par l'équation universelle de perte des sols modifiée par Onstad et Foster (1975). La capacité de transport de l'écoulement superficiel est estimée par l'équation de transport de sédiments de Yalin (1963) modifiée pour des sédiments de taille et de densité des particules hétérogènes. La sédimentation a lieu quand la capacité de transport est inférieure à la charge en sédiments de l'eau.

Le modèle chimie est composé de deux sous-modèles: nutriments et pesticides qui fonctionnent indépendamment.

Le sous-modèle nutriments prévoit les pertes d'azote et de phosphore sous forme dissoute et particulaire. La perte d'azote et de phosphore particulaire est fonction de la perte de sédiments, de la concentration des nutriments dans le sol et du taux d'enrichissement. Le modèle chimique suppose que seulement une couche superficielle arbitraire de 1 cm d'épaisseur est active dans le transport de polluants dissous par ruissellement. Les nutriments dissous dans la couche superficielle extraits par le ruissellement sont fonction d'un coefficient empirique d'extraction. La perte d'azote par lessivage (nitrates seulement) est fonction de la quantité d'eau percolée prévue par le modèle hydrologique et la concentration en nitrates dans l'eau du sol. Le modèle simule encore les transformations biochimiques de l'azote dans le sol en prenant en compte les processus de minéralisation, d'absorption par les plantes et de dénitrification.

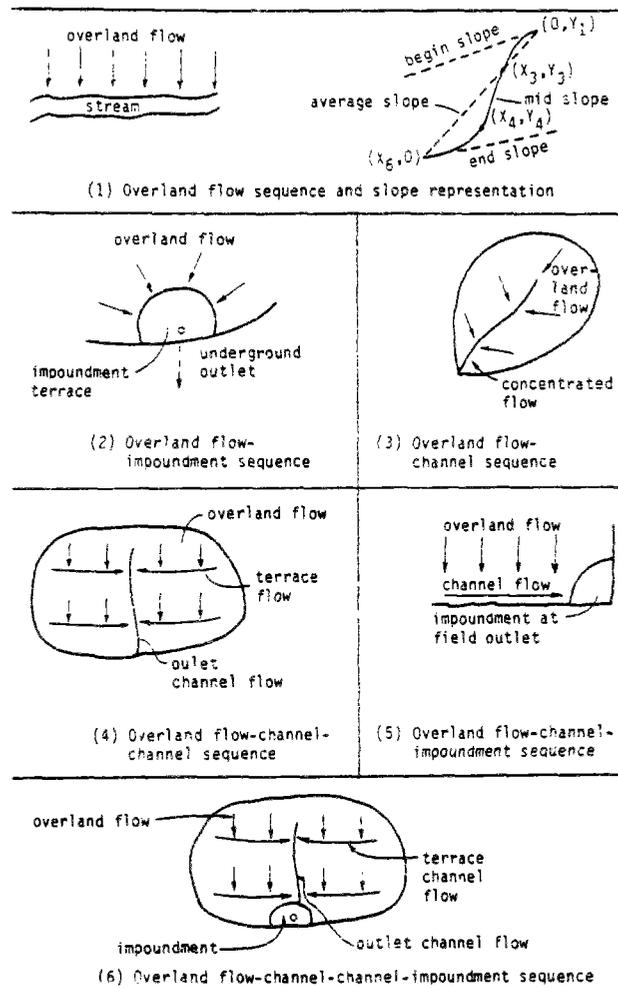


Figure 8.3 : Ecoulements représentés par le modèle érosion CREAMS (d'après USDA, 1984).

Le sous-modèle pesticide calcule la perte journalière en pesticides (au maximum 10 simultanément) dissous et particuliers. Quant au mode d'application des pesticides, le modèle distingue l'application foliaire et l'application sur le sol car la dégradation des pesticides sur les feuilles est plus rapide. Les résidus de pesticide dans la couche superficielle active du sol sont éliminés par extraction par les eaux de ruissellement, par lessivage et par dégradation. Cette dernière est décrite par une fonction exponentielle. La répartition entre la phase adsorbée et la phase dissoute est représentée par une simple isotherme linéaire.

Les variables de forçage utilisées par le modèle CREAMS sont la pluie journalière (ou l'intensité des pluies), la température moyenne mensuelle, la radiation solaire moyenne journalière et les apports de nutriments et de pesticides.

Théoriquement le modèle CREAMS ne nécessite pas de calibration et peut donc être appliqué à des bassins qui ne possèdent ni données hydrométriques ni suivis de qualité de l'eau. Les paramètres du modèle (modèle

hydrologique 19; modèle érosion 45; modèle chimique nutriments 29; modèle chimique pesticide 15) sont déterminés à partir des caractéristiques physiques du bassin, des informations sur le type d'occupation du sol, des propriétés des pesticides et des données de la littérature.

Ces dernières années ont vu les applications du modèle CREAMS augmenter considérablement avec trois principaux objectifs : (1) simuler les pertes de polluants des champs agricoles (e.g., Hubbard *et al.*, 1986 ; Jamieson et Clausen, 1988), (2) évaluer l'impact des pratiques agricoles et/ou des aménagements ruraux sur la qualité des eaux (e.g., Sweeney *et al.*, 1985 ; Ritter et Manger, 1985 ; Line et Meyer, 1988) et (3) évaluer l'impact économique des changements des pratiques agricoles (e.g., Crowder *et al.*, 1985, Roka *et al.*, 1989).

Malgré ce foisonnement d'applications, nous n'avons trouvé dans la littérature aucune étude approfondie de validation de ce modèle. Ainsi, on observe deux attitudes des utilisateurs. La première, correspondant à ceux qui ne disposent pas d'assez de données pour évaluer les résultats des simulations, fait normalement confiance à la justesse du modèle et conclut généralement sur la pertinence d'utiliser les modèles de simulation dans la gestion de la PDOA. La deuxième, correspondant à ceux qui disposent de séries de données (en général courtes), est beaucoup moins optimiste que la première (e.g., Sweeney *et al.*, 1985 ; Jamieson et Clausen, 1988). On observe ici des écarts très importants entre les valeurs observées et calculées.

Heatwole *et al.* (1987a, 1987b) ont développé une version du modèle CREAMS à l'échelle du bassin versant afin de représenter les pertes de polluants sur des bassins de plaines sablonneuses avec une nappe très superficielle en Floride (modèles CREAMS-WT et BASIN). Les modifications essentielles apportées ont été : (1) introduction de l'écoulement souterrain par l'intermédiaire d'un réservoir conceptuel souterrain, (2) prise en compte des pertes de phosphore soluble, (3) discrétisation du bassin en mailles de 5 ha (200 x 250 m) et (4) prise en compte d'une atténuation de la concentration d'un polluant entre l'exutoire de la maille et l'exutoire du bassin selon une cinétique du premier ordre. Cette version du modèle CREAMS a été proposée pour simuler les pertes de polluants sur de longs intervalles de temps (e.g., annuelles). L'application du modèle sans calage sur quatre bassins en Floride (par les auteurs) conduit à des résultats raisonnables.

Nous renvoyons au chapitre 10 pour plus de détails sur les algorithmes du modèle CREAMS.

8.3.7 - HSPF : hydrological simulation program-fortran

Le modèle HSPF (Donigian *et al.*, 1984 ; Johanson *et al.*, 1984) est sûrement le modèle le plus exhaustif dans la description des processus de transport des polluants sur un bassin versant. Il est le résultat des 20 dernières années de recherche en modélisation au sein de "Environmental Research Laboratory" (Athens - Georgia) subordonné au "U.S. Environmental Protection Agency". Il représente un amalgame de plusieurs modèles développés par l'EPA, e.g., SWM, ARM, NPS, WEST.

Le modèle HSPF a comme objectif principal la simulation du cycle hydrologique et du transport de sédiments, de nutriments, de pesticides et de sels solubles dans des bassins urbains et ruraux. Il considère non seulement les phénomènes ayant lieu dans le sol mais aussi les processus se produisant dans le réseau hydrographique. Cette particularité lui permet d'être applicable à des grands bassins et de prendre aussi en compte des sources ponctuelles de pollution.

Pour représenter spatialement le bassin, celui-ci est divisé en sous-bassins et le réseau hydrographique en biefs. Chaque sous-bassin est supposé être exposé à des conditions météorologiques homogènes (pluie, évaporation, ...) et avoir une réponse hydrologique homogène. Cette hypothèse fait que les caractéristiques des sols des sous-bassins doivent être à peu près uniformes. D'une manière analogue, chaque bief correspond à des caractéristiques hydrauliques uniformes. On peut encore subdiviser les sous-bassins en jusqu'à cinq "segments". Le segment est défini comme une partie du bassin qui a, outre une réponse hydrologique homogène, une réponse de qualité de l'eau homogène. Par conséquent, chaque segment aura un jeu de paramètres spécifique. La figure 11.1 illustre la discrétisation spatiale du modèle HSPF.

Le HSPF est divisé en modules d'applications et modules de gestion des entrées et sorties. Ces derniers, au nombre de six, sont utilisés pour manipuler les séries de données, préparer les données pour une présentation graphique et réaliser des traitements statistiques.

Les modules d'applications, au nombre de trois, sont utilisés pour simuler le transport de l'eau et des polluants sur les segments perméables (PERLND) et imperméables (IMPLND) et dans le réseau hydrographique (RCHRES). La figure 8.4 résume les modules du HSPF.

Le module PERLND utilise une version du Stanford Watershed Model (Crawford et Linsley, 1966) pour simuler le ruissellement, l'écoulement subsuperficiel et l'écoulement souterrain. L'accumulation et la fonte de neige

sont estimées par une approche de bilan d'énergie (Anderson, 1968). Les modèles érosion et chimie, à part quelques petites améliorations (Donigian et al., 1983a), sont les mêmes que pour le modèle ARM (voir paragraphe 8.3.3). Pour simuler l'érosion et la qualité de l'eau le HSPF offre l'option d'utiliser le modèle de charge NPS (Donigian et Crawford, 1976b).

Le module IMPLND est utilisé pour les surfaces où on peut négliger l'infiltration (surfaces urbaines). Les algorithmes sont similaires à ceux du module PERLND à l'exception de l'écoulement subsuperficiel et de l'écoulement souterrain qui ne se produisent pas. Les matières en suspension sont simulées par des algorithmes semblables à ceux des modèles urbains tel que le SWMN et le STORM. La qualité de l'eau est simulée en utilisant des relations empiriques (fonctions de charge) ayant comme variables explicatives les MES et le ruissellement.

Le module RCHRES simule les phénomènes qui ont lieu dans un bief de la rivière ou dans un lac complètement mélangé. La propagation hydraulique est réalisée par la méthode de l'onde cinématique. Le HSPF considère les processus de transport, de sédimentation et d'érosion dans le routage des sédiments et divise la charge des sédiments en trois composantes : argile, limon et sable. Les processus de transport, de déposition et d'érosion des argiles et des limons sont simulés séparément des sables. La partie qualité du module RCHRES simule le comportement des variables suivantes :

- température de l'eau ;
- transport d'une substance conservative (e.g., chlorures) ;
- transport d'une substance non conservative (e.g., nitrates, pesticide) ;
- oxygène dissous ;
- demande biochimique en oxygène (DBO) ;
- composés azotés (azote organique particulaire, ammonium dissous et particulaire, nitrite et nitrate dissous) ;
- composés phosphorés (phosphore dissous et particulaire) ;
- plancton (phytoplancton, zooplancton et algues benthiques) ;
- pH et dioxyde de carbone.

Pour les formes dissoutes le modèle considère les processus suivants :

- advection ;
- dégradation (un ou plus de ces mécanismes peuvent être modélisés) :
 - hydrolyse ;
 - oxydation par un radical oxygène libre ;
 - photolyse ;
 - volatilisation ;
 - biodégradation ;
 - cinétique de dégradation du premier ordre.
- production d'une substance à l'issue d'un des processus de dégradation présentés ci-dessus.

Pour les formes absorbées aux sédiments les processus pris en compte sont les suivants :

- advection ;
- sédimentation et érosion ;
- dégradation de substance en suspension et dans le sédiment déposé (cinétique du premier ordre) ;
- adsorption-désorption entre les formes dissoutes et particulaires.

Les variables de forçage utilisés par le modèle HSPF sont l'intensité de pluie, l'évapotranspiration potentielle journalière, la température journalière de l'air, la vitesse du vent, la radiation solaire, la température au point de rosée journalière, la nébulosité et les données agronomiques.

Pour caler le modèle HSPF il faut disposer tout d'abord des séries de débits, l'idéal étant une station de jaugeage à l'exutoire de chaque bief. En outre, pour chaque variable d'état du système simulée il faudrait avoir une série de données d'au moins un an, l'optimum étant entre 3 et 5 ans. Le calage du HSPF s'avère très lourd car il y a plus de 1000 paramètres dans le modèle entier qui heureusement n'ont pas tous besoin d'être calés. Pour la prise en compte de sources ponctuelles de pollution il faut les séries de données de débit et de qualité de l'eau qui les caractérisent.

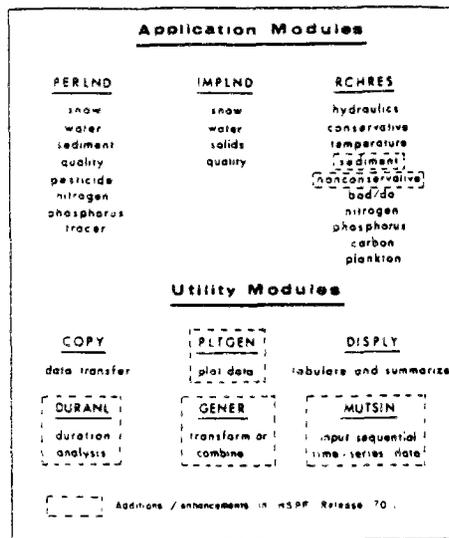


Figure 8.4 : Modules d'application et de gestion du modèle HSPF (d'après Donigian et al., 1983b).

Pour ce qui nous intéresse, c'est-à-dire la simulation de la PDOA, le modèle HSPF a été testé par les auteurs sur deux bassins versants aux USA.

Il s'agit pour le premier, du bassin de Four Mile Creek de 52 km² de surface avec une occupation essentiellement céréalière (Donigian et al., 1983c). Le modèle a été utilisé pour prévoir les pertes des sols, nutriments et pesticides en utilisant le module de transport et dégradation dans le réseau hydrographique. Un essai d'évaluation de l'impact de changements des pratiques culturales sur la qualité de l'eau a été aussi réalisé.

Cette étude présente une particularité très intéressante. L'approche initiale était de caler le modèle sur trois petits bassins (8 à 20 ha) qui représentaient les trois types d'occupation du sol présents et d'utiliser l'ensemble des paramètres calés sur ces trois bassins pour représenter les segments dans la simulation du bassin entier. Les résultats ont montré que les paramètres hydrologiques des petits bassins n'étaient pas extrapolables au bassin entier. Néanmoins l'ensemble des paramètres calés sur les petits bassins pour le modèle érosion, nutriments et pesticides ont donné une bonne représentation des variables simulées.

Le deuxième site étudié est le bassin de la rivière Iowa, 7 240 km² de superficie (Imhoff et al., 1983 ; Bicknell et al., 1985) en amont du réservoir de Coralville. L'objectif de cette étude est de vérifier l'applicabilité du HSPF à de grands bassins. Les paramètres à caler ont été repris à partir de l'étude sur le bassin de Four Mile Creek. Pour la simulation des débits et de l'érosion, des ajustements des paramètres ont été nécessaires. Par contre, pour les nutriments (seulement l'azote) et les pesticides (alachlor) ils sont restés tels quels. Comme il s'agit de la première application d'un modèle de simulation de la PDOA à un grand bassin et de plus que le calage a été réalisé sur un nombre réduit de données, les résultats obtenus peuvent être considérés comme encourageants. Un scénario de changements des pratiques culturales a été aussi simulé sur le bassin de la rivière Iowa.

Plus récemment d'autres études sur la PDOA avec application du modèle HSPF ont apparu dans la littérature (e.g., Johanson, 1989 ; Moore et al., 1988 ; Nichols et Timpe, 1985 ; Schafer et al., 1982). Nous reviendrons sur les algorithmes et les applications du modèle HSPF dans le chapitre 11.

8.3.8 - Modèle bassin versant

Le modèle bassin versant a été développé à l'Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse (Prat, 1982) dans le but de simuler le devenir de l'azote sur les versants et le transport à l'exutoire, dans le cas d'un bassin versant à polyculture avec exports diffus prépondérants. Il prévoit seulement la perte de l'azote soluble (nitrates). Il est constitué de quatre sous-modèles : hydrologie, transformations biochimiques, absorption par les plantes et transports des nitrates.

Dans les trois derniers sous-modèles, le bassin est divisé en n parcelles fictives correspondant chacune à un type de culture (les parties non cultivées sont négligées). On suppose que le bassin est bien drainé, c'est-à-dire qu'en moyenne l'eau du sol de chaque type de culture met le même temps pour atteindre l'exutoire.

Le modèle hydrologique adopté est le modèle CREC (Guilbot cité par Prat, 1982). Il s'agit d'un modèle global à réservoirs qui fournit pour chaque pas de temps (1 jour) le ruissellement, l'écoulement subsuperficiel et l'écoulement souterrain.

Le modèle des transformations biochimiques simule les transferts entre les différentes formes de l'azote dans le sol. Les formes considérées sont les nitrites dissous, les nitrates dissous, l'azote ammoniacal adsorbé et dissous et l'azote organique. Les processus de transformation modélisés sont la nitrification, la dénitrification, l'immobilisation et l'échange ionique d'ammoniaque. Les cinétiques de ces transformations sont approchées par des lois du premier ordre dont les taux de réaction dépendent de la température et de l'humidité. On suppose de plus que: un seul stock d'azote organique est minéralisable, les nitrites s'oxydent très rapidement en nitrates, il n'y a pas de lessivage de $N-NH_4$ et la seule forme d'azote considérée pour la nutrition des plantes est l'azote nitrique. L'absorption de nitrates par les plantes est modélisée par une cinétique du type Michaëlis-Menten.

Le modèle de transport des nitrates suppose que la concentration en $N-NO_3$ de l'eau de ruissellement est égale à celle de la pluie dans le cas des crues d'été et proportionnelle à la concentration dans la zone non saturée pour les crues d'hiver. La concentration dans la zone souterraine est calculée en considérant les réservoirs de transfert du modèle hydrologique complètement mélangés et en faisant à chaque pas de temps un bilan d'entrée et sortie des nitrates. Dans la rivière, on fait l'hypothèse que les nitrates sont conservatifs jusqu'à l'exutoire du bassin. La figure 8.5 représente de manière synthétique l'organisation du modèle.

Les variables de forçage utilisées par le modèle bassin versant sont la pluie journalière, l'évapotranspiration journalière, la température de l'air et du sol, la concentration en nitrates de l'eau de pluie et les données agronomiques.

La détermination des paramètres du modèle est réalisée à partir des caractéristiques physiques du bassin, des données de la littérature ou par calage pour certains d'entre eux. Ceci demande des séries de débits et de concentrations en nitrates à l'exutoire. Des analyses sur les formes de l'azote dans le sol sont très utiles dans la détermination des cinétiques de transformation.

Le modèle bassin versant a été calé seulement sur une année pour deux bassins dans le sud-ouest de la France. Dans le bassin du Vermeil (7 km²) le modèle a donné de bons résultats. Deux périodes sont moins bien représentées. Il s'agit de la période de végétation active des céréales d'hiver (mars, avril) et de la période des étiages. Pour le bassin du Girou (520 km²) les résultats sont nettement moins bons. Cette faiblesse du modèle pourrait être due à : une mauvaise représentation de l'occupation du bassin par manque de données agronomiques, une trop grande importance des apports ponctuels, une non-conservation des nitrates dans la rivière au cours de leur transport à l'exutoire ou une inaptitude d'un modèle global à prendre en compte les hétérogénéités d'un bassin de grande taille.

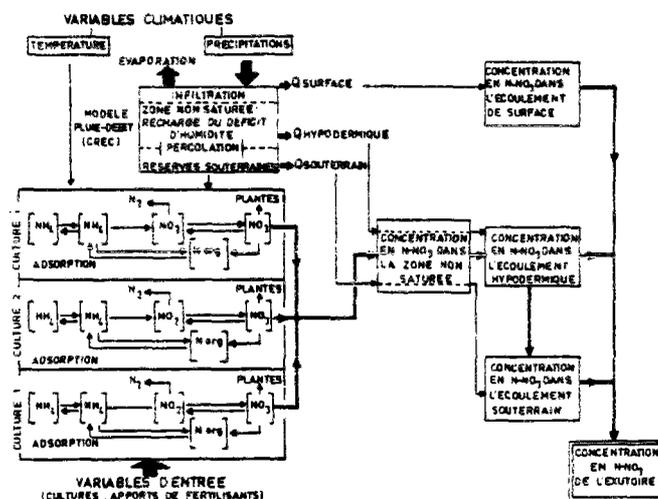


Figure 8.5 : Schéma d'organisation du modèle bassin versant (d'après Caussade et Prat, 1984).

8.3.9 - BICHE : bilan chimique des eaux

Le modèle BICHE a été développé par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) dans le but de simuler en continu l'évolution des concentrations en nitrates à l'exutoire d'un bassin versant hydrologique (cours d'eau ou source) ou dans un point d'une nappe phréatique (Thiery, 1983).

Ce modèle est global et par conséquent il considère que les réponses hydrologique et de qualité de l'eau sont homogènes sur tout le bassin.

Le modèle hydrologique adopté est le modèle GARDENIA (Roche et Thiery, 1984). Il s'agit d'un modèle global à réservoirs qui fournit pour chaque pas de temps, l'écoulement rapide (ruissellement plus écoulement subsuperficiel) et l'écoulement souterrain (sous forme d'une ou deux composantes).

Le modèle chimique calcule à chaque pas de temps le bilan des quantités de nitrates qui sont apportées par épandage, par minéralisation et par libération des racines, consommées par les plantes ou qui s'écoulent hors du système par les exutoires. La minéralisation, la libération par les racines et l'absorption par les plantes ne sont pas calculées par le modèle mais servent de données d'entrée.

La diffusion est simulée par des mélanges dans les réservoirs du modèle hydrologique. Chaque réservoir est divisé en une phase d'eau libre de volume variable et en une phase d'eau liée de volume constant. Ces deux phases se mélangent suivant une cinétique linéaire. La figure 8.6 illustre le schéma de transport dans le modèle BICHE .

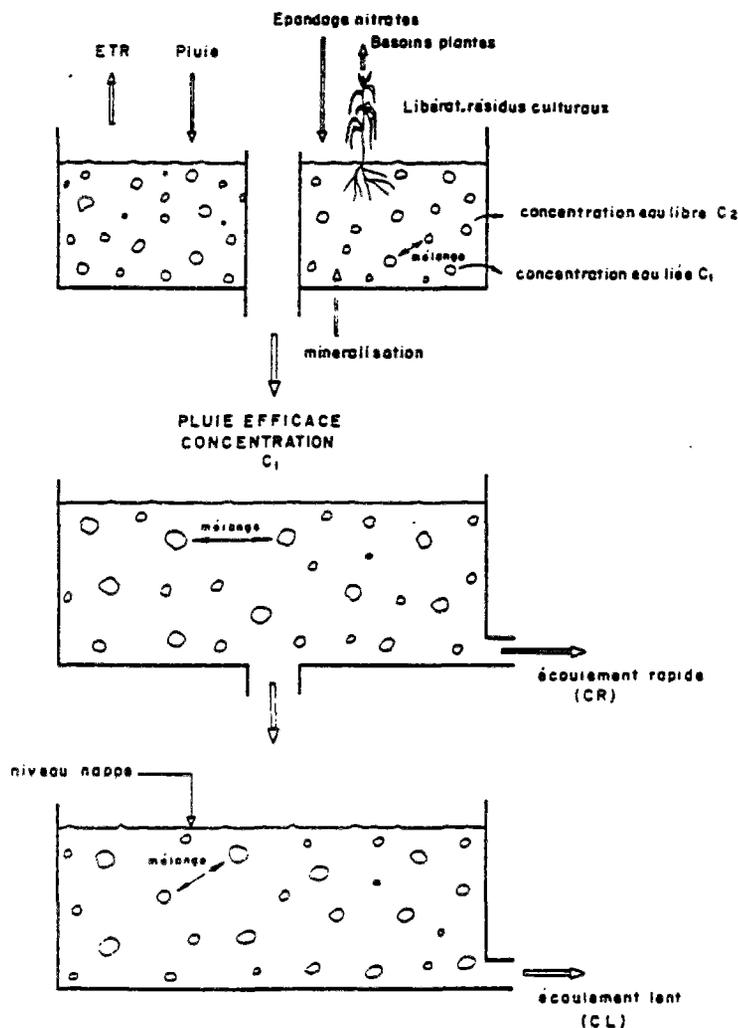


Figure 8.6 : Schéma de transport du modèle BICHE (d'après Thiery, 1983).

Les variables de forçage utilisées par le modèle BICHE sont la pluie, l'évapotranspiration potentielle, les apports de fertilisants, le besoin en nitrates des plantes, la minéralisation du sol et la libération de nitrates par les résidus végétaux.

Les paramètres du modèle (8 pour le modèle hydrologique et 13 pour le modèle chimique) sont calés à partir des données de débit et concentration à l'exutoire pour une source ou un cours d'eau et de niveau et concentration pour une nappe. En raison des imprécisions dans la détermination des variables agronomiques trois coefficients globaux de correction de l'épandage des fertilisants, des besoins des cultures et de la minéralisation ont été introduits dans le modèle.

Le modèle BICHE a été calé sur quatre sites en France : cinq sources à Rembercourt-aux-Pots (Meuse), sources de la Voulzie (Seine et Marne), forage d'alimentation en eau potable à Patay (Loiret) et forage d'alimentation en eau potable à Pithiviers. Ces deux derniers sites se trouvent dans la nappe de la Beauce (Thiery et Seguin, 1985 ; Thiery *et al.*, 1985). Le modèle n'a pas été validé à notre connaissance mais nous signalons néanmoins de bons résultats sur ces applications (avec calage des paramètres).

Le modèle BICHE, par sa structure, semble ne pas être adapté à simuler le transport de polluants par ruissellement. La simulation de la qualité des eaux de rivière doit être limitée, à notre avis, à des bassins où cette composante de l'écoulement est très faible. Cette hypothèse reste à vérifier car aucune des applications du modèle n'a été faite sur des eaux superficielles.

8.3.10 - SWRRB : simulator for water resources in rural basins

Le modèle SWRRB a été réalisé par le "U.S. Department of Agriculture". Son objectif est de prévoir l'effet des pratiques agricoles sur l'hydrologie et la production de sédiments dans de grands bassins ruraux (Arnold *et al.*, 1990a). Il s'agit en réalité d'une modification du modèle hydrologique CREAMS (sous-modèle hydrologique 1), afin de le rendre applicable à de grands bassins ruraux. Les principales modifications sont: introduction d'un sous-modèle pour générer stochastiquement des séries de données de variables de forçage du modèle (précipitations, température et radiation solaire), discrétisation du bassin en plusieurs sous-bassins, estimation de l'écoulement souterrain, prise en compte des réservoirs et introduction d'une fonction de routage de l'eau et des sédiments dans le réseau hydrographique.

En effet, l'écoulement souterrain calculé par le modèle est constitué seulement de l'écoulement subsurface retardé car le modèle ne considère pas la contribution des eaux souterraines mais uniquement celle de la zone non saturée. Pour représenter spatialement le bassin, celui-ci est divisé en sous-bassins et le réseau hydrographique en biefs. Chaque sous-bassin est supposé avoir une réponse homogène en termes hydrologiques et de qualité de l'eau.

Le modèle hydrologique calcule donc l'écoulement superficiel, l'évaporation, l'humidité du sol, l'écoulement souterrain et la percolation. La propagation du débit dans le réseau hydrographique peut être calculée de deux façons. La première calcule les hydrogrammes de chaque sous-bassin (considérés comme triangulaires à trois parties) et les propagent selon une méthode basée sur le temps de déplacement dans le bief. La seconde calcule le débit à l'exutoire du bassin comme la simple somme des débits des sous-bassins.

Le modèle érosion calcule la perte de sol par l'équation universelle de perte des sols modifiée par Williams (1975b). La production des sédiments ainsi estimée pour chaque sous-bassin est propagée vers l'aval en tenant compte de la sédimentation et de l'érosion des berges.

Le modèle météorologique est utilisé pour générer des données afin de simuler des scénarios de changements des pratiques agricoles.

Les variables de forçage utilisées par le modèle SWRRB sont la pluie journalière, les températures journalières maximale et minimale et la radiation solaire moyenne mensuelle.

Théoriquement aucun paramètre du modèle (47 hydrologie, 14 érosion) ne nécessite d'être calé. Ils sont déterminés à partir des caractéristiques physiques du bassin, des informations sur l'occupation du sol, des données de la littérature et des statistiques sur la pluviométrie.

Le modèle SWRRB a été testé sur 11 bassins aux USA (Arnold et Williams, 1985) allant jusqu'à 500 km². Le sous-modèle érosion a été appliqué uniquement sur cinq de ces bassins. La perte annuelle des sols est en général

bien simulée sur des bassins où l'érosion en ravines est négligeable. Les résultats des pertes mensuelles ne sont pas aussi performants.

Finalement, il faut signaler le développement en cours d'une version du modèle SWRRB (SWRRBWQ) pour simuler la qualité des eaux notamment le transport de l'azote, du phosphore et des pesticides (Arnold et al., 1990b). Les algorithmes de simulation de la qualité de l'eau sont analogues à ceux du modèle EPIC (Williams et al., 1984).

8.3.11 - MORELN : modèle de lessivage de nitrates

Le modèle MORELN a été développé au Centre d'Informatique Géologique (CIG) de l'Ecole des Mines de Paris afin de simuler principalement les flux de nitrates lessivés vers les nappes phréatiques (Geng, 1988). Cependant, il permet également de simuler les flux de nitrates à l'exutoire d'un bassin versant. Le couplage du modèle MORELN avec un modèle de migration de nitrates en aquifère NEWSAM (Ledoux, 1975 ; Ledoux et Tillie, 1987) permettrait la représentation de l'ensemble des processus du transfert de nitrates par les eaux superficielles et souterraines.

La simulation hydrologique est réalisée par l'intermédiaire du modèle MODSUR (également connu comme modèle GIRARD). Il s'agit un modèle hydrologique à réservoirs (quatre) distribué à 11 paramètres à caler lequel effectue le partage de l'écoulement à l'exutoire en trois composantes : ruissellement, écoulement latéral et écoulement souterrain.

Les transformations biochimiques de l'azote dans le sol sont modélisées selon une représentation du type Mehran et Tanji (1974) simplifiée de la réaction de nitrification. Les réactions sont décrites par des cinétiques du premier ordre. L'absorption de l'azote nitrique par les plantes au cours d'une saison est représentée par une cinétique du type Michaëlis-Menten. Les constantes de réaction sont corrigées en fonction de la température et de l'humidité du sol. Le modèle azote dispose d'un total de 9 paramètres hormis les conditions initiales.

Le transport des nitrates entre les réservoirs du modèle suppose un mélange parfait entre le stock d'azote existant et le flux d'azote entrant.

Les variables de forçage du modèle complet sont les précipitations, l'évapotranspiration potentielle, la température du sol et les données agronomiques.

Le modèle MORELN a été appliqué, pour ce qui concerne les eaux superficielles, seulement à un bassin versant breton (Noë-Sèche d'environ 600 ha) pendant une seule année, celle de calage, pour la simulation des flux de nitrates journaliers à l'exutoire.

8.4 - CONCLUSION

Le tableau 8.1 résume les caractéristiques générales des principaux modèles conceptuels de simulation de la pollution diffuse d'origine agricole. Le tableau 8.2 présente les sous-modèles hydrologique, érosion, azote et phosphore sur lesquels sont basés les modèles de simulation de la PDOA.

On distingue deux approches de modélisation en fonction du type d'équations utilisées pour simuler les processus à la base du transport de polluants diffus d'origine agricole.

La première approche utilise des algorithmes empiriques mais dont les paramètres bénéficient d'une relation fonctionnelle avec des caractéristiques physiques du bassin versant. De ce fait, ces modèles seraient indépendants de toute calibration. Ces relations ont été établies à partir d'un grand nombre d'expérimentations, en général à l'échelle de la parcelle. C'est le cas des modèles SPNM, CNS, CREAMS et SWRRBWQ. Les sous-modèles utilisés sont : (1) SCSCN pour l'hydrologie, (2) une version de l'USLE (équation universelle de perte des sols) pour l'érosion, (3) des cinétiques du premier ordre d'un nombre réduit de transformations biochimiques et des modèles d'équilibre pour les éléments dissous dans la solution du sol et (4) des fonctions de charge entre le flux de MES et le flux des polluants particuliers. L'intérêt d'une telle approche consiste d'une part, à utiliser les relations empiriques entre les paramètres du modèle et les caractéristiques (physiques et d'utilisation du sol) du bassin versant pour prévoir l'impact du changement de pratiques agricoles sur la qualité des eaux et d'autre part, à calculer la perte des polluants vers les milieux aquatiques dans les bassins versants non-jaugés.

Tableau 8.1 : Caractéristiques des modèles conceptuels de simulation de la pollution diffuse d'origine agricole.

Non (auteur) du modèle	Année	Echelle	Eléments simulés		Pas de temps	Calibration
			Hydrologie †	Polluants ††		
ACTMO	1975	Distribué	R - ESS - P - EB	MES - N - P - Pest	Heure	oui
SPNM	1978	Distribué	ES - P	MES - N - P*	Jour	oui
ARM	1978	Global	R - ESS - P - EB	MES - N - P - Pest	5 - 15 min.	oui
CNS	1979	Global	ES - P	MES - N - P	Mois	non
CPM	1979	Global	ES - P	MES - Pest	Jour	non
CREAMS	1980	Champs distribué	ES - P	MES - N - P* - Pest	Jour	non
HSPF	1980	Distribué	R - ESS - P - EB	MES - N - P - Pest - Sels	5 min. - 1 jour	oui
Prat	1982	Global	R - ESS - P - EB	NO3	Jour	oui
BICHE	1983	Global	ES - P - EB	NO3	Jour	oui
SWRRB	1985	Distribué	R - ESS - P - EB	MES	Jour	non
MORELN	1988	Distribué	R - ESS - P - EB	NO3	Jour	oui

† R : Ruissellement ; ESS : Ecoulement subsuperficiel ; ES : Ecoulement superficiel (R+ESS) ; P : Percolation ; EB : Ecoulement de base.

†† MES - Matières en suspension ; N - Azote soluble et particulaire ; NO3 - Nitrates ; P - Phosphore soluble et particulaire ; P* - Phosphore particulaire ; Pest - Pesticides ; Sels - Sels solubles.

La deuxième approche utilise un niveau de représentation plus fin du bassin versant dans l'espoir de mieux simuler son comportement. Dans ce cas, les algorithmes adoptés sont dépourvus de réalisme physique notamment pour l'hydrologie et les paramètres des modèles doivent être calés. C'est le cas des modèles ACTMO, ARM, HSPF, Prat, BICHE et MORELN.

Malgré le nombre croissant d'applications des modèles de simulation de la PDOA reportés dans la littérature pendant ces dix dernières années, la phase de validation des modèles se résume dans la totalité des cas à la comparaison sommaire entre les valeurs simulées par le modèle et de maigres séries de données historiques pour une seule des n variables d'état du système avec des interprétations sur la qualité de l'ajustement très souvent trop optimistes. Hall cité par Klemes (1988) dénonçait déjà une pratique courante selon laquelle de pures hypothèses deviennent scientifiquement valables seulement pour avoir été citées un nombre convenable de fois dans la littérature.

Comment nous l'avons évoqué dans les chapitres précédents, le manque d'études sérieuses de validation des modèles est principalement dû à l'absence de données expérimentales capables de vérifier la justesse des représentations utilisées. Nous ne reviendrons plus ici à la cause principale de ce blocage, *i.e.*, le défaut de communication entre expérimentateurs et modélisateurs.

Nous ouvrons une parenthèse pour attirer l'attention sur la différence entre avoir des données pour valider un modèle et avoir des données pour utiliser un modèle. Dans le premier cas, il est important de disposer de séries de données sur un nombre maximum de variables d'état du système afin de pouvoir valider le réalisme physique de la représentation des processus modélisés. Une fois démontrée la justesse du modèle, son utilisation ne nécessite pas de le valider pour chaque nouveau site d'application. Les données se limiteraient aux variables de forçage et à celles nécessaires à la calibration des paramètres. L'affirmation, parfois avancée pour justifier la non-utilisation des modèles, qui consiste à dire qu'il faut beaucoup de données pour appliquer un modèle, vient généralement du fait que le modèle en question n'a pas été vraiment validé. Il faut donc le maximum d'information sur le site modélisé pour s'assurer d'un minimum de certitude sur la réponse du modèle.

Tableau 8.2 : Sous-modèles hydrologiques, érosion, azote et phosphore de modèles de simulation de la PDOA.

Modèle	Hydrologie	Erosion	Azote	Phosphore
ACTMO	USDAHL-74	USLE (OF)	Frere	Frere
SPNM	SCSCN	MUSLE	Frere	Fonc. de charge
ARM	SWM	Negev	Mehran et Tanji	Donigian
CNS	SCSCN	MUSLE	Entrée-Sortie	Entrée-Sortie
CREAMS	SCSCN	USLE (OF)	Frere	Fonc. de charge
HSPF	SWM	Negev	Mehran et Tanji	Donigian
Prat	CREC	—	Mehran et Tanji	—
BICHE	GARDENIA	—	Minéralisation-Absorption	—
SWRRB	SCSCN	MUSLE	Frere	Williams
MORELN	GIRARD	—	Mehran et Tanji	—

Comme nous l'indiquions lors de l'introduction de ce mémoire, si on veut assurer une crédibilité des modèles de simulation de la PDOA, il nous semble fondamental d'évaluer ces outils faute de quoi, *les sciences de l'eau risquent de rejoindre l'alchimie et l'astrologie dans les annales du dilettantisme* (Klemes, 1986).

En ce qui concerne la capacité prédictive des modèles de simulation de la PDOA, notamment celle de prévoir l'impact sur la qualité de l'eau des changements de pratiques agricoles et celle de prévoir la réponse des bassins non-jaugés, il nous semble hasardeux de se fier aux prédictions des modèles qui n'ont pas été validés. Comme l'affirmé Hall cité par Klemes (1988) "... *false concepts do not solve real problems, they merely create more ...*".

Il n'est pas inutile de rappeler que la validation d'un modèle ne se résume pas à la vérification de sa capacité à reproduire des données historiques. Un modèle ne peut être utilisé d'une manière prédictive que si ses prévisions pour des conditions non-stationnaires (*e.g.*, changements de pratiques agricoles) ont été vérifiées par l'expérimentation. Dans le cas contraire, il ne nous semble pas prudent de l'utiliser comme guide d'action.

Ce tableau de multiplication des modèles sans validation dans le domaine des sciences de l'eau a poussé Kazmann (1987) à proposer un "moratoire" dans le développement des modèles et la promotion des expérimentations pour que l'on puisse un jour les valider. Klemes (1982) ajoute "... *progress in causal modeling can result only from more hydrologic knowledge and not from more causally inspired manipulations of little knowledge we have ...*". Cette idée que la grandeur des centres de recherche se mesure aux modèles dont ils disposent doit s'estomper et la pertinence de la représentation du système devenir la valeur essentielle, comme elle l'était lorsque chacun ne disposait que d'une règle à calcul (Roche, 1988)

Notre travail s'insère dans le souci de mieux évaluer les modèles actuels de simulation de la PDOA. Nous espérons, sans proposer un nouveau modèle, participer à la validation des deux principales approches de modélisation utilisées jusqu'à présent.

9

MÉTHODOLOGIE DE L'ÉTUDE

9.1 - OBJECTIFS

Dans ce paragraphe, nous présentons les motivations qui nous ont permis de structurer notre démarche de travail. Elles sont issues des deux objectifs de l'utilisation des modèles : recherche et gestion.

L'objectif général de notre étude est de procéder à une évaluation des deux principales approches de modélisation conceptuelle de la perte de matières en suspension, des nitrates et du phosphore (dissous et particulaire) vers les eaux superficielles dans les petits bassins versants agricoles.

Comme nous l'avons exposé dans le chapitre 8, on distingue deux grandes approches de modélisation parmi les modèles de simulation de la pollution diffuse d'origine agricole présentés dans la littérature.

La première décrit les processus mis en jeu par des représentations simples, le plus souvent empiriques, dont la principale propriété, du point de vue de leur applicabilité, est basée sur une relation quantitative établie entre les paramètres du modèle et les caractéristiques physiques facilement mesurables du bassin versant. Ainsi, en théorie, ces modèles sont indépendants des calibrations et pourrait donc être appliqués sur des sites dépourvus de séries historiques de mesures.

La deuxième approche, plus attachée à la description détaillée des phénomènes, fait appel à des représentations plus complexes, mais toujours conceptuelles, afin de mieux décrire la dynamique des mécanismes mis en jeu. Etant donné que, dans ce dernier cas, les paramètres sont dénués de réalité physique (*i.e.*, il est probable qu'ils ont un sens physique mais il est improbable qu'ils correspondent à des caractéristiques physiquement mesurables sur le terrain), ces modèles font appel à des séries historiques de données pour caler ces paramètres.

Un premier volet de l'étude sera constitué de l'évaluation de ces deux approches par la validation de deux modèles représentatifs de chacune des approches. Pour la première approche de modélisation, la validation aura lieu sans (dans la mesure où les paramètres peuvent être estimés *a priori*) et avec calage des paramètres du modèle représentatif de cette famille de modèles. Pour la deuxième, la validation se déroulera bien entendu avec calage des paramètres.

La validation de chacun des modèles comprendra, d'une part, l'estimation de la qualité de l'ajustement entre les variables observées réellement et celles simulées par les modèles par des critères qualitatifs (graphiques) et par des critères quantitatifs (numériques) et, d'autre part, par une analyse des incertitudes des modèles. Cette première partie de notre travail permettra d'apporter des éléments de réponse sur : (1) la réelle capacité des modèles du premier groupe à être applicables à des sites non jaugés, (2) la capacité des modèles à simuler *a priori* l'impact des changements des pratiques agricoles sur la qualité de l'eau et (3) la quantité "d'information" nécessaire pour caler les paramètres d'un modèle.

Un second volet de l'étude comprendra non seulement la comparaison des deux approches de modélisation entre elles, mais aussi, la comparaison avec d'autres méthodologies susceptibles d'être utilisées dans le calcul des flux polluants et que nous avons décrites dans le chapitre 2.

Le site utilisé dans l'étude est le bassin représentatif de l'Orgeval, sous-bassin de Mélarchez (7 km²), situé dans le département de Seine et Marne, dans le Bassin Parisien dont l'occupation est principalement représentée par une céréaliculture intensive. Ce bassin est géré par le CEMAGREF depuis 1962 pour l'hydrologie et depuis 1975 pour la qualité de l'eau constituant ainsi, à notre connaissance, la plus grande base de données pour l'étude de la pollution diffuse d'origine agricole en France et probablement dans le monde.

9.2 - CHOIX DES MODÈLES ET DES MÉTHODES

Nous présentons ici les raisons des choix des deux modèles représentatifs retenus, les méthodes utilisées pour comparer les résultats des modèles et les modèles plus simples que nous avons également utilisés à titre de référence.

Nous avons dû mettre au point le modèle représentatif de la première approche de modélisation, en nous inspirant des modèles CREAMS (Knisel, 1980) et SWRRB (Williams et al., 1985), car au moment où nous avons engagé cette étude, il n'existait pas encore un modèle de cette famille applicable à l'échelle d'un bassin versant. Entre temps, Heatwole et al. (1986) ont présenté une version du modèle CREAMS (BASIN) à l'échelle du bassin. Le choix du modèle CREAMS comme base à un modèle bassin versant indépendant de calage par Williams et Heatwole conforte notre choix. Par commodité d'expression, nous appellerons ce modèle CB (CREAMS bassin).

En ce qui concerne la deuxième approche, nous avons choisi le modèle HSPF (Johanson et al., 1984) car il s'agit du modèle conceptuel le plus complet publié jusqu'à présent dans la littérature.

Les autres méthodes utilisées pour comparer les résultats des modèles dans le calcul des flux annuels de polluants ont été les coefficients d'exportation, une fonction de charge annuelle, la mesure mensuelle de la concentration et du débit instantané, et des relations concentration-débit journalier estimées, d'une part, sur la période de données utilisées pour le calage, et d'autre part, sur toute la période où des données sont disponibles.

Nous avons comparé les résultats des modèles avec d'autres méthodes dans :

1. la prévision de la concentration moyenne **journalière** en MES et en nitrates.
2. le calcul des flux **mensuels** de MES, de nitrates et de phosphore.
3. le calcul des flux **annuels** de MES, de nitrates et de phosphore.

Les méthodes utilisées dans chacun des cas ont été respectivement :

1. • relations concentration-débit (journaliers) calculées sur la période utilisée pour le calage des modèles et sur toute la série de données.
2. • données instantanées des concentrations et des débits avec une fréquence mensuelle. L'estimation du flux mensuel et des écarts à été calculée à partir de 2000 estimations avec tirage au hasard d'un jour pour chaque mois ;
• relations concentration-débit (journaliers) calculées sur la période utilisée dans le calage des modèles et sur toute la série de données ;
• fonction de charge. Cette fonction est la somme sur le mois du produit du débit journalier calculé par le sous-modèle hydrologique du modèle CB sans calage par la concentration moyenne journalière observée sur toute la période, pondérée par les débits.
3. • les trois dernières méthodes décrites précédemment seront utilisées également pour évaluer les flux annuels.
• coefficients d'exportation. Les coefficients, par type d'occupation du sol, ont été extraits des données de la littérature et sont présentés dans le chapitre 1.

Le bassin est soumis à un climat de type océanique tempéré avec une température moyenne de l'ordre de 10°C et une pluviométrie moyenne annuelle de l'ordre de 700 mm.

Le bassin est en totalité agricole, à vocation céréalière (79% des surfaces) dont la majeure partie est en blé et en maïs. Les cultures permanentes occupent environ 10% de la superficie et se répartissent entre prairies permanentes et zones boisées (2,7%).

9.3.2 - Equipements et données disponibles

L'hydrologie du bassin est suivie depuis 1962 et à partir de 1975 ont débuté les études concernant la qualité des eaux.

Sur la période qui nous intéresse plus particulièrement (*i.e.*, après 1975) la pluviométrie a été suivie par 5 postes pluviographiques de 1975 à 1981, par 9 postes pluviographiques entre 1982 et 1985 et depuis 1986 par deux postes pluviographiques. La pluie moyenne journalière sur le bassin a été calculée par la méthode de Thiessen pour une journée civile (*i.e.*, 0 h à 0 h) car les débits moyens journaliers sont exprimés également pour une journée civile. Ceci nous a valu de recalculer toute la série de pluies de tous les postes, à partir des enregistrements des pluviographes.

Nous avons majoré de 10 % la pluie moyenne sur le bassin car plusieurs études réalisées par le CEMAGREF (*e.g.*, Maiga, 1985) ont mis en évidence ce taux comme défaut de captation des pluviographes.

Le bassin est équipé d'une station limnigraphique à son exutoire qui enregistre les hauteurs d'eau en continu.

De août 1975 à la fin 1977, les analyses physico-chimiques de l'eau étaient réalisées sur un échantillon journalier reconstitué proportionnellement au volume écoulé à partir de trois prélèvements automatiques cumulés étalés chacun sur huit heures. Postérieurement, les analyses ont été faites sur un échantillon sur trois jours obtenu de la même façon que précédemment. Les paramètres suivis sont les nitrates, les nitrites, l'azote ammoniacal, les orthophosphates, le potassium, les chlorures, les matières en suspension, la conductivité électrique et le pH. Depuis la mi-juin 1986, le phosphore total est également suivi.

Un suivi agronomique est aussi réalisé sur le bassin versant de Mélarchez avec l'exécution annuelle d'une carte de cultures détaillée.

Des prélèvements manuels instantanés hebdomadaires sont réalisés sur une source naturelle depuis 1977, les paramètres analysés sont les mêmes qu'à Mélarchez. Néanmoins, les données ont été saisies seulement à partir du mois de juillet 1982.

L'eau de pluie est aussi analysée à partir d'un prélèvement manuel hebdomadaire cumulé.

Une parcelle drainée et engazonnée de 615 m², située à environ 7,5 km du centre du bassin de Mélarchez, supportant la station météorologique de Boissy-le-Chatel, constitue une référence non cultivée et non fertilisée. Elle est séparée des terres avoisinantes par un mur d'argile d'une profondeur de 1,50 m. Le débit de l'eau de drainage est mesuré en continu. L'eau drainée est aussi analysée à partir d'un prélèvement manuel hebdomadaire cumulé avec la même série de paramètres physico-chimiques qu'à Mélarchez.

9.3.3 - Description qualitative de la circulation de l'eau dans le bassin

Le bassin de Mélarchez est drainé à 90% de sa surface (drains enterrés à environ 80 cm de profondeur), la circulation d'eau est fortement influencée par cet aménagement agricole. L'influence du drainage sur le cycle de l'eau dans un bassin versant est un sujet de controverse parmi les hydrologues (Oberlin, 1981). Il apparaît néanmoins que certaines hypothèses sont généralement acceptées. Le drainage semble donc :

- augmenter le volume écoulé à l'exutoire du bassin par diminution de la percolation vers les nappes et par soustraction d'une partie de l'eau à l'évaporation en raison du ressuyage plus rapide du sol ;
- favoriser l'infiltration de l'eau dans le sol au détriment de l'écoulement superficiel au point que ce dernier disparaît presque ;
- intensifier l'écoulement sub-superficiel (*i.e.*, à l'intérieur du sol).

Sur le bassin de Mélarchez, la faiblesse des pentes, le régime pluviométrique et le drainage rendent l'écoulement superficiel peu fréquent. Sur la majeure partie du bassin l'écoulement sub-superficiel constitue donc la fraction principale du débit total qui arrive à l'exutoire du bassin (Galea, 1974). Sur de longues périodes très humides d'hiver, la nappe superficielle des limons peut affleurer temporairement notamment à proximité du cours d'eau et du réseau d'assainissement agricole. Ceci peut donner lieu à un écoulement sur des zones saturées mais le rabattement de la nappe au niveau des drains se fait très rapidement par le réseau de drainage.

Pour ce qui concerne l'écoulement de l'eau dans le sol, on peut envisager pour le bassin de Mélarchez deux schémas principaux de circulation de l'eau (figure 9.2) qui en fonction de l'état hydrique du sol et de l'importance de l'événement pluvieux auront l'un ou l'autre une importance prépondérante.

Le premier est constitué fondamentalement par l'écoulement sub-superficiel non-saturé. L'eau des pluies pénètre dans le sol et migre jusqu'aux drains artificiels ou jusqu'au réseau de drainage naturel dans un sol non saturé en eau. Ce schéma a lieu notamment pour des pluies à faible intensité. Etant donné que l'humidité à la capacité au champ semble être très proche de l'humidité à saturation à Mélarchez, le sol tend à se saturer très rapidement ce qui nous amène au deuxième schéma de circulation de l'eau.

Il existe sur le bassin de Mélarchez une semelle de labour au-dessous de la couche labourée du sol qui constitue une zone à faible perméabilité. Dès lors, pour des pluies un peu plus intenses, un écoulement sub-superficiel saturé doit se former au-dessus de la semelle de labour et migrer latéralement très rapidement vers la tranchée de drainage ou vers le réseau de drainage naturel.

En fait, dans la majeure partie des événements pluvieux, ces deux schémas de circulation ont lieu en même temps et c'est leur importance relative qui sera responsable de la non-linéarité du phénomène pluie-lessivage de polluants.

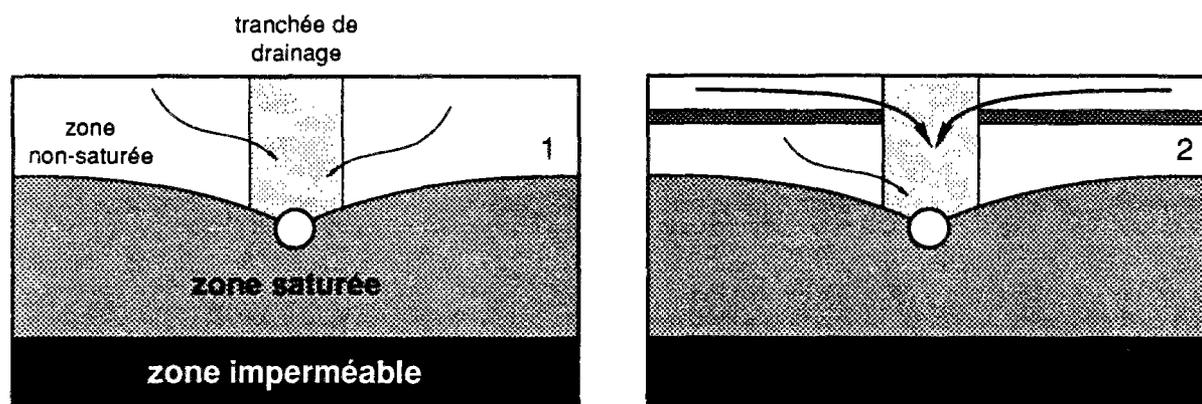


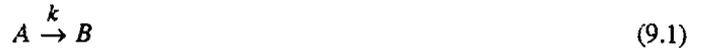
Figure 9.2 : Schéma de circulation d'eau dans le bassin versant de Mélarchez.

9.4 - DESCRIPTION DES ALGORITHMES DES TRANSFORMATIONS BIOGÉOCHIMIQUES

Dans les modèles de simulation utilisés, les transformations biogéochimiques sont représentées par des cinétiques du premier ordre. La distribution entre les phases adsorbées et dissoutes d'un polluant dans le sol est normalement décrite par des modèles d'équilibre. Deux équations sont en général utilisées pour représenter les équilibres adsorption-désorption : l'équation de Freundlich et l'équation de Langmuir. Nous ferons ensuite une brève présentation des cinétiques et des modèles d'équilibre en rapport avec les réactions biologiques, chimiques et physiques mises en jeu dans les transformations des polluants dans le sol.

9.4.1 - Cinétiques du premier ordre

Une réaction irréversible de conversion d'un composé A en un composé B avec une constante de réaction k s'écrit de la manière suivante :



La vitesse de la réaction est définie comme étant la vitesse de disparition de A et de formation de B :

$$-\frac{d[A]}{dt} = \frac{d[B]}{dt} = k[A] \quad (9.2)$$

La solution de l'équation différentielle 9.2 pour A et B donne :

$$[A] = [A]_0 e^{-kt} \quad (9.3)$$

$$[B] = [A]_0 (1 - e^{-kt}) \quad (9.4)$$

où $[A]_0$ est la concentration du composé A au début de la réaction ($t = 0$).

Dans le cas d'une réaction réversible, la cinétique globale de la réaction sera égale à la vitesse de disparition de A dans le sens $A \rightarrow B$ diminué de la vitesse d'apparition de A dans le sens $A \leftarrow B$:



$$-\frac{d[A]}{dt} = \frac{d[B]}{dt} = k_{ab}[A] - k_{ba}[B] \quad (9.6)$$

A l'équilibre, la vitesse de réaction est nulle, c'est-à-dire, que la vitesse de disparition de A est égale à la vitesse de disparition de B :

$$k_{ab}[A]_{eq} - k_{ba}[B]_{eq} = 0 \quad (9.7)$$

d'où :

$$K = \frac{[B]_{eq}}{[A]_{eq}} = \frac{k_{ab}}{k_{ba}} \quad (9.8)$$

où $[A]_{eq}$ et $[B]_{eq}$ sont les concentrations de A et B à l'équilibre.

La constante d'équilibre de la réaction, K , apparaît comme étant le rapport des constantes cinétiques des réactions d'apparition et de disparition d'un des composants :

La conservation de la masse au cours de la réaction s'écrit :

$$[A] + [B] = [A]_{eq} + [B]_{eq} = [A]_0 + [B]_0 \quad (9.9)$$

La résolution simultanée des deux équations 9.6 et 9.9 permet de trouver pour l'évolution de la concentration de A la formule suivante :

$$\frac{[A] - [A]_{eq}}{[A]_0 - [A]_{eq}} = \exp[-(k_{ab} + k_{ba}) t] \quad (9.10)$$

Les transformations biogéochimiques qui ont lieu très rapidement peuvent être considérées comme ayant atteint instantanément l'équilibre ou comme approchant très vite de l'équilibre par des réactions de disparition-apparition rapides. La modélisation des réactions d'adsorption-désorption avec une cinétique du premier ordre produit une relation linéaire entre les phases adsorbées et dissoutes à l'équilibre comme on le verra dans le paragraphe suivant, ceci étant une simplification d'autres modèles d'équilibre plus complexes.

9.4.2 - Modèles d'équilibre

Des équations développées pour des systèmes gaz-solide ont été adaptées pour la modélisation des réactions d'adsorption-désorption entre solide-liquide.

L'équation basée sur une isotherme d'adsorption de Freundlich est :

$$S = k C^{1/n} \quad (9.11)$$

où S est la concentration de la substance adsorbée par unité de masse du substrat adsorbant à l'équilibre, C est la concentration de la substance dissoute à l'équilibre et k et n sont des constantes. Généralement n est plus grand que 1. Cependant, si n est égal à 1, l'équation 9.11. se réduit à une relation linéaire entre la substance adsorbée et la substance dissoute.

Une autre équation, basée sur l'isotherme d'adsorption de Langmuir, est plus fréquemment utilisée pour décrire la concentration adsorbée et la concentration dissoute d'une substance à l'équilibre :

$$\frac{S}{C} = \frac{k S_{max}}{(1 + k C)} \quad (9.12)$$

où S_{max} est l'adsorption maximale par unité de masse du substrat adsorbant et k est une constante.

Dans le cas où la concentration en solution est très petite et par conséquent $k C \ll 1$, l'équation 9.12. se réduit à une isotherme linéaire.

$$\frac{S}{C} = k S_{max} \quad (9.13)$$

On peut donc remarquer que la représentation des réactions d'adsorption-désorption par une cinétique du premier ordre résulte, à l'équilibre, en une isotherme linéaire laquelle est un cas particulier des équations de Freundlich et de Langmuir.

9.4.3 - Méthodes numériques de résolution des équations

La solution analytique des systèmes d'équations de la concentration des différentes formes d'une substance dans le sol s'avère très difficile quand des processus d'advection, *e.g.*, le lessivage par l'eau, sont simulés en même temps et que, de plus, les constantes de réaction doivent être ajustées en fonction de la température.

Il existe de nombreuses méthodes numériques disponibles pour la solution des systèmes d'équations différentielles. Le choix dépend du type des équations à résoudre, de la précision voulue et des moyens informatiques à disposition. Pour résoudre les équations différentielles des transformations biogéochimiques des polluants dans les sols, nous avons utilisé (modèles CB et HSPF) une simple méthode d'Euler, laquelle approche la solution de l'équation sur un pas de temps par la tangente. L'exemple 9.1 illustre la résolution d'une équation selon la méthode d'Euler.

Exemple 9.1 : L'équation différentielle pour une cinétique du premier ordre :

$$\frac{dy(t)}{dt} = -k y(t) \quad (9.14)$$

où $y(t)$ est la masse de la substance à l'instant t et k est la constante de réaction ; la vitesse de réaction peut être approchée par la tangente au point $y(t)$:

$$\frac{dy(t)}{dt} \approx \frac{y(t + \Delta t) - y(t)}{\Delta t} \quad (9.15)$$

où Δt est le pas de temps. La substitution de la solution approchée dans l'équation différentielle 9.14 donne :

$$\frac{y(t + \Delta t) - y(t)}{\Delta t} \approx -k y(t) \quad (9.16)$$

En écrivant la solution pour $y(t + \Delta t)$ on a :

$$y(t + \Delta t) \approx y(t) - \Delta t k y(t) \quad (9.17)$$

Ainsi, la masse de la substance au pas de temps suivant peut être calculée à partir de la masse au pas de temps présent. L'équation différentielle est intégrée pas à pas pour obtenir la masse pour les pas de temps futurs. La précision de la solution dépend de la valeur du terme $\Delta t k$, lequel doit être très inférieur à 1 afin d'avoir des changements dans le stock de la substance par petites quantités à chaque pas de temps.

9.5 - CRITÈRES ET MÉTHODES DE CALIBRATION ET VALIDATION

Dans ce paragraphe nous présentons les principes qui ont guidé le calage et la validation des modèles utilisés. Ces principes concernent les périodes de données utilisées pour le calage et la validation, la technique de calage utilisée ainsi que les critères qualitatifs et quantitatifs d'évaluation de la qualité de la simulation.

9.5.1 - Calibration

Comme dans la plupart des cas où les modèles de simulation sont appliqués, les utilisateurs disposent de maigres séries de données pour procéder à un calibration, nous avons choisi d'utiliser premièrement un échantillon de calage d'une seule année de données. Par ailleurs, les gestionnaires sont rarement disposés à consentir un effort financier dans la recherche d'information sur une période plus grande que trois ans. Etant donné le cycle climatique annuel, l'année constitue la période minimale représentative des différents phénomènes ayant lieu sur le bassin versant.

Les sous-modèles hydrologie, érosion, azote et phosphore ont été calés successivement. Dans le cas du modèle hydrologique, nous avons choisi l'année 1975 car il s'agit d'une année hydrologiquement moyenne, ce qui

permettrait de valider le modèle sur une période sèche (1976, 1977 et 1985) et sur une période humide (les autres années) et donc sous des conditions climatiques différentes de celles de la période de calage.

En ce qui concerne les modèles érosion, azote et phosphore nous avons utilisé l'année 1977 pour le calage car, sur la période où nous disposons des données au pas de temps journalier, il s'agissait de la série la plus représentative et la plus complète.

Pour le modèle CB, sous-modèle hydrologique, nous avons tout d'abord déterminé les valeurs des paramètres à partir des données de la littérature et en fonction des caractéristiques physiques du bassin versant, puis le modèle a été validé avec les résultats fournis par ce jeu de paramètres.

Postérieurement, nous avons procédé à un calage automatique des paramètres les plus sensibles, utilisant l'algorithme d'optimisation de Rosenbrock (1960). Ce calage a été réalisé sur une plage de valeurs autour des estimations *a priori* des paramètres afin de s'assurer que les valeurs calées des paramètres seraient conceptuellement réalistes.

Le modèle HSPF a été calé manuellement, car, comme il ne prévoit pas dans son code informatique une procédure de calage automatique, il nous était pratiquement impossible d'en ajouter une dans ces 100 000 lignes de codes.

La fonction objectif utilisée pour le calage automatique des paramètres du modèle CB, a été la minimisation de la somme des écarts quadratiques entre les valeurs observées et simulées (équation 3.1). Le critère de calage du modèle HSPF a été le graphique des valeurs simulées et observées en fonction du temps. Une fois atteint un jeu de paramètres "proches de l'optimum", une recherche manuelle de l'optimum autour de ces valeurs a été réalisée en nous basant aussi sur la minimisation des écarts quadratiques.

9.5.2 - Critères d'évaluation de la qualité de l'ajustement

Comme il n'existe pas de critère universel pour évaluer la performance d'un modèle, nous avons suivi la proposition de James et Burges (1982), utilisée par WMO (1975 et 1986), qui consiste à employer plusieurs critères qualitatifs et quantitatifs afin d'évaluer la qualité de l'ajustement entre les variables observées et simulées. Pour les définitions des critères le lecteur pourra se reporter au paragraphe 3.3.8.1.

Critères graphiques

- graphique des valeurs observées et simulées journalières et mensuelles en fonction du temps ;
- graphique des erreurs absolues journalières en fonction du temps ;
- graphique des erreurs absolues journalières en fonction de la variable observée ;
- graphique des cumuls des valeurs observées et simulées moins les moyennes en fonction du temps ;
- graphique de la fréquence cumulée de la variable observée et simulée.

Critères numériques

- moyennes et écarts-types des valeurs journalières observées et simulées

$$\bar{Y}_{obs} = \frac{\sum y_{obs}}{n} \quad (9.18a)$$

$$\bar{Y}_{cal} = \frac{\sum y_{cal}}{n} \quad (9.18b)$$

$$S_{obs} = \left[\frac{\sum (y_{obs} - \bar{y}_{obs})^2}{(n - 1)} \right]^{1/2} \quad (9.19a)$$

$$s_{cal} = \left[\frac{\sum (y_{cal} - \bar{y}_{cal})^2}{(n-1)} \right]^{1/2} \quad (9.19b)$$

- rapport de l'erreur relative à la moyenne annuelle

$$ERA = \left[\frac{\sum (y_{cal} - y_{obs})}{n \bar{y}_{obs}} \right]^{1/2} \quad (9.20)$$

- coefficient de corrélation

$$R = \left\{ 1 - \left[\frac{\sum (y_{obs} - y_{est})^2}{\sum (y_{obs} - \bar{y}_{obs})^2} \right]^{1/2} \right\} \quad (9.21)$$

- rapport de la somme des carrés des résidus à la somme des carrés des valeurs observées (*i.e.*, racine du coefficient d'efficacité, équation 2.8)

$$CE = \left\{ 1 - \left[\frac{\sum (y_{obs} - y_{cal})^2}{\sum (y_{obs} - \bar{y}_{obs})^2} \right]^{1/2} \right\} \quad (9.22)$$

- rapport de la somme des carrés des résidus à la somme des carrés des valeurs observées

$$EQR = 100 \left[\frac{\sum (y_{obs} - y_{cal})^2}{\sum (y_{obs})^2} \right] \quad (9.23)$$

- écart quadratique moyen pondéré par la moyenne des valeurs observées (aussi appelé coefficient de variation du résidu des erreurs)

$$CVE = \frac{\left[\frac{\sum (y_{obs} - y_{cal})^2}{n} \right]^{1/2}}{\bar{y}_{obs}} \quad (9.24)$$

Les quatre derniers critères numériques ont été calculés pour les variables moyennes journalières, hebdomadaires et mensuelles (les deux dernières obtenues à partir d'intégration des résultats au pas de temps journalier) sur toute la période simulée et pour chaque année. En fait, les critères journaliers sont sensibles à un décalage dans le temps entre les valeurs observées et calculées. Les critères hebdomadaires et mensuels permettent donc d'effacer l'effet de la fonction de transfert des modèles et de juger seulement l'adéquation de la fonction de production du modèle.

D'autres critères numériques additionnels qui caractérisent la distribution statistique des valeurs observées et simulées ont été calculés. Il s'agit du minimum, du quartile inférieur, de la médiane, du quartile supérieur et du maximum.

Avec cette panoplie de critères, nous considérons d'une part, pouvoir détecter la plupart des tendances présentées dans une simulation et, d'autre part, pouvoir calculer la quasi-totalité des critères utilisés dans la littérature et ainsi fournir de données pouvant être confrontées, dans le futur, à d'autres études.

9.5.3 - Analyse des incertitudes de la modélisation

Nous avons étudié l'incertitude dans l'estimation des paramètres par deux techniques différentes. La première consiste en une analyse de sensibilité classique des variables d'état par rapport aux paramètres ou aux variables de forçage comme nous l'avons décrite dans le paragraphe 3.3.8.2.

Les coefficients de sensibilité (équations 3.10a et 3.10b) ont été calculés premièrement pour les flux annuels simulés qu'il s'agisse de l'eau, des matières en suspension, de l'azote ou du phosphore. L'analyse de sensibilité a été complétée par le calcul des coefficients de sensibilité pour les variables simulées au pas de temps journalier (*i.e.*, débits pour le modèle hydrologique et concentrations ou flux pour les autres modèles) pour des événements représentatifs des différents types de phénomènes physiques et/ou biochimiques mis en jeu dans le transport des polluants agricoles.

Pour les modèles hydrologiques ces périodes correspondent à : (1) des crues d'hiver (2 épisodes, Q_1 du 7 au 11 janvier 1975 et Q_2 du 23 au 31 janvier 1975), (2) des crues de printemps (1 épisode, Q_3 du 6 au 10 mai 1975), (3) le tarissement (1 épisode, Q_4 du 1^{er} au 5 août 1975) et (4) des crues d'automne pendant la reprise de l'écoulement (2 épisodes, Q_5 du 29 septembre au 2 octobre et Q_6 du 14 au 18 novembre 1975).

Pour le modèle érosion HSPF ces périodes correspondent à : (1) des crues d'hiver (2 épisodes, N_1 le 12 février 1976 et N_2 le 20 février 1977), (2) des crues de printemps (1 épisode N_3 le 03 avril 1977) et (3) des crues après la récolte des cultures de printemps (1 épisode N_4 le 16 décembre 1980).

Pour les modèles azote et phosphore ces périodes correspondent à : (1) des crues au moment de la reprise de l'écoulement après la sécheresse de 1976 (2 épisodes, N_1 le 29 novembre 76 et N_2 le 10 décembre 76), (2) des crues d'hiver avec des fortes concentration en nitrates (2 épisodes, N_3 le 04 janvier 77 et N_4 le 28 janvier 77) et (3) des crues de printemps après l'hiver exceptionnel de 1977 (1 épisode, N_5 le 05 mai 77).

Afin d'avoir une idée de la non-linéarité des modèles, nous avons procédé à deux variations sur les valeurs des paramètres (ou des variables de forçage) qui correspondent à $\pm 25\%$. Pour des raisons de présentation, le dénominateur des équations 3.10 a toujours été pris positif et pour cela, dans les histogrammes de résultats, on observe deux valeurs pour les coefficients de sensibilité (indiquées dans les figures par $\pm \Delta$). Toutefois, pour certains paramètres dont les variations introduites dépassaient des valeurs physiquement (ou conceptuellement) réalistes, les variations ont été inférieures à 25%.

La deuxième technique utilisée pour évaluer les erreurs encourues par les modèles du fait de l'estimation des paramètres a été l'analyse du premier ordre (voir paragraphe 3.3.8.2).

Un modèle de simulation avec k paramètres ($\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_k$), qui calcule une variable Y sur n pas de temps successifs, peut être formalisé par l'équation suivante :

$$y_t = Y_t(\theta) + \varepsilon_t \quad 1 \leq t \leq n \quad (9.25)$$

où y_t est la variable observée au temps t , $Y_t(\theta)$ est la variable calculée par le modèle au temps t et ε_t est l'erreur entre les deux.

Dans la pratique, on ne connaît pas la "vraie valeur" des paramètres θ . La méthode d'estimation classique des paramètres est celle des moindres carrés qui consiste à obtenir un jeu de paramètres, $\hat{\theta}$, par minimisation de la fonction :

$$\min \sum_{i=1}^n [y_i - Y_i(\hat{\theta})]^2 \quad (9.26)$$

Kuczera (1983) a démontré que, si l'erreur ε a une variance constante et est indépendante du temps (i.e., absence d'autocorrélation des erreurs) $\hat{\theta}$ suit une loi normale à k dimensions, d'espérance θ et de matrice de variance-covariance Σ_{θ} .

Dans une série de données de n valeurs (e.g., débits), chaque valeur contient une partie de l'information sur les paramètres à être identifiés. La calibration consiste donc à extraire cette information des données et de la traduire en valeurs des paramètres du modèle. L'information relative aux paramètres du modèle contenue dans les données est résumée dans la matrice de variance-covariance, laquelle décrit la dispersion ou le degré de précision des estimations $\hat{\theta}$.

Si cette dispersion est petite, on peut supposer que l'estimateur est probablement bien déterminé et que le degré avec lequel le bruit dans les données cache l'information n'est pas significatif. Par contre, si les données contiennent peu d'information ou si cette information est masquée par la présence d'un bruit significatif, la dispersion sur l'estimateur $\hat{\theta}$ sera grande.

La matrice de variance-covariance des paramètres a été calculée selon la méthode proposée par Mein et Brown (1978).

Il est supposé que la structure identifiée du modèle est telle que la prédiction de y par $Y(\hat{\theta})$ empire quand $|\hat{\theta} - \theta|$ augmente. On peut donc admettre que $\hat{\theta} - \theta$ est petit, au moins pour des grandes valeurs de n , et considérer seulement deux termes dans une approximation par une série de Taylor :

$$Y_l(\hat{\theta}) = Y_l(\theta) + \sum_{i=1}^k (\hat{\theta}_i - \theta_i) \left[\frac{\partial Y_l(\hat{\theta})}{\partial \hat{\theta}_i} \right] \quad 1 \leq l \leq n \quad (9.27)$$

ou sous forme matricielle :

$$Y(\hat{\theta}) = Y(\theta) + \Delta(\hat{\theta} - \theta) \quad (9.28)$$

où Δ est une matrice ($n \times k$) avec :

$$\Delta_{ij} = \frac{\partial Y_l(\hat{\theta})}{\partial \hat{\theta}_j} \quad (9.29)$$

La matrice de variance-covariance est donnée par :

$$\Sigma_{\theta} = (\Delta^T \Delta)^{-1} \Delta^T \Gamma \Delta (\Delta^T \Delta)^{-1} \quad (9.30)$$

où Γ est la matrice (bande symétrique) de covariance des erreurs ($n \times n$) dont les éléments sont calculés à partir des différences entre les valeurs observées de la variable d'état considérée et les valeurs calculées par le modèle avec le jeu des paramètres obtenus par moindres carrés :

$$\gamma_r = (n-r)^{-1} \sum_{i=1}^{n-r} \varepsilon_i \varepsilon_{i+r} \quad 1 \leq r \leq n-1 \quad (9.31)$$

Les éléments de la diagonale principale de Γ sont égaux à γ_0 . Les diagonales secondaires ont des éléments égaux à $\gamma_1, \gamma_2, \dots$. Dans la théorie, les valeurs de γ décroissent monotoniquement jusqu'à un nombre m à partir duquel $\gamma_m, \gamma_{m+1}, \dots$ sont égaux à zéro. Dans la pratique, l'indice de la première valeur négative de γ rencontrée peut être pris comme valeur de m .

Nous avons donc procédé à l'évaluation de la matrice de variance-covariance en ayant comme information une année, deux années et trois années de données afin d'évaluer la réduction de la précision des paramètres par la diminution de l'information contenue dans les données utilisées dans la calibration.

L'*information totale moyenne* contenue dans les données peut être exprimée par le rapport entre le déterminant de l'inverse de la matrice de variance-covariance et le nombre des données (Gupta et Sorooshian, 1985).

En général, les paramètres sont corrélés entre eux, c'est-à-dire que les données n'ont pas assez d'information pour distinguer entre les effets sur la réponse du modèle dus aux variations simultanées des différents paramètres du modèle. Par conséquent, d'une façon générale la matrice de variance-covariance n'est pas une matrice diagonale. Afin d'évaluer la réduction dans l'information contenue dans les données sur les paramètres due à l'interaction entre les paramètres Mein et Brown (1978) et Gupta et Sorooshian (1985) proposent des indices en rapport avec les propriétés de la matrice de variance-covariance.

Le rapport entre le déterminant de la matrice de variance-covariance et le produit des éléments de la diagonale principale (*i.e.*, le déterminant de la matrice de corrélation), appelé MPI (multi-parameter interaction index), nous indique le degré d'interdépendance entre les paramètres. Dans le cas d'absence complète de corrélation entre les paramètres tous les éléments de la matrice de variance-covariance à l'exception de la diagonale principale sont égaux à zéro et le MPI est égal à 1. Au fur et à mesure que l'interaction augmente la valeur du MPI diminue, jusqu'au point où le modèle devient non-identifiable, *i.e.*, MPI = 0. Par conséquent, il est souhaitable que le MPI soit le plus proche de 1.

10

MODELE CREAMS MODIFIÉ BASSIN VERSANT - CB

10.1 - DESCRIPTION DU MODELE

Le modèle complet est composé de quatre sous-modèles : modèle hydrologique, modèle érosion, modèle azote et modèle phosphore. Il s'inspire des modèles CREAMS (Knisel, 1980) et SWRRB (Williams et al., 1985). Ce paragraphe décrit ces quatre sous-modèles.

D'après les définitions présentées dans le chapitre 3, il s'agit d'un modèle mathématique de simulation conceptuel, global (semi-distribué), non linéaire, déterministe, dynamique, et continu, capable de calculer au pas de temps journalier les débits liquides, les débits solides, les concentrations en nitrates, les concentrations en phosphore dissous et les flux en phosphore particulaire à l'exutoire d'un petit bassin agricole. Ce modèle est destiné à des bassins versants de taille limitée par le fait, d'une part, qu'aucun apport ponctuel important ne doit s'y trouver et, d'autre part, par le fait que les processus de transfert et de transformation des polluants dans le cours d'eau doivent être négligeables.

A l'exception du modèle hydrologique, le bassin est divisé en n sous-bassins fictifs, correspondant chacun à un type d'occupation du sol. On suppose que le comportement hydrologique de chaque sous-bassin est similaire à celui du bassin total, on a donc n sous-bassins parallèles dont les surfaces sont proportionnelles aux types d'occupations du sol qu'ils représentent et dont les eaux ne se mélangent qu'à l'exutoire (figure 10.1).

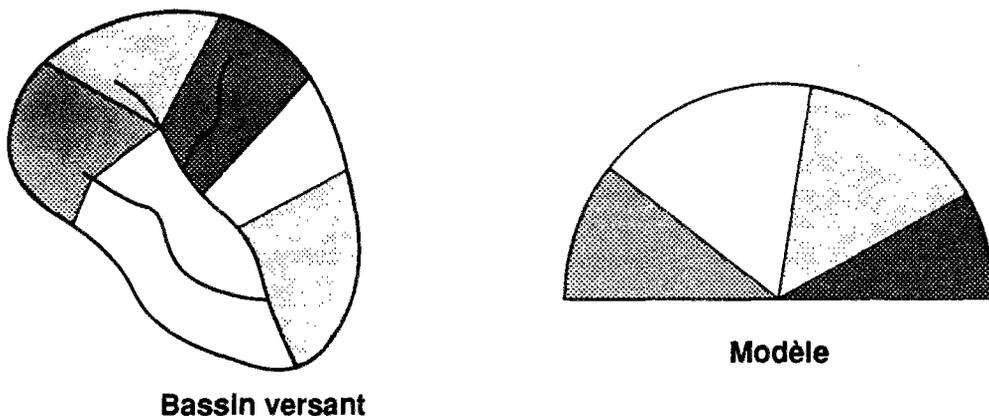


Figure 10.1 : Représentation spatiale d'un bassin versant par le modèle CB.

10.1.1 - Modèle hydrologique

Comme nous l'avons vu au chapitre 4, un modèle hydrologique est composé de deux fonctions principales : la fonction de production, qui détermine quelle sera la fraction de la pluie brute qui participera à l'écoulement (*i. e.*, pluie nette) et la fonction de transfert, qui transforme la pluie nette en hydrogramme à l'exutoire du bassin versant. Dans certains modèles hydrologiques (dont celui que nous présentons) la fonction de transfert permet accessoirement de dissocier l'hydrogramme en différentes composantes de l'écoulement (*e.g.*, ruissellement, écoulements subsurface et souterrain). Cette décomposition permet au modélisateur de discuter la correspondance entre les composantes calculées par le modèle et les différents cheminements de l'eau qui ont lieu réellement sur le bassin (voir paragraphe 4. 1). Il faut néanmoins rappeler (Roche, 1988) que cette identification, quelle que soit la force conceptuelle de la décomposition, repose toujours sur un contrôle global entre les variables d'entrée et de sortie. Elle définit plutôt des contributions à l'écoulement final dont les délais de formation (rapide, moyen et lent) conduisent l'hydrologue à les assimiler au résultat de l'action de différents mécanismes physiques. L'hydrologue "quantitatif" fait d'autant plus volontiers cette assimilation que, d'une part, le cheminement réel de l'eau importe peu pour les résultats de son travail, et d'autre part que cela lui facilite la compréhension des résultats.

Cependant, lorsque l'on s'intéresse au transport de polluants d'origine diffuse sur un bassin versant il devient impératif de connaître les différentes voies empruntées par l'eau jusqu'à l'exutoire car les concentrations en polluants des eaux arrivant au cours d'eau sont fonction des environnements traversés par l'eau et du temps de séjour dans chacun de ces environnements. Il est à noter également que des processus biogéochimiques différents ont lieu dans chacun de ces environnements.

Bien que la décomposition des écoulements par un modèle mathématique conceptuel ne corresponde pas forcément à une décomposition physique de l'écoulement entre la partie de l'eau qui a physiquement écoulé sur la surface ou percolé ou s'est écoulé par la dynamique des différents horizons aquifères, l'aptitude d'un modèle hydrologique à servir de base à un modèle de transport de polluants est, à notre avis, étroitement liée au compromis "physiquement réaliste" à trouver lors de la conceptualisation du cycle de l'eau.

A partir de la représentation que nous faisons des cheminements de l'eau dans le bassin (voir paragraphe 9.3.3), nous avons conceptualisé l'écoulement à l'exutoire du bassin comme la somme de trois composantes : (1) l'écoulement rapide, (2) l'écoulement moyen et (3) l'écoulement lent. Nous avons assimilé l'écoulement rapide à l'écoulement subsurface saturé, l'écoulement moyen à l'écoulement subsurface non-saturé et l'écoulement lent à l'écoulement souterrain. La figure 10.2 illustre la représentation par le modèle du cycle de l'eau. La zone racinaire, c'est-à-dire, la région de développement des racines est divisée en sept couches pour le transfert vertical de l'eau dans le sol.

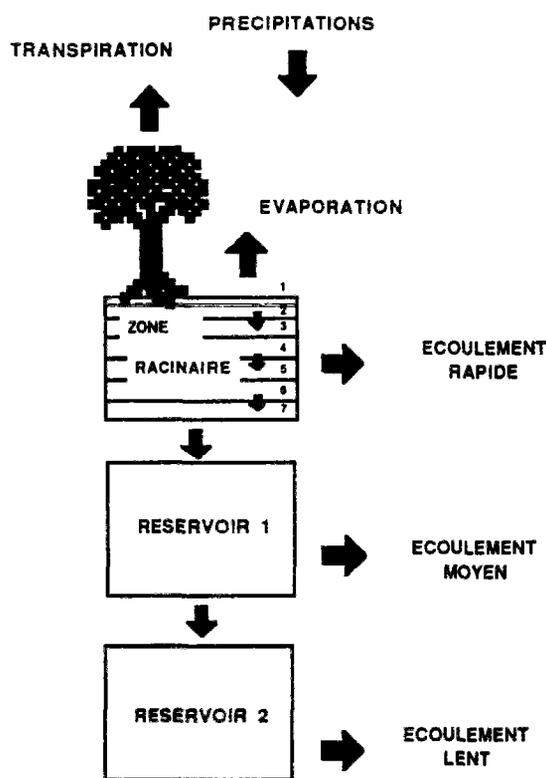


Figure 10.2 : Représentation du cycle de l'eau par le modèle CB.

Les précipitations arrivant au sol (*i.e.*, zone racinaire) peuvent soit s'écouler rapidement en fonction du stock d'eau dans la zone racinaire, soit être reprises par évapotranspiration, soit alimenter le réservoir 1. En réalité, le réservoir 1 constitue un simple réservoir de transfert, il représente l'écoulement subsurface non-saturé. Le réservoir 1 est vidangé par deux exutoires : par percolation dans le réservoir 2 et par écoulement (moyen) à l'exutoire du bassin. L'alimentation du réservoir 2 est assimilée à l'eau qui percole au-dessous de drains et qui va alimenter la nappe phréatique. Le réservoir 2 est vidangé par écoulement (lent) à l'exutoire du bassin, il est assimilé à la nappe phréatique.

10.1.1.1 - Fonction de production

La fonction de production du modèle hydrologique est basée sur l'équation du bilan hydrique dans la zone racinaire :

$$SW_t = SW_{t-1} + P_t - Q_t - ETR_t - O_t \quad (10.1)$$

où SW_t et SW_{t-1} sont les stocks d'eau de la zone racinaire à la fin et au début du jour t , respectivement, P_t est la pluie tombée pendant le jour t , Q_t est l'écoulement rapide pendant le jour t , ETR_t est l'évapotranspiration réelle pendant le jour t et O_t est la percolation pendant le jour t .

Dans l'équation 10.1, le stock d'eau à la fin du jour, SW_t , est notre inconnue et la pluie, P_t , est notre principale variable de forçage du système. Il nous faut donc calculer Q_t , ETR_t et O_t .

Écoulement rapide

L'écoulement rapide pour une pluie journalière est calculé par l'équation d'infiltration empirique proposée par le Soil Conservation Service, SCS (USDA, 1985). Cette équation a été mise au point à partir de nombreuses expérimentations sur infiltromètre et d'observations sur des bassins versants expérimentaux.

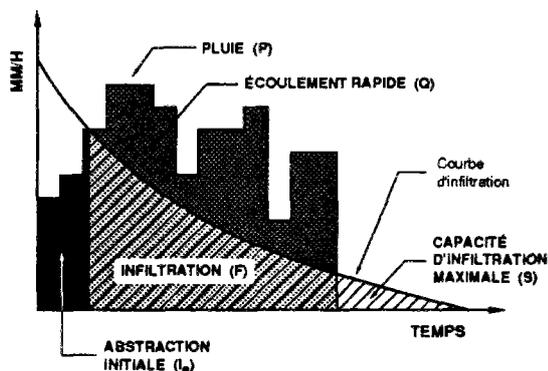


Figure 10.3 : Représentation schématique de l'infiltration dans le modèle CB.

L'analyse des événements pluvieux indique qu'il existe un seuil à partir duquel une contribution à l'écoulement se fait sentir à l'exutoire. D'après Bailleux (1974), ce seuil, sur le bassin de l'Orgeval, se situe, en hiver, un peu en dessous de 2 mm de pluie. Au printemps le seuil est légèrement supérieur à 2 mm et, en été, il est de 5,5 mm. Ce seuil correspond à l'interception par les plantes, à la rétention superficielle et à la réhumidification du sol. La pluie nécessaire pour satisfaire ce volume sera appelée abstraction initiale.

Si on analyse l'infiltration pendant une pluie, selon le point de vue Hortonien, celle-ci peut être représentée par la figure 10.3. Dans une première phase, la pluie sert à satisfaire l'abstraction initiale. Au moment où l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'infiltration du sol, l'écoulement superficiel a lieu. Dans la figure 10.3, la surface I_a correspond à l'abstraction initiale, la surface F correspond à l'infiltration durant l'averse après début de l'écoulement superficiel et la surface Q correspond à l'écoulement superficiel pendant l'averse.

L'hypothèse de base de l'équation du SCS est que le rapport entre infiltration après début d'écoulement superficiel, F , et la capacité d'infiltration maximale, S , et le rapport entre l'écoulement superficiel et la pluie après début d'écoulement sont égaux. Cette hypothèse prend la formulation suivante :

$$\frac{F}{S} = \frac{Q}{(P - I_a)} \quad (10.2)$$

Il y a une deuxième hypothèse sous-jacente qui consiste à considérer qu'il existe un volume d'infiltration maximale (S) quand la durée de l'averse tend vers l'infini. Autrement dit, la courbe d'infiltrabilité d'un sol, au lieu de tendre asymptotiquement vers la conductivité hydraulique à saturation (comme le montre la figure 3.4), croise l'axe des abscisses et à partir de ce moment l'infiltration est nulle.

Par construction, on a :

$$F = (P - I_a) - Q \quad (10.3)$$

En substituant l'équation 10.3 dans l'équation 10.2, on a :

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{(P - I_a) + S} \quad P > I_a \quad (10.4a)$$

$$Q = 0 \quad P < I_a \quad (10.4b)$$

Pour n'avoir à estimer qu'un seul paramètre, une relation entre I_a et S a été établie à partir des données de pluies et de débits sur des bassins expérimentaux aux USA. Cette relation est donnée par :

$$I_a = 0,2 S \quad (10.5)$$

L'équation 10.4a, pour une pluie journalière devient donc :

$$Q_t = \frac{(P_t - 0,2 S_t)^2}{P_t + 0,8 S_t} \quad P_t > 0,2 S_t \quad (10.6)$$

où Q_t est l'écoulement rapide en mm engendré par la pluie du jour t en mm.

Le paramètre S_t varie avec les conditions initiales d'humidité, la perméabilité du sol, le type et l'état de la culture et les pratiques agricoles. S_t varie entre 0 et $+\infty$. Afin d'avoir un paramètre à estimer variant entre 0 et 100, un paramètre auxiliaire appelé "curve number" (CN) a été défini et S_t est donné donc par :

$$S_t = \frac{1000}{CN} - 10 \quad (10.7)$$

où S_t est exprimé en inches.

A partir des couples de données pluie-débit sur plusieurs bassins versants aux USA, le SCS a établi des correspondances entre des caractéristiques physiques du bassin versant (*i.e.*, l'occupation du sol, les pratiques agricoles, l'état de la surface du sol et la perméabilité du sol) et le paramètre curve number (USDA, 1985 et 1986). Le tableau 10.1 illustre ces relations pour différents types d'occupation agricole.

Dans la version originale, en vue de prendre en compte les conditions initiales d'humidité du sol, trois classes des *curves number* ont été définies : I-sèche, II-moyenne et III-humide. L'appartenance à une de ces classes est fonction de la pluie tombée dans les cinq jours qui ont précédé l'averse et de la saison de croissance des plantes (figure 10.4). Les curves numbers sèche et humide sont reliés au curve number moyen par une relation empirique illustrée dans la figure 10.5. L'exemple 10.1 présente une application de l'équation du SCS pour calculer l'écoulement rapide à partir de la pluie journalière.

Tableau 10.1 : Relation entre l'occupation du sol et le paramètre curve number (condition initiale d'humidité moyenne).

Cover			Hydrologic Soil Group			
Land Use or Cover	Treatment or Practice	Hydrologic Condition	A	B	C	D
Fallow	Straight row		77	86	91	94
Row crops	Straight row	Poor	72	81	88	91
	Straight row	Good	67	78	85	89
	Contoured	Poor	70	79	84	88
	Contoured	Good	65	75	82	86
	Contoured and terraced	Poor	66	74	80	82
	Contoured and terraced	Good	62	71	78	81
Small grain	Straight row	Poor	65	76	84	88
	Straight row	Good	63	75	83	87
	Contoured	Poor	63	74	82	85
	Contoured	Good	61	73	81	84
	Contoured and terraced	Poor	61	72	79	82
		Good	59	70	78	81
Close-seeded legumes ^a or rotation meadow	Straight row	Poor	66	77	85	89
	Straight row	Good	58	72	81	85
	Contoured	Poor	64	75	83	85
	Contoured	Good	55	69	78	83
	Contoured and terraced	Poor	63	73	80	83
	Contoured and terraced	Good	51	67	76	80
Pasture or range		Poor	68	79	86	89
		Fair	49	69	79	84
		Good	39	61	74	80
	Contoured	Poor	47	67	81	88
	Contoured	Fair	25	59	75	83
	Contoured	Good	6	35	70	79
Meadow		Good	30	58	71	78
Woods		Poor	45	66	77	83
		Fair	36	60	73	79
		Good	25	55	70	77
Farmsteads		-	59	74	82	86
Roads (dirt) ^b (hard surface) ^b		-	72	82	87	89
		-	74	84	90	92

^aClose-drilled or broadcast.
^bIncluding right of way.

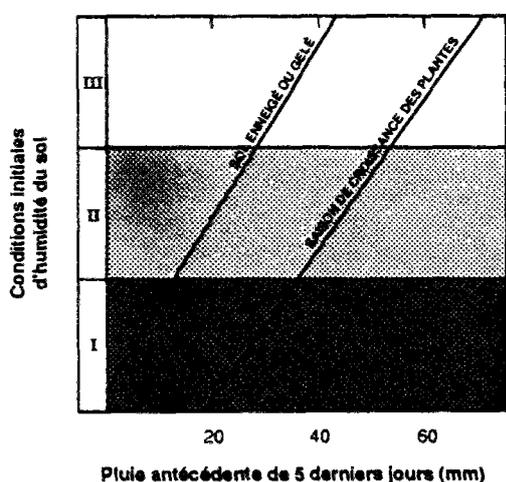


Figure 10.4 : Conditions initiales d'humidité du sol en fonction de la pluie antécédente et de la saison de croissance (d'après USDA, 1985).

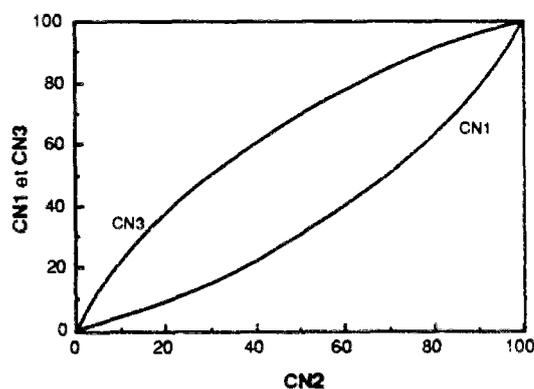


Figure 10.5 : Relation entre la condition moyenne d'humidité et les conditions sèche et humide.

Exemple 10.1 : Calcul l'écoulement provoqué par une pluie journalière de 20 mm sur un bassin versant au mois de mars avec une pluie cumulée sur les 5 derniers jours de 60 mm. Le sol est du type limono-argileux-fins avec 30% d'argile et l'occupation du sol est composée par 30% de maïs et 70% de blé.

D'après Williams et al. (1984) la conductivité hydraulique à saturation peut être estimée par :

$$K_r = \frac{12,7 (100 - \%A)}{100 - \%A + \exp [11,45 - 0,097 (100 - \%A)]} + 0,25$$

où %A est le pourcentage en argile du sol. Ainsi, la conductivité à saturation dans le bassin est de 5,5 mm/h. Ceci implique, d'après le classement des sols du SCS, un sol du type B, i.e., un sol avec une perméabilité modérée.

Pour une bonne condition de l'état de la surface, i.e., absence de facteurs qui tendent à diminuer l'infiltration, on obtient dans le tableau 10.1 :

Maïs : CN = 78
Blé : CN = 75

Ce qui nous donne un CN moyen pondéré par la surface d'occupation de 76.

Pour une pluie cumulée sur les 5 derniers jours de 60 mm, on constate par la figure 10.4. que la condition initiale d'humidité est du type humide. Par conséquent, il faut corriger le CN (condition moyenne) donné par le tableau 10.1 pour la condition réelle. La figure 10.5 nous donne pour un CN2 (moyen) de 76 un CN3 (humide) de 89.

A partir de l'équation 10.7, on a :

$$S = \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right) 25,4 = \left(\frac{1000}{89} - 10 \right) 25,4 \approx 32 \text{ mm}$$

Finalement, l'écoulement provoqué est donné par l'équation 10.6 :

$$Q = \frac{(P - 0,2 S)^2}{P + 0,8 S} = \frac{(20 - 0,2 \cdot 32)^2}{20 + 0,8 \cdot 32} \approx 4 \text{ mm}$$

Afin de mieux représenter les variations des paramètres S en fonction de l'humidité du sol plusieurs auteurs (e.g., Williams et LaSeur, 1976 ; Williams et Berndt, 1977a ; Smith et Williams, 1980 ; Williams et al., 1985) ont proposé des formulations pour lier directement S au stock d'eau du sol. Nous avons adopté celle de Smith et Williams, utilisée dans le modèle CREAMS, donnée par :

$$S_t = S_{\max} \left[1 - \sum_{j=1}^7 W_j \left(\frac{SM_{jt}}{UL_j} \right) \right] \quad (10.8)$$

où S_{\max} est la valeur maximale du paramètre S correspondant à la condition d'humidité I (sèche) du SCS en mm, W_j est un coefficient de pondération de la couche j , SM_{jt} est le stock d'eau libre (i.e., stock au-dessus du point de flétrissement permanent) dans la couche j au début du jour t en mm et UL_j est le stock d'eau libre maximal (i.e., porosité moins point de flétrissement permanent) dans la couche j en mm.

Les coefficients de pondération W_j décroissent exponentiellement avec la profondeur selon l'expression :

$$W_j = 1,016 \left\{ \exp \left[-4,16 \left(\frac{D_{j-1}}{RD} \right) \right] - \exp \left[-4,16 \left(\frac{D_j}{RD} \right) \right] \right\} \quad (10.9)$$

où D est la profondeur du fond de la couche et RD est l'épaisseur de la zone racinaire.

Percolation

La percolation est simulée selon une technique très simple de transfert de l'eau dans les sept couches de la zone racinaire. Si le volume d'eau arrivant dans une couche plus le stock existant excède le stock d'eau à la capacité au champ, la percolation a lieu. Le volume d'eau percolé à cette occasion est donné par :

$$O_{jt} = SM_{jt} \sigma_j \quad (10.10)$$

où O_{jt} est le volume d'eau percolé par la couche j en mm pendant le jour t , SM_{jt} est le stock d'eau libre à la couche j en mm au jour t , Δt est le pas de temps du modèle en jours et σ_j est une constante de temps de la couche j en jours.

Le temps d'emmagasinement σ_j est fonction de la porosité du sol et de la conductivité hydraulique à saturation et est donné par :

$$\sigma_j = \frac{2 \Delta t}{2 \left(\frac{UL_j}{K_s} \right) + \Delta t} \quad (10.11)$$

où Δt est le pas de temps du modèle en heures, UL_j est le stock d'eau libre maximal dans la couche j en mm et K_s est la conductivité hydraulique à saturation en mm/heure.

Evapotranspiration

L'évapotranspiration est simulée par le modèle de Ritchie (1972). Les variables de forçage de l'évapotranspiration, *i. e.*, la température de l'air et la radiation solaire, ont été calculées au pas de temps journalier à partir du développement d'une série de Fourier avec des données au pas de temps mensuel.

L'évapotranspiration potentielle est calculée par l'équation de Penman modifiée par Priestley et Taylor (1972) (équation 4.7).

Le rayonnement net, R_n , peut être calculé soit par l'équation 4.11, soit en négligeant le rayonnement atmosphérique et le rayonnement terrestre. L'équation 4.11 devient donc :

$$R_n = R_{s_{xx}} (1 - a) \left(0,18 + 0,62 \frac{h}{H} \right) \quad (10.12)$$

L'évapotranspiration réelle maximale journalière du sol dépend de la couverture végétale. Celle-ci est exprimée par l'indice de surface foliaire (LAI) qui correspond au rapport entre la surface des feuilles d'une culture donnée et la surface du sol. La courbe de l'indice de surface foliaire au long de l'année est donc un paramètre d'entrée du modèle.

$$ER_m = ETP \quad (LAI = 0) \quad (10.13a)$$

$$ER_m = ETP \exp(-0,4 LAI) \quad (LAI > 0) \quad (10.13b)$$

où ER_m est l'évaporation réelle maximale du sol en mm/jour. L'équation 10.13b n'est pas adaptée au calcul de ER_m quand la couverture végétale est réduite, au début de la période de croissance car on a négligé le terme advectif de l'équation de Penman. Ainsi, pour y remédier on introduit un paramètre de correction de l'évaporation en hiver (GR).

$$ER_m = ETP GR \quad \exp(-0,4 LAI) > GR \quad (10.13c)$$

La transpiration réelle maximale des plantes, TR_m , en mm/jour, est calculée par :

$$TR_m = \frac{ETP LAI}{3} \quad 0 < LAI < 3 \quad (10.14a)$$

$$TR_m = ETP \quad LAI > 3 \quad (10.14b)$$

Si la somme de l'évaporation et de la transpiration réelles maximales dépasse l'évapotranspiration potentielle on a :

$$ER_m = ETP - TR_m \quad (10.15)$$

L'évaporation réelle du sol est calculée en deux phases. Dans la première, l'évaporation du sol est limitée seulement par l'énergie disponible à la surface et, par conséquent, l'évaporation réelle est égale à l'évaporation réelle maximale. Quand l'évaporation réelle cumulée entre deux événements pluvieux dépasse un seuil, la deuxième phase du processus se met en place. Ce seuil est estimé par l'équation :

$$U_L = 9 (\alpha_s - 3)^{0,42} \quad (10.16)$$

où U_L est la limite supérieure de la phase 1 en mm et α_s est un paramètre d'évaporation du sol. La limite supérieure dépend principalement, selon Ritchie, des propriétés hydrauliques des sols. Le paramètre d'évaporation du sol est obtenu à partir des tables dont les valeurs sont fonction de la texture du sol (USDA, 1984)

L'évaporation réelle journalière du sol, ER , en mm/jour dans la phase 2 est donnée par :

$$ER = \alpha_s \left(\sqrt{t} - \sqrt{t - 1} \right) \quad (10.17)$$

où t est le nombre de jours depuis le début de la phase 2.

La transpiration réelle journalière des plantes est égale à la transpiration réelle maximale si l'humidité du sol n'est pas un facteur limitant. Cependant, quand le stock d'eau libre dans le sol (*i.e.*, humidité du sol moins l'humidité au point de flétrissement permanent) est inférieur au quart du stock d'eau libre à la capacité au champ, la transpiration réelle est donnée par :

$$TR = \frac{TR_m SM}{0,25 FC} \quad (SM \leq 0,25 FC) \quad (10.18a)$$

$$TR = TR_m \quad (SM > 0,25 FC) \quad (10.18b)$$

où TR est la transpiration réelle journalière en mm/jour, SM est le stock d'eau libre du sol en mm et FC est le stock d'eau libre du sol à la capacité au champ (ou réserve utile) en mm.

Quand l'humidité du sol atteint le point de flétrissement permanent, la croissance des plantes est stoppée par le maintien de l'indice foliaire constant jusqu'à ce que l'eau devienne disponible.

Williams et Hann (1978) proposent un algorithme pour distribuer l'évapotranspiration réelle calculée parmi les couches du sol, selon la profondeur. Le taux d'utilisation d'eau est fonction de la profondeur des racines et est exprimé par l'équation :

$$u = u_0 \exp(\chi SPG) \quad (10.19)$$

où u est le taux d'utilisation d'eau par les plantes à une profondeur donnée, u_0 est le taux d'utilisation d'eau à la surface, χ est un paramètre d'absorption d'eau et SPG est le rapport entre la profondeur des racines et la profondeur de la zone racinaire.

La paramètre χ a été déterminé en supposant qu'environ 30% de l'ETR provient des 10% supérieurs de la zone racinaire. La valeur obtenue est de 3,065.

La croissance des racines, décrite par le paramètre SPG , est estimée comme étant le rapport entre la transpiration réelle cumulée jusqu'au jour j et la transpiration réelle maximale annuelle.

$$SPG = \frac{\sum_T^j TR}{\sum_T TR_m} \quad (10.20)$$

La quantité totale d'eau utilisée jusqu'à une profondeur peut être calculée par intégration de l'équation 10.19 pour obtenir :

$$ETR = \frac{u_0}{\chi} [1 - \exp(-\chi SPG)] \quad (10.21)$$

La valeur de u_0 à la surface est calculée à chaque jour par l'équation 10.21 et l'eau évapotranspirée dans chaque couche est donnée par :

$$ETR_i = \frac{u_0}{\chi} \left[\exp\left(-\chi \frac{D_{i-1}}{RD}\right) - \exp\left(-\chi \frac{D_i}{RD}\right) \right] \quad (10.22)$$

où ETR_i est l'évapotranspiration réelle de la couche i du sol, D est la profondeur du fond d'une couche et RD est la profondeur de la zone racinaire.

10.1.1.2 - Fonction de transfert

Écoulement rapide

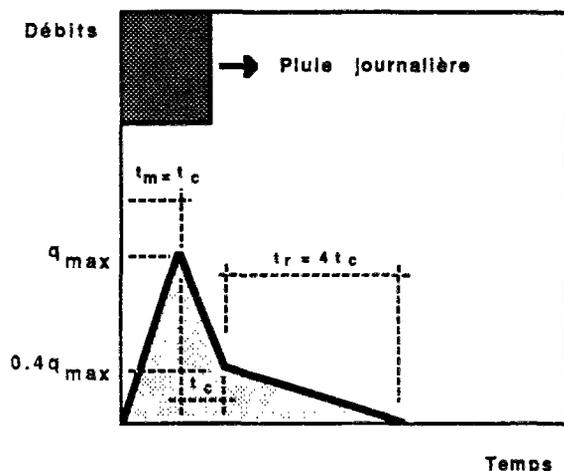


Figure 10.6 : Fonction de transfert de l'écoulement rapide du modèle CB.

Le transfert de l'écoulement rapide à l'exutoire du bassin est représenté par un hydrogramme triangulaire, comme l'illustre la figure 10.6, modifiée à partir des travaux de Williams *et al.* (1985).

La montée de l'hydrogramme triangulaire est caractérisée par un temps de montée t_m égal au temps de concentration du bassin t_c . La décrue est caractérisée par un débit égal à 40% du débit maximal à un temps t_c après le maximum de l'hydrogramme et un temps de tarissement, t_r , égal à quatre fois le temps de concentration.

Le temps de concentration du bassin est calculé selon la formulation adoptée dans la synthèse des crues effectuée par le Ministère de l'Agriculture (1980) qui est donnée par :

$$t_c = \exp \left[-0,69 + 0,32 \ln (S) + 2,2 \left(\frac{P_a}{P_{10}} \frac{1}{T_a} \right)^{1/2} \right] \quad (10.23)$$

où t_c est le temps de concentration du bassin en heures, S est la superficie en km^2 , P_a est la pluie moyenne annuelle en mm, P_{10} est la pluie journalière décennale sur le bassin en mm et T_a est la température moyenne annuelle corrigée pour le niveau de la mer en $^{\circ}\text{C}$.

Écoulements moyen et lent

Comme l'indique la figure 10.2, l'eau qui franchit la septième couche de la zone racinaire alimente le réservoir 1. Ce réservoir est vidangé par deux exutoires : par une percolation dans le réservoir 2, suivant une loi linéaire (voir paragraphe 4.2.1.1) et par un écoulement moyen à l'exutoire du bassin, selon la même loi. Nous avons fait l'hypothèse que le transfert d'eau entre les deux réservoirs est égal à l'écoulement moyen vers l'exutoire.

L'écoulement lent correspond à la vidange du réservoir 2 qui suit aussi une loi linéaire. La formulation générale est :

$$Q_i = (ST_i - FC_i) \left[1 - \exp \left(\frac{-\Delta t}{TL_i} \right) \right] \quad (10.24)$$

où ST_i est le stock d'eau total dans le réservoir i au jour t en mm, FC_i est le stock d'eau à la capacité au champ dans le réservoir i en mm et TL_i est une constante de temps en jours.

10.1.2 - Modèle érosion

La formulation utilisée pour calculer le flux de matières en suspension à l'exutoire du bassin a été l'équation universelle de perte des sols modifiée (MUSLE) par Williams (1975b) et que nous avons présentée dans le chapitre 5.

Le flux moyen journalier de MES, S_i , est calculé par l'expression :

$$S_i = a (V_i q_{pi})^b K L S C P \quad (10.25)$$

où V_i est le volume écoulé à l'exutoire pendant le jour i , en m^3 , q_{pi} est le débit maximal qui a lieu pendant le jour i en m^3/s et K, L, S, C et P sont les paramètres de l'équation universelle de perte des sols (USLE) exprimés dans les unités du système international (voir chapitre 5). a et b sont des coefficients, constants d'après Williams, dont les valeurs sont respectivement 89,6 et 0,56.

10.1.3 - Modèle azote

Le cycle de l'azote dans les sols est extrêmement complexe. Parmi les représentations plus ou moins détaillées de ce cycle proposées dans la littérature (voir chapitre 6) nous avons choisi d'utiliser, en respectant les principes de la minimalité des paramètres (voir chapitre 3), une représentation simple, avec un nombre réduit de relations et de paramètres, mais susceptible de décrire raisonnablement le comportement du système. La figure 10.7 montre la représentation choisie.

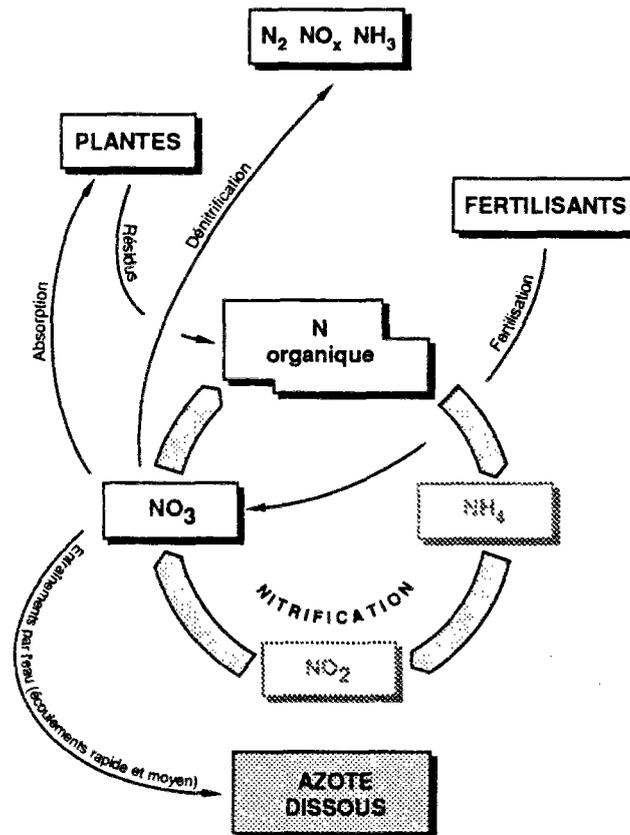


Figure 10.7 : Représentation du cycle de l'azote par le modèle CB.

Outre les hypothèses simplificatrices sur la représentation du cycle de l'azote dans le sol, nous supposons que les apports de fertilisants et l'azote nitrique du sol sont uniformément mélangés dans la zone racinaire, qui se comporte comme un réacteur bien mélangé. Toutes les transformations de l'azote ont lieu dans la zone racinaire et les réservoirs 1 et 2 (figure 10.2) participent seulement au transfert des nitrates. Le modèle ne considère pas les transformations biogéochimiques des nitrates dans le réseau hydrographique.

Le modèle azote est constitué des trois modules de base : (1) transformations biochimiques, qui décrit les interactions entre les différentes formes de l'azote représentées, (2) absorption d'azote par les plantes et (3) transfert d'azote, qui calcule pour chaque jour le flux d'azote quittant la zone racinaire.

10.1.3.1 - Transformations biochimiques

Les formes d'azote du sol considérées sont les nitrates et l'azote organique. Les processus de transformation modélisés sont la minéralisation, la dénitrification et l'immobilisation. Nous avons fait en plus l'hypothèse d'un stock d'azote organique constant.

L'équation du bilan de l'azote nitrique dans la zone racinaire peut être écrite de la manière suivante :

$$NO_{3,t+1} = NO_{3,t} + NF_t + MN_t + RN_t - DN_t - QN_t - ON_t - IN_t - APN_t \quad (10.26)$$

où $NO_{3,t+1}$ et $NO_{3,t}$ est le stock d'azote nitrique dans la zone racinaire au début du jour $t+1$ et du jour t , respectivement, NF_t est la quantité d'azote nitrique apportée par fertilisation pendant le jour t , MN_t est la quantité d'azote nitrique minéralisée pendant le jour t , RN_t est la quantité d'azote nitrique apportée par la pluie pendant le jour t , DN_t est la quantité d'azote nitrique dénitrifiée pendant le jour t , QN_t est la quantité d'azote nitrique percolée pendant le jour t , IN_t est la quantité d'azote nitrique immobilisée pendant le jour t et APN_t est la quantité d'azote nitrique absorbée par les plantes pendant le jour t . Tous les termes de l'équation 10.26 sont exprimés en kg N/ha.

Apports

Pour ce qui concerne les apports d'engrais aux cultures, nous faisons l'hypothèse qu'ils se font sous la forme nitrique. Les éventuels apports sous la forme ammoniacale seraient rapidement oxydés en nitrates. Comme il nous semble raisonnable de penser que les agriculteurs sur le bassin ne font pas tous en même temps la fertilisation des cultures, les apports de fertilisants sur l'ensemble du bassin versant sont distribués uniformément autour d'une date moyenne d'application dont l'étendue est fixée à ± 15 jours.

Pour le calcul des apports météoriques, nous avons considéré que l'eau de pluie a une concentration en nitrates constante au long de la période simulée car dans la plupart du temps cette concentration varie peu et généralement est inférieure à 2 mg N-NO₃/l.

Minéralisation

La minéralisation de l'azote organique est calculée selon une cinétique du premier ordre à partir de la quantité d'azote organique potentiellement minéralisable (voir chapitre 6). Le taux de réaction optimal (*i.e.*, température du sol de 35° C et humidité à la capacité au champ) est ajusté en fonction de la température (selon une simplification de l'équation Arrhenius) et de l'humidité du sol. On a donc :

$$MN_t = POTM \left\{ 1 - \exp \left[-k_m \frac{FC}{ST_t} \theta^{(T_t - 35)} \right] \right\} \quad ST > FC \quad (10.27a)$$

$$MN_t = POTM \left\{ 1 - \exp \left[-k_m \frac{ST_t}{FC} \theta^{(T_t - 35)} \right] \right\} \quad ST < FC \quad (10.27b)$$

où MN_t est la quantité d'azote minéralisée pendant le jour t en kg N/ha, $POTM$ est la quantité d'azote organique minéralisable en kg N/ha, k_m est la constante de minéralisation en jour⁻¹, ST_t est le stock d'eau dans la zone racinaire en mm au jour t , FC est le stock d'eau à la capacité au champ dans la zone racinaire en mm, θ est un coefficient de correction de la température (égal à 1,07) et T_t est la température du sol en °C au jour t .

D'après Reddy et al., (1979a) l'azote potentiellement minéralisable peut être estimé par :

$$POTM = -591 + 112 \ln (TN) \quad (10.27c)$$

où $POTM$ est la teneur en azote potentiellement minéralisable en $\mu\text{g N/g}$ de sol et TN est la teneur en azote total du sol en $\mu\text{g N/g}$ de sol.

Dénitrification

La dénitrification a lieu quand l'humidité du sol excède l'humidité à la capacité au champ et la température du sol dépasse 8°C (Williams et Hann, 1978 ; Germon et al., 1985). Au-delà de ces limites le processus est considéré comme une réaction du premier ordre dont le taux de réaction est fonction de la température et de la teneur en carbone du sol (Williams et al., 1984).

$$DN_t = NO3_t [1 - \exp(-k_d TF CO)] \quad (10.28)$$

$$TF = 0,1 + \left\{ \frac{0,9 T_t}{[T_t + \exp(9,93 - 0,312 T_t)]} \right\} \quad (10.29)$$

$$CO = \frac{OM}{1,724} \quad (10.30)$$

où DN_t est la quantité d'azote nitrique dénitrifiée en kg N/ha au jour t , $NO3_t$ est la quantité d'azote nitrique en kg N/ha au début du jour t , k_d est la constante de dénitrification en jour^{-1} , TF est le facteur de correction de la température, T_t est la température du sol en $^\circ\text{C}$ au jour t , OM est la concentration en matière organique du sol en % et CO est la concentration en carbone organique du sol en %.

Immobilisation

Nous avons pris en compte l'immobilisation de l'azote nitrique car elle peut jouer un rôle important dans la dynamique de l'azote du sol notamment lors de l'enfouissement régulier des résidus des récoltes (Lindemann, 1986). Ce processus est aussi assimilé à une réaction du premier ordre dont le taux est fonction de la température et de l'humidité du sol (Williams et Hann, 1978).

De manière analogue aux apports de fertilisants, l'enfouissement des résidus culturaux est distribué uniformément autour de la date moyenne du labour pour une certaine culture dont l'étendue est fixée à ± 10 jours.

La décomposition des résidus est donnée par :

$$DR_t = SR_t TF \frac{ST_t}{FC} [1 - \exp(-k_r)] \quad ST < FC \quad (10.31a)$$

$$DR_t = SR_t TF \frac{FC}{ST_t} [1 - \exp(-k_r)] \quad ST > FC \quad (10.31b)$$

où DR_t est la quantité de résidus organiques décomposés en kg/ha pendant le jour t , SR_t est le stock de résidus organiques du sol en kg/ha au début du jour t , k_r est la constante de décomposition des résidus en jours^{-1} , TF est le facteur de correction de la température calculé par l'équation 10.29, ST_t est le stock d'eau dans la zone racinaire en mm au jour t et FC est le stock d'eau de la zone racinaire à la capacité au champ en mm .

La quantité d'azote nitrique immobilisée en kg N/ha au jour t , IN_t , est déterminée par l'expression :

$$IN_t = DR_t(0,016 - C_{NR}) \quad (10.32)$$

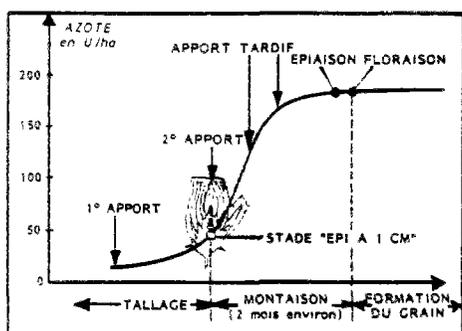
où C_{NR} est la teneur en azote des résidus en kg N/kg de résidus.

Température du sol

La température moyenne du sol dans la zone racinaire a été prise comme étant égale à la température moyenne de l'air des 20 jours précédents (Haith et Loehr, 1979).

Pour la parcelle de Boissy-le-Chatel, nous avons obtenu sur 10 ans de mesures, des coefficients de corrélation de 0,98 et 0,97 pour la relation entre la température moyenne des 20 jours précédents et la température du sol à 50 cm et 100 cm de profondeur, respectivement.

10.1.3.2 - Absorption de l'azote nitrique par les plantes



D'après Smith et al. (1980), l'absorption cumulée d'azote par les plantes pendant une campagne peut être décrite par une fonction de répartition normale, comme par exemple, celle montrée dans la figure 10.8.

Cette courbe est définie par deux paramètres : le jour où les plantes ont absorbé 50% de leurs besoins annuels (moyenne) et le jour où elles ont absorbé 84% de leurs besoins. L'intervalle entre ces deux instants correspond à l'écart-type de la distribution normale associée.

Figure 10.8 : Absorption d'azote par le blé (d'après Soltner, 1985a).

La courbe normale peut être approchée par :

$$PUN_t = 1 - \left(\frac{S-t}{S} \right)^4 \quad (10.33)$$

où :

$$S = 1 + 0,1968 x + 0,115194 x^2 + 0,000344 x^3 + 0,01957 x^4 \quad (10.34)$$

et :

$$x = \frac{(t_s - t_m)}{t_s} \quad x \geq 0 \quad (10.35)$$

$$PUN_t(-x) = 1 - PUN_t(x) \quad x < 0 \quad (10.36)$$

où PUN_t est la fraction de l'absorption potentielle annuelle consommée après t_s jours, t_s est le nombre de jours après la germination, t_m est le nombre de jours nécessaires pour absorber 50% du total annuel et t_r est le nombre de jours entre 50% et 84% d'absorption.

La contrainte d'humidité du sol réduit l'absorption dans une proportion égale au rapport entre la transpiration réelle et la transpiration potentielle. Donc, la quantité journalière d'azote absorbée par les plantes devient :

$$APN_t = (PUN_t - PUN_{t-1}) PU TR \quad (10.37)$$

où APN_t est la quantité d'azote nitrique absorbée par les plantes au jour t en kg N/ha, PU est le potentiel annuel d'absorption d'azote pour la culture en kg N/ha et TR est le rapport entre la transpiration réelle et la transpiration potentielle.

10.1.3.3 - Transfert de l'azote

Une fraction constante de l'écoulement rapide est supposée se mélanger avec la phase eau de la zone racinaire avant d'atteindre le réseau hydrographique (Ahuja et Lehman, 1983). Cette fraction est donnée par le coefficient d'extraction selon Donigian *et al.* (1977) et Frere *et al.* (1980).

Le transfert de l'azote, dû à la percolation, de la zone racinaire vers le réservoir 1 (voir figure 10.2) s'appuie aussi sur l'hypothèse d'un mélange incomplet dans la zone racinaire.

Le réservoir 2 est considéré comme un "puits" d'azote et la concentration en nitrate de l'écoulement lent est supposée constante. Cette hypothèse est basée sur la constance de la concentration en nitrates d'une source drainant la nappe superficielle à Mélarchez dont l'évolution est présentée dans la figure 10.9. On pourrait imaginer que l'eau de percolation ayant la concentration en nitrates plus importante que les eaux souterraines, ces dernières devraient présenter une tendance à la hausse de concentration, ce qui n'est pas le cas. Plusieurs auteurs (*e.g.*, Hebert *et al.*, 1982) attribuent ce phénomène à la dénitrification des eaux souterraines ce qui empêcherait certaines nappes de voir la concentration en nitrates s'accroître dans leurs eaux.

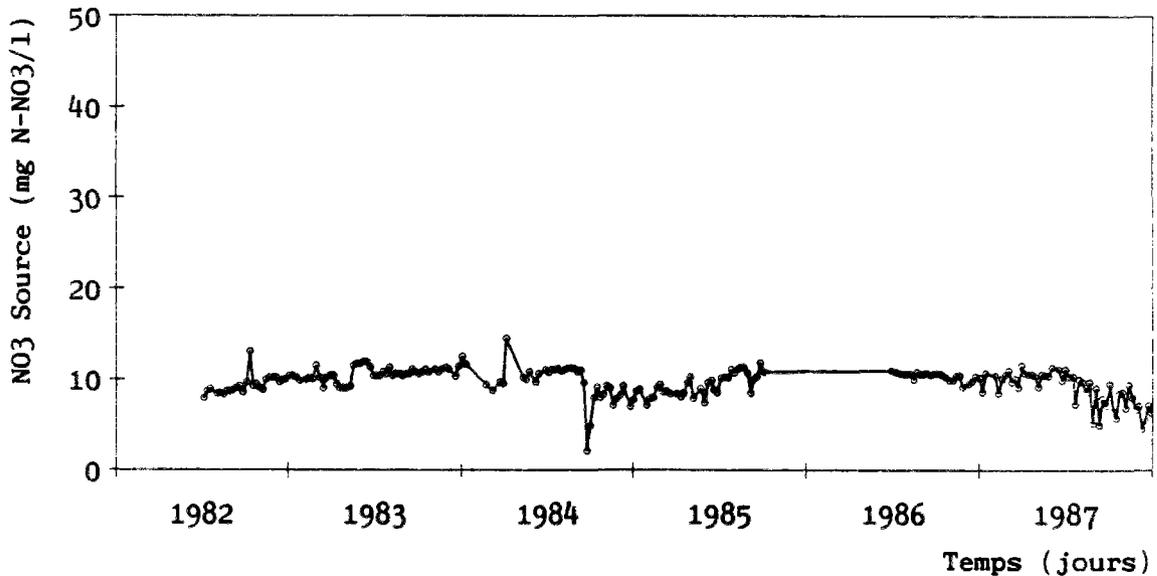


Figure 10.9 : Evolution de la concentration en nitrates d'une source drainant la nappe superficielle à Mélarchez.

Le bilan hydrique et la conservation de la masse dans la zone racinaire nous conduisent à :

$$C_t = \frac{NO3_t}{ST_t + P_t} \quad (10.38)$$

où C_t est la concentration en nitrates dans la zone racinaire au jour t en kg N/ha/mm, $NO3_t$ est le stock d'azote nitrique dans la zone racinaire au début du jour t en kg N/ha, ST_t est le stock d'eau dans la zone racinaire au début du jour t en mm et P_t est la pluie journalière tombée pendant le jour t en mm.

Donc, le flux d'azote nitrique dû au transfert par écoulement rapide et le flux d'azote dû à la percolation dans la zone racinaire sont donnés respectivement par :

$$QN_t = C_t Q_t EXQ \quad (10.39)$$

$$ON_t = C_t O_t EXO \quad (10.40)$$

où QN_t est le flux journalier d'azote de la zone racinaire transporté par écoulement rapide en kg N/ha, Q_t est l'écoulement rapide journalier en mm, EXQ est le coefficient d'extraction pour l'écoulement rapide, ON_t est le flux journalier d'azote racinaire transporté par percolation en kg N/ha, O_t est la percolation à travers la zone racinaire en mm et EXO est le coefficient d'extraction pour la percolation.

10.1.4 - Modèle phosphore

10.1.4.1 - Phosphore dissous

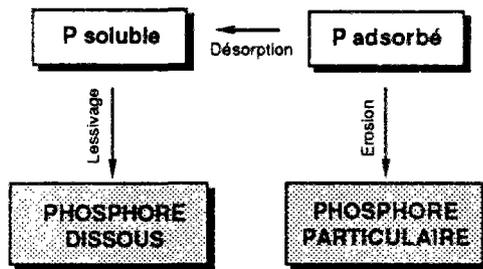


Figure 10.10 : Représentation schématique du modèle phosphore CB.

La représentation des processus de transport et transfert du phosphore dissous dans la zone racinaire est illustrée dans la figure 10.10.

Le modèle se base sur l'hypothèse d'un équilibre instantané entre la phase adsorbée et la phase dissoute du phosphore dans le sol. Cet équilibre est décrit par une isotherme linéaire. Comme nous faisons l'hypothèse d'un stock constant de phosphore adsorbé dans le sol, ceci revient à supposer une concentration constante en phosphore dissous de l'eau du sol.

$$P_a = k_p P_d \quad (10.41)$$

où P_a est la concentration en phosphore adsorbée à l'équilibre en kg P/ha, P_d est la concentration en phosphore dissous de l'eau du sol à l'équilibre en mg P/l et k_p est un coefficient d'adsorption du phosphore.

Par analogie avec le modèle azote, nous avons admis qu'une fraction constante de l'écoulement rapide se mélange avec la phase eau de la zone racinaire avant d'atteindre le réseau hydrographique. Par ailleurs, nous faisons l'hypothèse que le phosphore ne migre pas dans le sol et donc que les concentrations en phosphore des écoulements moyen et lent sont nulles.

$$QP_d = P_d Q_t EXQ \quad (10.42)$$

où QP_d est le flux journalier du phosphore dissous de la zone racinaire transporté par écoulement rapide en kg P/ha, Q_t est l'écoulement rapide journalier en mm, EXQ est le coefficient d'extraction pour l'écoulement rapide.

10.1.4.2 - Phosphore particulaire

Le transport du phosphore particulaire est étroitement lié à l'érosion des terres agricoles et au transport de sédiments.

Le flux du phosphore particulaire transporté par l'eau est fonction, dans le modèle, uniquement de l'érosion des sols et donné par :

$$QP_p = S_i P_a ER_p \quad (10.43a)$$

$$ER_p = a S_i^b \quad (10.43b)$$

où QP_p est le flux du phosphore particulaire de la zone racinaire en kg P/ha, S_i est la perte des sols à l'exutoire du bassin donnée par l'équation 10.25 en kg/ha, P_a est la concentration en phosphore absorbé par le sol en kg P/kg de sol et ER_p est le taux d'enrichissement du phosphore défini comme le rapport entre la concentration en phosphore des matières en suspension et la concentration en phosphore des sols. a et b sont des coefficients pouvant être obtenus soit à partir de mesures de ER et de S à l'exutoire du bassin soit à partir de simulations de pluie.

10.2 - DÉTERMINATION DES VALEURS DES PARAMETRES

Comme la principale caractéristique du modèle est d'être indépendant de calage, tous les paramètres du modèle peuvent a priori être déterminés à partir des caractéristiques physiques du bassin. Nous allons présenter dans ce paragraphe les procédures d'attribution des valeurs de tous les paramètres du modèle.

10.2.1 - Modèle hydrologique

Texture du sol

Tableau 10.2 : Texture des sols à Mélarchez

	% Argile	% Limon	% Sable
Surface	20	72	8
Zone racinaire	30	62	8

D'après des analyses des sols réalisées par le CEMAGREF et par la Chambre d'Agriculture du département de Seine et Marne, il ressort que les sols à la surface sont limono-argileux (silt loam) et la texture moyenne sur un mètre de profondeur est limono-argileuse fine (silty clay loam). La composition type des sols est présentée dans le tableau 10.2.

Porosité

La porosité ($POROS$) est définie comme étant le volume des vides du sol exprimé en % du volume total. Si d est la densité réelle de la matière solide (environ $2,65 \text{ g/cm}^3$) et d' la densité apparente (masse volumique du sol en place, vides compris) :

$$POROS = 1 - \frac{d'}{d}$$

Tableau 10.3 : Porosité du sol à la parcelle de Boissy-le-Chatel

Horizont cm	Porosité
0 - 40	0,35
40 - 110	0,33
110 - 245	0,39

D'après Loumagne (1984) la porosité en fonction de la profondeur est donnée dans le tableau 10.3 pour la parcelle de Boissy-le-Chatel. Selon le tableau 10.4 proposé par USDA (1984) pour un sol limono-argileux fin (silty clay loam) on a une porosité de 0,47. Nous avons estimé la porosité des sols sur le bassin de Mélarchez à 0,34, ce qui constitue une valeur moyenne pour la zone racinaire d'après les données de la parcelle de Boissy-le-Chatel.

Humidité à la capacité au champ

Elle correspond à l'humidité observée après cessation du drainage. Estimée d'après le tableau 10.4 elle a une valeur de 0,36. Les valeurs d'humidité mesurées par une sonde à neutrons nous indiquent une valeur de 0,33. Nous avons adopté cette dernière valeur.

Humidité au point de flétrissement permanent

Elle correspond au seuil du pouvoir d'extraction de l'eau par les racines. Le tableau 10.4 donne une valeur de 0,20. Les valeurs d'humidité mesurées par une sonde à neutrons nous indiquent des valeurs pour l'humidité pendant les mois estivaux de l'ordre 0,15 et nous avons adopté cette dernière valeur.

Tableau 10.4 : Caractéristiques physiques moyennes des sols.

Texture	Densité apparente	Porosité	Capacité au champ	Point flétrissement	α_s
	g/cm ³				
Coarse sand	1,6	0,40	0,11	0,03	3,3
Sand	1,6 (1,5)	0,40 (0,45)	0,16 (0,09)	0,03 (0,02)	3,3
Fine sand	1,5	0,43	0,18	0,03	
V. fine sand	1,5	0,43	0,27	0,03	3,3
L. coarse sand	1,6	0,40	0,16	0,05	3,3
Loamy sand	1,6	0,40	0,19	0,05	3,3
Loamy f. sand	1,6	0,40	0,22	0,05	3,3
L. v. f. sand	1,6	0,40	0,37	0,05	3,3
Coarse s. loam	1,6	0,40	0,19	0,08	3,3
Sandy loam	1,6 (1,35)	0,40 (0,50)	0,22 (0,15)	0,08 (0,04)	3,5
F. sandy loam	1,7	0,36	0,27	0,08	3,5
V. f. sandy loam	1,6	0,40	0,37	0,08	3,5
Loam	1,6	0,40	0,26	0,11	4,5
Silt loam	1,5 (1,25)	0,43 (0,53)	0,32 (0,22)	0,12 (0,07)	4,5
Silt	1,4	0,47	0,27	0,03	4,0
Sandy clay loam	1,6	0,40	0,30	0,18	4,0
Clay loam	1,6 (1,20)	0,40 (0,55)	0,35 (0,28)	0,22 (0,10)	4,0
Silty clay loam	1,40	0,47	0,36	0,20	4,0
Sandy clay	1,6	0,40	0,28	0,20	3,5
Silty clay	1,5	0,43	0,40	0,30	3,5
Clay	1,4 (1,15)	0,47 (0,60)	0,39 (0,45)	0,28 (0,33)	3,5

Source : USDA (1984).

Conductivité hydraulique à saturation

D'après Williams et al. (1984) la conductivité hydraulique à saturation peut être estimée par :

$$K_s = \frac{12,7 (100 - \%A)}{100 - \%A + \exp [11,45 - 0,097 (100 - \%A)]} + 0,25 \quad (10.44)$$

Tableau 10.5 : Classification du SCS des sols selon la perméabilité.

Groupe hydrologique	K_s (mm/h)
A	7,50 - 11,50
B	3,80 - 7,50
C	1,30 - 3,80
D	0,00 - 1,30

Source : USDA (1984).

où K_s est la conductivité hydraulique à saturation en mm/h et %A est le pourcentage en argile du sol. L'équation 10.44 donne pour le sol de la zone racinaire de Mèlarchez une conductivité hydraulique à saturation de 5,3 mm/h. D'après le tableau 10.5, le sol est classé dans le groupe hydrologique B du Soil Conservation Service.

Curve number

Le tableau 10.6 fournit les données pour le calcul de la "curve number" pondérée pour le bassin versant de Mèlarchez.

Tableau 10.6 : "Curve number" pour les différentes occupation du sol à Mèlarchez.

Type d'occupation	% de la surface	CN
Zone urbanisée	2	84
Céréales	69	75
Cultures sarclées	14	78
Prairie de fauche	3	72
Prairie permanente	9	61
Bois	3	55

Le CN pondéré est de 74 pour le bassin de Mèlarchez.

Profondeur de la zone racinaire

La profondeur de la zone racinaire a été fixée à 60 cm car d'après Soltner (1985a) 90% des racines du blé (en matières sèches) se trouve à une profondeur inférieure à 60 cm.

Facteur de couverture végétale en hiver

Il s'agit du paramètre GR dans l'équation 10.13c. Il varie entre 0,5 pour une couverture excellente du sol en hiver et 1,0 pour un sol nu. Nous l'avons fixé 0,7 car la plupart des surfaces destinées aux cultures de printemps restent nues pendant l'hiver.

Paramètre d'évaporation du sol

Il s'agit du paramètre α , dans les équations 10.16 et 10.17. D'après le tableau 10.4, pour un sol limono-argileux fin (silty clay loam), le paramètre d'évaporation du sol est égal à 4,0.

Constante de vidange des réservoirs

Nous les avons fixées, arbitrairement, *a priori* à 7 et 30 jours respectivement au réservoir 1 et au réservoir 2. Ces valeurs ont été déterminées à partir de l'expertise des hydrologues du CERGNE sur le calage des constantes de vidange des réservoirs des modèles hydrologiques conceptuels.

Indice de surface foliaire

Comme les cultures du blé et du maïs correspondent à presque 80% du total des surfaces cultivées, nous avons calculé l'indice de surface foliaire pondéré sur le bassin à partir des indices de chacune de ces cultures.

Nous nous sommes inspirés de la courbe de densité de couverture végétale proposé par Bogdancwicz (1980) pour le bassin de Mélarchez et la courbe que nous avons adoptée pour l'indice de surface foliaire est présentée dans la figure 10.11.

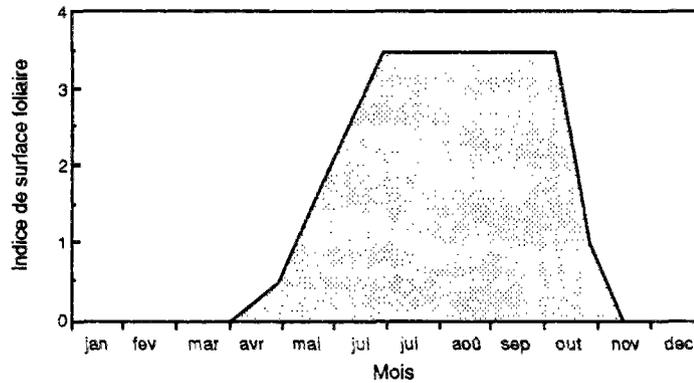


Figure 10.11 : Indice de surface foliaire.

10.2.2 - Modèle érosion

% Matière organique

La teneur moyenne en matière organique du sol, d'après les analyses de sol de la Chambre d'Agriculture du département de Seine et Marne, est de 2,4%.

Facteur d'érodabilité du sol (K)

Le paramètre K de l'équation universelle de perte des sols est calculé par l'expression proposée par Wischmeier et Smith (1978) et donnée par :

$$100 K = [2,1 M^{1,4} 10^{-4} (12 - a) + 3,25 (b - 2) + 2,5 (c - 3)] 0,1317 \quad (10.45a)$$

$$M = (\%L + \%SF) (100 - \%A) \quad (10.45b)$$

où K est le facteur d'érodabilité du sol en $(t \text{ ha h}) / (\text{ha MJ mm})$, a est la teneur en matière organique du sol en %, b est un paramètre fonction de la structure du sol, c est un paramètre fonction de la perméabilité du sol, $\%L$ est le pourcentage en limons, $\%SF$ est le pourcentage en sable très fins et $\%A$ est le pourcentage en argile.

Pour les sols superficiels sur le bassin de Mélarchez nous avons $a = 2,4$, $b = 3$, $c = 2$, $(\%L + \%SF) = 75\%$ et $\%A = 20$. Ceci nous donne $K = 0,058$.

Facteur de couverture végétale et de pratique culturale (C)

Le paramètre C est estimé à partir des tables proposées par Wischmeier et Smith (1978). Nous avons décomposé l'occupation du bassin en 2 classes : cultures d'hiver et cultures de printemps. Les valeurs de C pour les deux classes, correspondent aux lignes 137 et 92 du tableau 5 de Wischmeter et Smith, respectivement. La figure 10.12 illustre la variation annuelle de C pour les cultures d'hiver et de printemps. La valeur moyenne annuelle de C est 0,31.

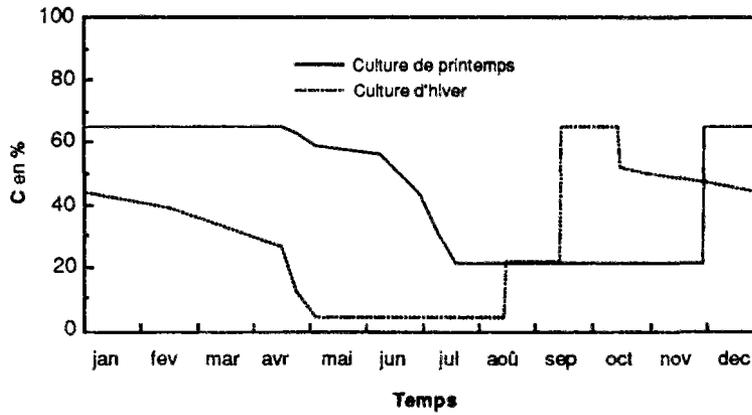


Figure 10.12 : Facteur de couverture végétale et de pratique culturale (C) pour les cultures d'hiver et de printemps à Mélarchez.

Facteur de pente (S)

Nous avons calculé le paramètre S pour le bassin de Mélarchez par la méthode "contour-length" ($S = 1,4\%$) et par la méthode "grid-contour" ($S = 1,25\%$). Nous rappelons que ces méthodes sont décrites par Williams et Berndt (1977b). Nous avons adopté la valeur la plus faible.

Facteur de longueur de pente (L)

Nous avons calculé le paramètre L pour le bassin de Mélarchez par la méthode de la densité de drainage ($L = 1150\text{ m}$) et par la méthode "contour-extreme point" ($L = 1\ 000\text{ m}$). Ces valeurs nous ont paru trop élevées pour le bassin de Mélarchez, car la longueur des pentes dans les parcelles est en général inférieure à une centaine de mètres. Nous pouvons conclure que sur des bassins avec un relief peu prononcé, ces méthodes tendent à surestimer la longueur de la pente. Nous avons fixé le paramètre L à 100 m à partir de notre expérience du terrain car nous pensons que l'écoulement superficiel ne dépasse cette longueur que rarement sur le bassin de Mélarchez.

Facteur de pente et longueur de pente (LS)

Le paramètre LS peut être estimé par la relation :

$$LS = \left(\frac{L}{22,1} \right)^m (65,41 S^2 + 4,56 S + 0,065) \quad (10.46a)$$

$$m = 0,6 [1 - \exp(-35,835 S)] \quad (10.46b)$$

où L est la longueur moyenne de la pente en mètres, S est la pente moyenne du bassin en m/m. Le paramètre LS à Mélarchez est égal donc à 0,183.

10.2.3 - Modèle azote

Teneur en azote total du sol

D'après des analyses de sol de la Chambre d'Agriculture de Seine et Marne sur le bassin de Mélarchez, la teneur moyenne en azote du sol est de l'ordre $1\ \mu\text{g N/g}$ de sol.

Concentration en nitrates des eaux de pluie

A partir de la mesure des apports atmosphériques en nitrates à Boissy-le-Chatel et de la pluviométrie, nous avons estimé la concentration moyenne en nitrates de l'eau de pluie à environ 1,3 mg N-NO₃/l.

Constante de minéralisation (k_m)

Stanford et Smith (1972) indiquent sur une trentaine de sols aux USA une constante de minéralisation moyenne (à 35°C) de 0,0077 jour⁻¹ dont pour les trois-quarts des sols k_m variait entre 0,0063 et 0,01 jour⁻¹. Mehran et Tanji (1974) ont observé des k_m (corrigé pour 35°C) de l'ordre de 0,0012 et 0,0021 jour⁻¹ pour un sol limoneux et un sol argileux, respectivement. Lindemann (1986) a estimé le taux de minéralisation sur une parcelle de INA-PG de 0,00255 jour⁻¹. Nous avons *a priori* évalué la constante de minéralisation pour le bassin de Mélarchez à 0,003 jour⁻¹ (35° C). Toutes les constantes des cinétiques des transformations biochimiques de l'azote dans le sol ont été déterminées à partir d'un jugement heuristique des données présentées dans la littérature.

Quantité de résidus de cultures

Nous avons estimé la quantité de résidus de cultures incorporés au sol au moment du labour à 2,5 t/ha pour les cultures d'hiver et à 3,0 t/ha pour les cultures de printemps (Soltner, 1985b). Ceci correspond uniquement aux racines et aux chaumes car l'enfouissement des pailles ne constitue par une pratique courante sur le bassin.

La date du labour a été fixée au 15 septembre pour les cultures d'hiver et au 1^{er} décembre pour les cultures de printemps.

Constante de décomposition des résidus

Mehran et Tanji indiquent des taux d'immobilisation de l'azote de 0,20 jour⁻¹ (corrigé pour 35° C). Nous avons adopté pour le bassin de Mélarchez une constante de décomposition des résidus de 0,15 jour⁻¹.

Paramètres de l'absorption de l'azote par les plantes

Pour les cultures d'hiver, la date de germination, la date de la récolte, le nombre de jours pour absorber 50% du total annuel, le nombre de jours entre 50% et 84% d'absorption et l'absorption potentielle annuelle ont été fixés au 25 octobre, au 15 août, à 150 jours, à 30 jours et à 210 kg N/ha/an, respectivement. Pour les cultures de printemps, ces mêmes paramètres ont été fixés au 1^{er} avril, au 1^{er} novembre, à 45 jours, à 27 jours et à 275 kg N/ha/an.

Constante de dénitrification

Williams et al. (1984) proposent une constante de dénitrification (35°C) de 0,035 jour⁻¹. Mehran et Tanji (1974) indiquent pour un sol limoneux un taux de dénitrification (corrigé pour 35°C) de 0,42 jour⁻¹. Nous avons adopté pour le bassin de Mélarchez une constante de dénitrification de 0,05 jour⁻¹.

Coefficients d'extraction

Les valeurs des coefficients d'extraction sont très difficiles à estimer *a priori* car il s'agit de paramètres conceptuels n'ayant pas de relation avec les caractéristiques physiques du bassin. Il est normalement admis que le coefficient d'extraction pour la percolation est plus grand que celui pour l'écoulement rapide. Arbitrairement nous avons fixé le coefficient d'extraction de la percolation à 1 et le coefficient d'extraction pour l'écoulement rapide à 0,25.

Fertilisation

Afin de déterminer les doses d'engrais pour les différentes cultures nous nous sommes basés sur les travaux de Belamie (1983) et sur une enquête auprès de la Chambre d'Agriculture du département de Seine et Marne. Ceci nous a conduit à estimer les apports en azote pour les cultures d'hiver à 160 kg N/ha distribués en deux applications,

la première vers le 20 février et la seconde vers le 20 mars. Pour les cultures de printemps, nous avons considéré un seul apport de 170 kg N/ha vers le 15 avril.

10.2.4 - Modèle phosphore

Concentration en phosphore dissous de l'eau du sol

Nous l'avons fixé arbitrairement à 0,3 mg P-PO₄/l en nous basant sur les données de la littérature présentées dans les chapitres 1 et 7.

Coefficient d'extraction

Nous avons adopté le même coefficient d'extraction de l'écoulement rapide utilisé dans le modèle azote.

Coefficients a et b de l'enrichissement

En l'absence de données mesurées sur le terrain, nous avons adopté les valeurs moyennes proposées par Menzel (1980), *i.e.*, $a = 6,3$ et $b = 0,16$.

10.3 - VALIDATION DU MODELE

Ce paragraphe décrit l'ensemble des études de validation du modèle CB. Ces études se situent sur deux plans. Le premier concerne l'analyse de la qualité de la simulation par des critères graphiques et numériques de l'ajustement entre valeurs observées et simulées. Le deuxième traite d'une analyse des incertitudes dans la détermination des paramètres par une analyse de sensibilité et une analyse du premier ordre de la variabilité des paramètres.

10.3.1 - Modèle hydrologique

10.3.1.1 - Analyse de la qualité de l'ajustement

Comme nous l'avons indiqué dans le chapitre 9, le modèle hydrologique CB a été dans un premier temps testé avec une estimation *a priori* des paramètres à partir des caractéristiques physiques du bassin. Dans un deuxième temps, nous avons procédé à un calage automatique des paramètres plus sensibles utilisant l'algorithme d'optimisation de Rosenbrock (1960) et comme fonction objectif à minimiser la somme des écarts absolus entre les valeurs observées et simulées sur l'année 1975. Le calage automatique a été réalisé sur une plage des valeurs autour des estimations *a priori* des paramètres, décrites dans le paragraphe précédent.

Simulation sans calage

Les graphiques des débits mensuels en fonction du temps (figure 10.13 supérieure) ainsi que des débits journaliers (figure A1.1, pages 4 à 8 des annexes) montrent un ajustement assez bon entre les débits observés et simulés à l'exception des années 1977 et 1987. On distingue deux types de phénomènes pour lesquels la réponse du modèle tend à s'écarter des valeurs observées :

1. *Les crues de printemps et d'été.* Pendant ces périodes, on peut remarquer une nette sous-estimation du débit. Ce comportement peut être expliqué par une incapacité du modèle à représenter ce type d'événements. Il faut néanmoins remarquer que sur un petit bassin versant avec un temps de concentration inférieur au pas de temps du modèle, l'effet amortissement, que l'on trouve dans les bassins de taille plus importante, est absent. Pendant les fortes averses concentrées sur une seule journée, l'état hydrique réel du sol varie fortement tout au long de l'événement pluvieux. Or, dans le

cas d'un modèle fonctionnant avec un pas de temps journalier, l'état hydrique du sol utilisé par le modèle pour calculer l'écoulement rapide est celui du début de la journée. Par conséquent, on peut s'attendre à une mauvaise simulation des fortes pluies isolées concentrées sur une seule journée. On trouve souvent cette caractéristique dans les événements pluvieux importants pendant le printemps et l'été (e.g., mai 75, juin 78, juillet 80, juin 83, mai 86 et septembre 87).

2. *La reprise des écoulements en fin d'automne ou en début d'hiver après des longues périodes d'étiage.* Ici, on ne trouve pas une tendance systématique dans la réponse du modèle d'une année sur l'autre. On assiste, par exemple, à une surestimation des débits après la sécheresse de 1976 mais par contre, on remarque une sous-estimation des débits pendant l'hiver 85/86.

Une mauvaise simulation de la reprise des écoulements par des modèles hydrologiques conceptuels a été aussi signalée par divers auteurs (e.g., Mailhol, 1983 et Loumagne, 1988) et il semble que le modèle CB n'y échappe pas.

A notre avis, la structure du modèle, avec un réservoir supérieur (zone racinaire) ayant une capacité fixe, est inadaptée à la simulation de l'écoulement après des étiages importants car, dans ce cas, l'épaisseur de la zone non saturée devient considérable en raison de la déplétion de la nappe phréatique. A ce moment, cette zone constitue un réservoir tampon capable d'absorber une grande partie des premières pluies avant qu'elles ne se transforment en écoulements.

Le graphique des erreurs absolues en fonction du temps (figure A1.3, page 14 des annexes) met encore mieux en évidence une tendance à la sous-estimation du modèle, sauf pendant l'hiver 76/77 pour des raisons que nous avons évoquées précédemment. Ces erreurs systématiques sont aussi illustrées dans le graphique des cumuls des valeurs observées et simulées (figure A1.5, page 14 des annexes). Comme nous l'avons fait remarquer dans le paragraphe 9.3.3. le drainage tend à augmenter le volume écoulé à l'exutoire du bassin. Or l'équation du SCS a été mise au point pour des bassins non drainés ce qui pourrait expliquer cette sous-estimation systématique du modèle.

La figure A1.3 (page 14 des annexes) indique aussi une importante auto-corrélation des écarts, *i. e.*, une forte dépendance du temps. On observe également un cycle annuel débutant avec d'importants écarts pour les forts débits de l'hiver suivis d'une tendance régulière à la baisse pour finir avec un écart faible pendant l'été.

Le graphique des erreurs absolues en fonction du débit journalier observé (figure A1.4, page 14 des annexes) avec le nuage des points en forme de panache indique que la variabilité des écarts augmente avec le débit ce qui révèle que l'hypothèse de constance de la variance (homocédasticité) n'est pas respectée.

La dépendance temporelle et l'hétéroscédasticité des écarts violent deux importantes principes d'applicabilité des critères basés sur l'écart quadratique. Par conséquent, on risque deux types d'erreurs dans l'interprétation des critères numériques :

- a - les critères numériques indiquent un bon résultat avec une mauvaise simulation ;
- b - les critères numériques indiquent un mauvais résultat avec une bonne simulation.

On constate que, pour l'année 1977, le coefficient de corrélation présente le premier type d'erreur décrit ci-dessus (tableau A1.1 page 17 des annexes). En effet, une surestimation systématique apparaît nettement sur la figure A1.1 (pages 4 à 8 des annexes) ce qui n'est pas reflété par la valeur du coefficient de corrélation.

Tous les critères calculés au pas de temps journalier sont sensibles à un décalage dans le temps entre des valeurs observées et simulées. C'est-à-dire, qu'on ne peut pas juger si un mauvais résultat provient de la fonction de production ou de la fonction de transfert du modèle. Les critères calculés au pas de temps mensuel sont donc un moyen d'effacer l'effet d'un éventuel dysfonctionnement de la fonction de transfert du modèle et de nous renseigner seulement sur la justesse de la fonction de production. En fait, si une mauvaise valeur d'un critère au pas de temps journalier se dégrade au pas de temps mensuel on peut conclure que l'erreur est due à la fonction de production du modèle et pas simplement à un décalage entre les valeurs observées et simulées.

Ceci est frappant pour le coefficient d'efficacité pour les années 1977 et 1987 ; d'une valeur de +0,66 et +0,63 au pas de temps journalier on passe à une valeur de -0,75 et -0,45, respectivement, ce qui indique une mauvaise simulation de la fonction de production du modèle, confirmée par les graphiques des chroniques.

Il semble que, les critères calculés au pas de temps hebdomadaire n'apportent pas de renseignements supplémentaires.

Quant à la distribution statistique des valeurs simulées, le graphique de la fréquence cumulée (figure A1.6, page 16 des annexes) ainsi que les critères numériques (tableau A1.1, page 17 des annexes) montrent une sous-estimation des valeurs simulées.

Enfin, bien que les résultats sans calage puissent être considérés comme raisonnables, il nous semble qu'il faut rester prudent sur la généralité de ce résultat. Il est clair que pour confirmer cette hypothèse il faudrait valider le modèle sur plusieurs autres sites. Ce modèle reste toutefois une sorte de standard pour la comparaison avec d'autres modèles plus complexes ou dépendants d'un calage.

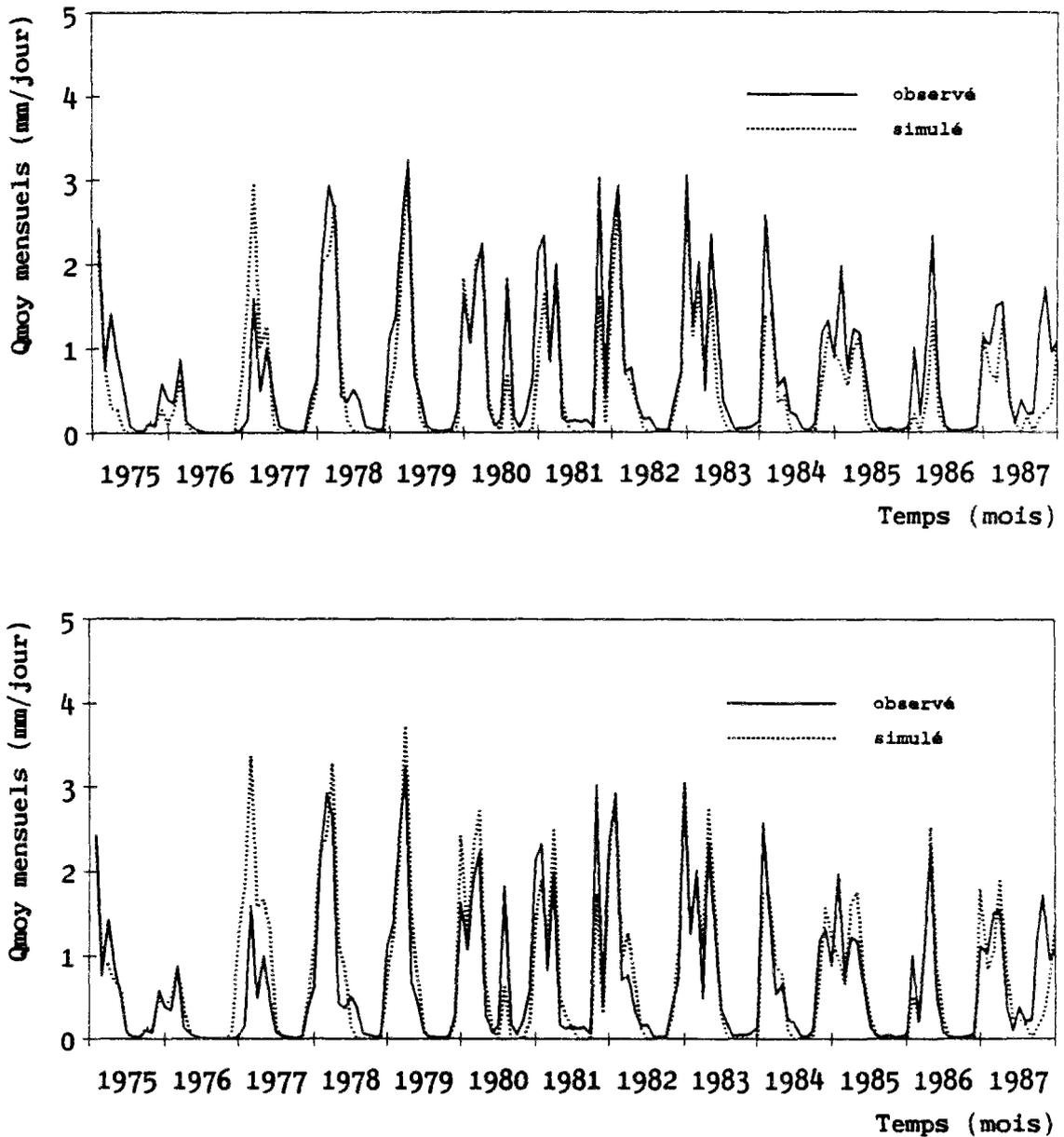


Figure 10.13 : Débits moyens mensuels observés et simulés par le modèle CB sans (supérieure) et avec (inférieure) calage à Mélarchez.

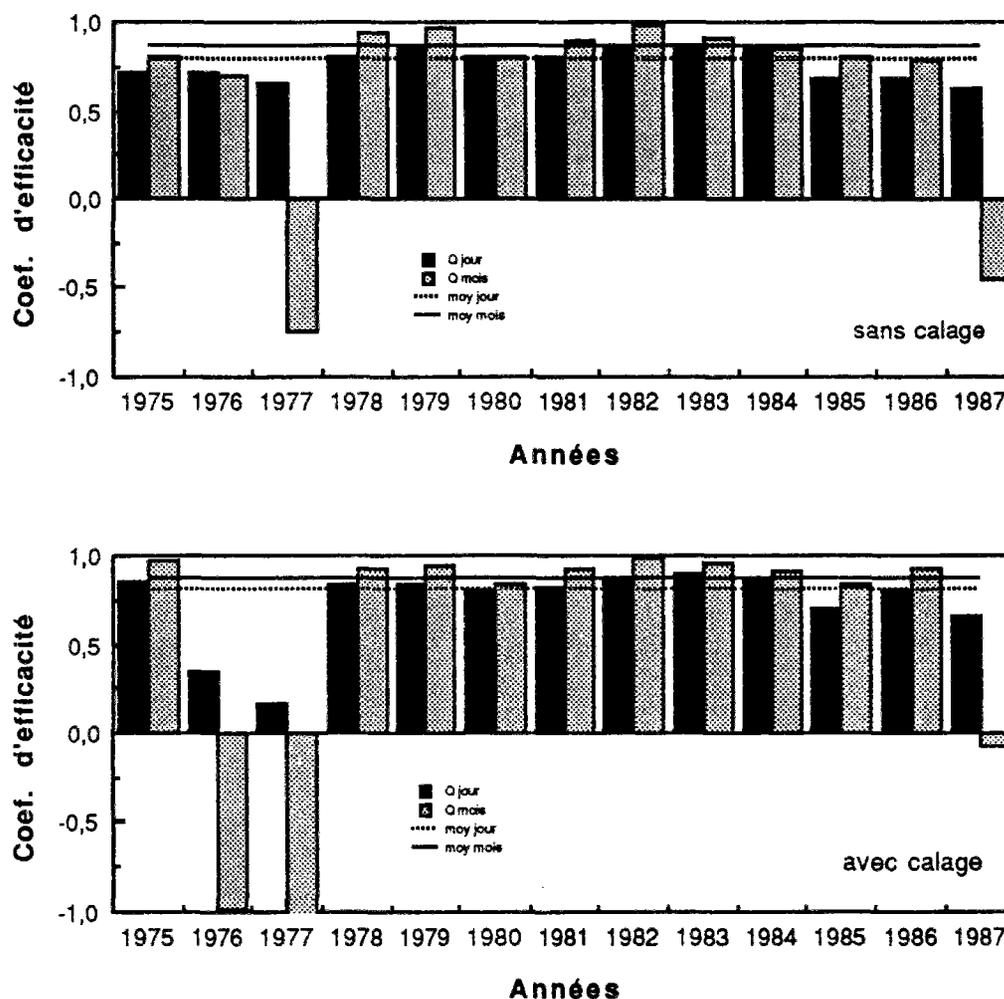


Figure 10.14 : Coefficients d'efficacité pour la simulation du modèle hydrologique CB sans et avec calage.

Simulation avec calage

Afin d'améliorer la simulation nous avons procédé à la calibration de deux paramètres (voir paragraphe 9.5.1). Il s'agit, premièrement, du principal paramètre du modèle, le curve number (*CN*) et, deuxièmement, du facteur de couverture végétale en hiver (*GR*).

Le paramètre *GR* a vu sa valeur passer de 0,70 à 0,30, ce qui va provoquer une diminution de l'évaporation en hiver. Le stock d'eau du sol sera donc plus important au printemps. Cependant, il aura peu d'influence sur le stock d'eau en été et en automne. En fait, on assiste à une meilleure simulation des crues de printemps mais l'impact sur les crues d'été et d'automne est nettement moindre.

La valeur optimale du paramètre *CN* (73) est resté très proche de la valeur estimée *a priori*. Les graphiques des valeurs journalières en fonction du temps sont montrés dans la figure A1.2 (pages 9 à 13 des annexes) et la figure 10.13 illustre les coefficients d'efficacité pour les simulations sans et avec calage.

L'amélioration apportée par le calage se traduit principalement sur le bilan d'eau (figure A1.9, page 15 des annexes). A l'exception des années 76 et 77 on assiste à une nette amélioration des écarts sur la moyenne annuelle et sur le coefficient d'efficacité mensuel (figure 10.14). Par contre, l'amélioration sur les débits journaliers est moins évidente à l'exception de l'année 1986 et sur les crues de printemps en général. Toutefois, le problème de simulation des crues isolées en été et début d'automne persiste.

Comme nous pouvons l'observer sur les figures A1.7 et A1.8 (pages 15 des annexes) malgré une amélioration des erreurs systématiques, l'auto-corrélation et l'hétéroscédasticité des écarts subsistent. Par conséquent, le calage des paramètres utilisant comme fonction objectif la somme des écarts quadratiques ne nous conduit pas forcément au meilleur jeu des paramètres.

Bien que la distribution statistique des valeurs simulées se rapproche de celle des valeurs observées (figure A1.6, page 16 des annexes), nous avons une surestimation entre le débit moyen et un débit d'environ 4,0 mm/jour et une sous-estimation pour les débits supérieurs à 4,0 mm/jour.

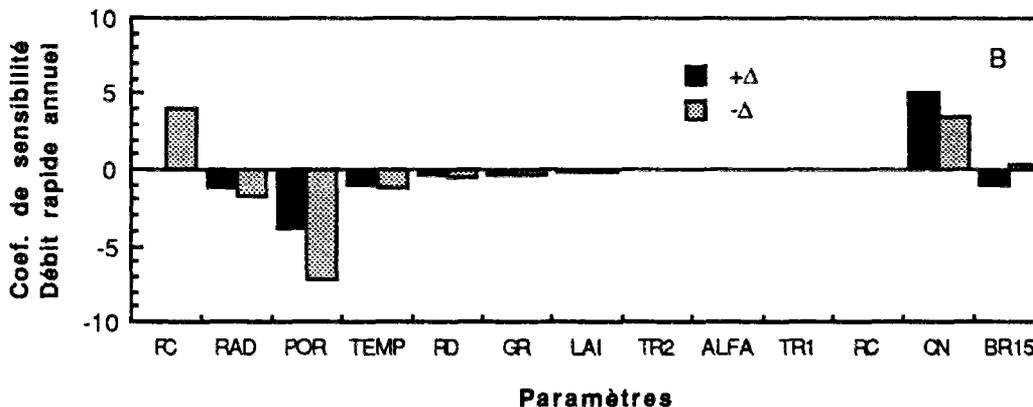
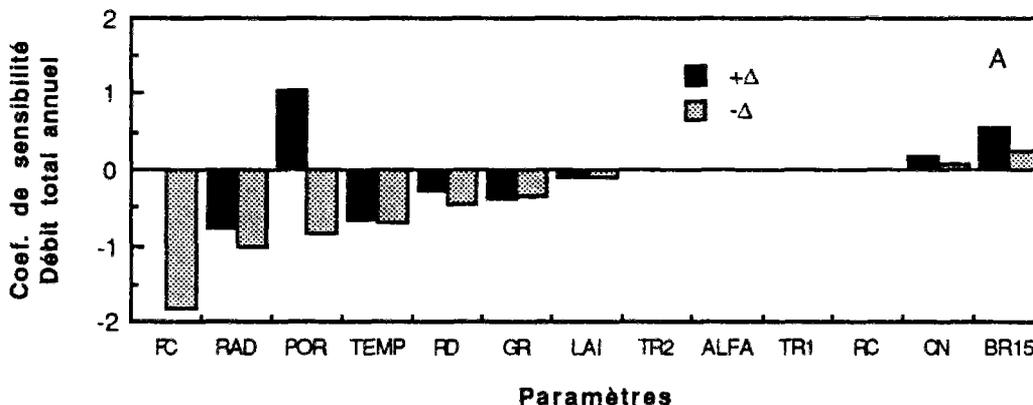
Enfin, bien que l'idée d'avoir une fonction de production variant en fonction de l'humidité du sol selon la profondeur soit très séduisante, la fonction de propagation de l'eau à travers les sept couches de la zone racinaire représente très mal la variation du stock d'eau du sol. Heatwole et al. (1987a) ont observé le même comportement pour des bassins versants en Floride.

Nous avons comparé la réponse du modèle avec une fonction de production cette fois-ci non plus liée au stock d'eau dans chacune des sept couches de la zone racinaire mais fonction du stock total d'eau dans la zone racinaire (*i.e.*, une seule couche). Aucune amélioration sensible n'a été obtenue.

10.3.1.2 - Analyse des incertitudes

Analyse de sensibilité

Nous avons évalué la sensibilité des variables d'état du système (sur l'année 1975 avec calage) aux variations des paramètres et des variables de forçage auxiliaires (*i.e.*, température et radiation solaire) avec des changements de $\pm 25\%$ pour tous les paramètres et variables sauf pour *CN* et pour la température de l'air qui ont varié de $\pm 10\%$ par rapport aux valeurs obtenues par calibration (voir paragraphe 9.5.3). Les variables d'état prises en compte sont le débit total annuel, le débit rapide annuel, la somme des débits annuels sortant des réservoirs 1 et 2 (que nous avons appelé débit de base annuel), la percolation annuelle et l'évapotranspiration annuelle. La figure 10.15 présente les coefficients de sensibilité (voir paragraphe 3.3.8.2) pour ces quatre variables d'état.



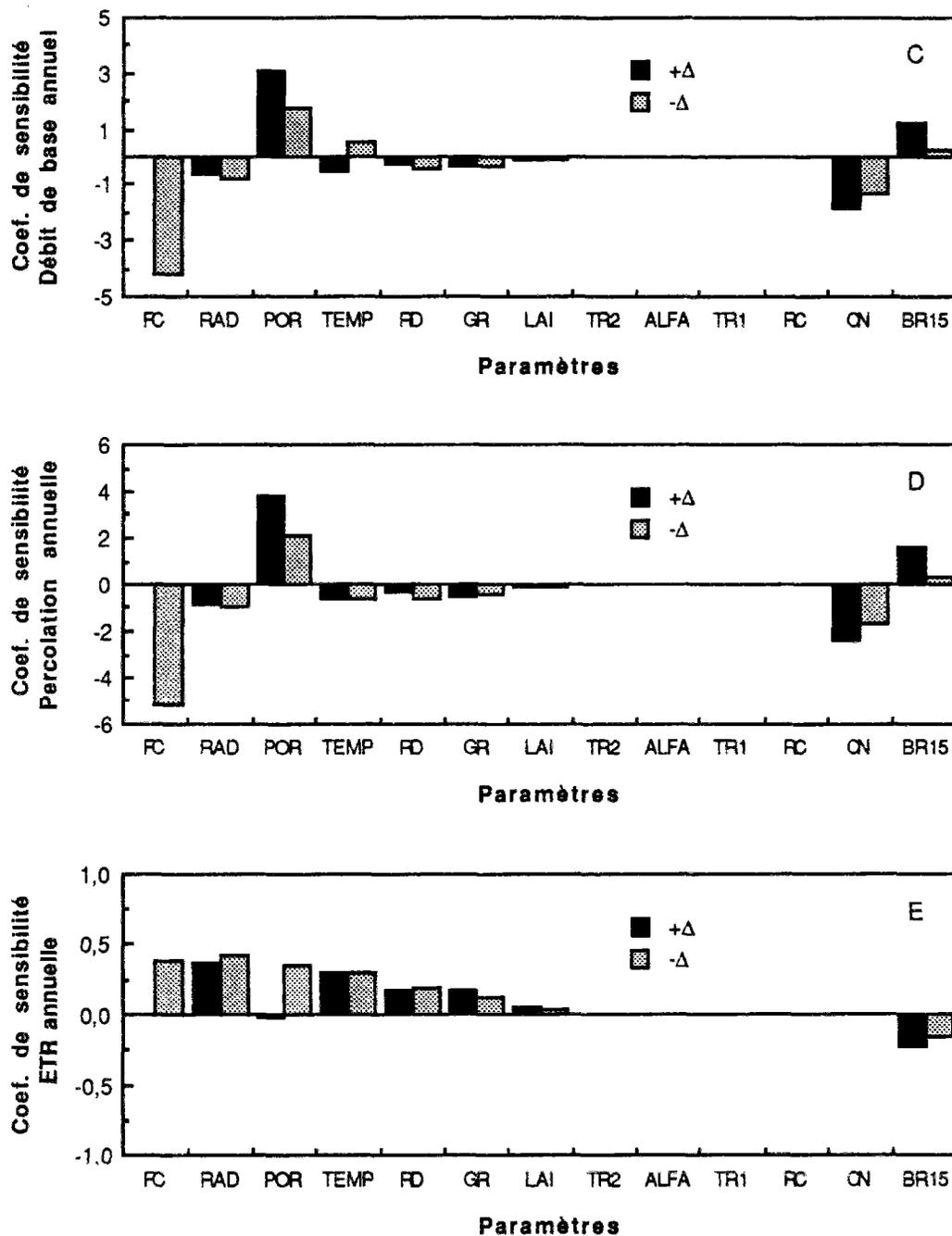
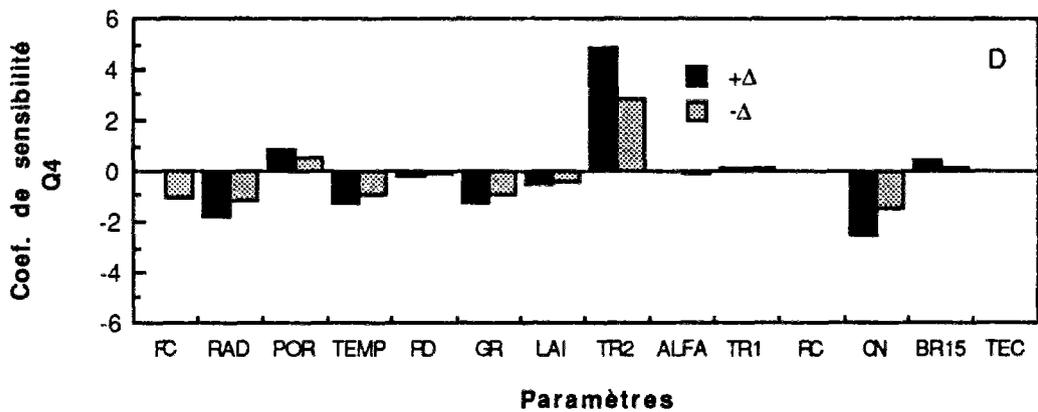
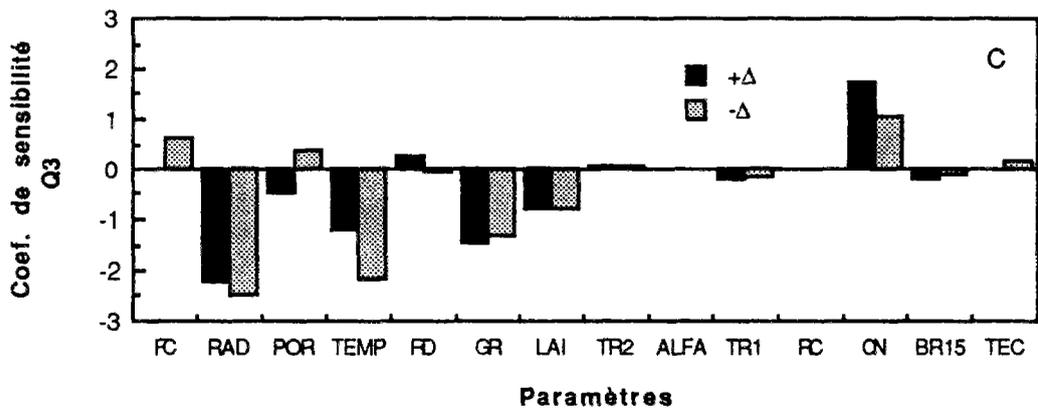
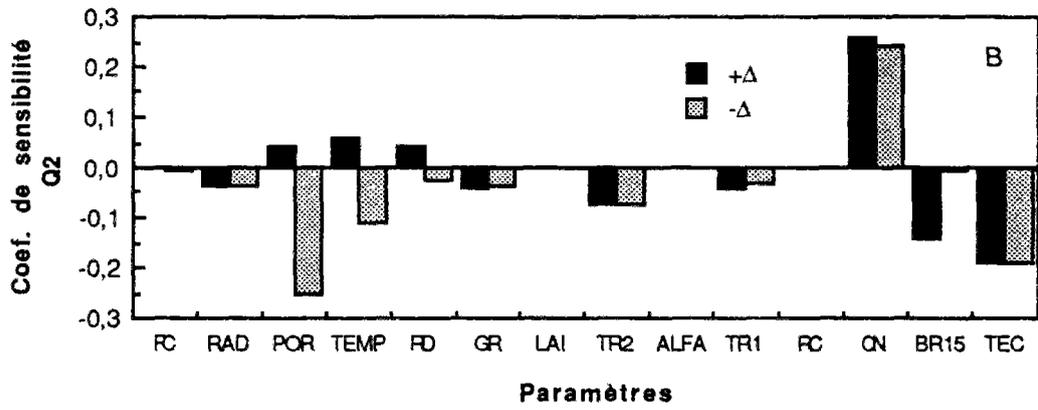
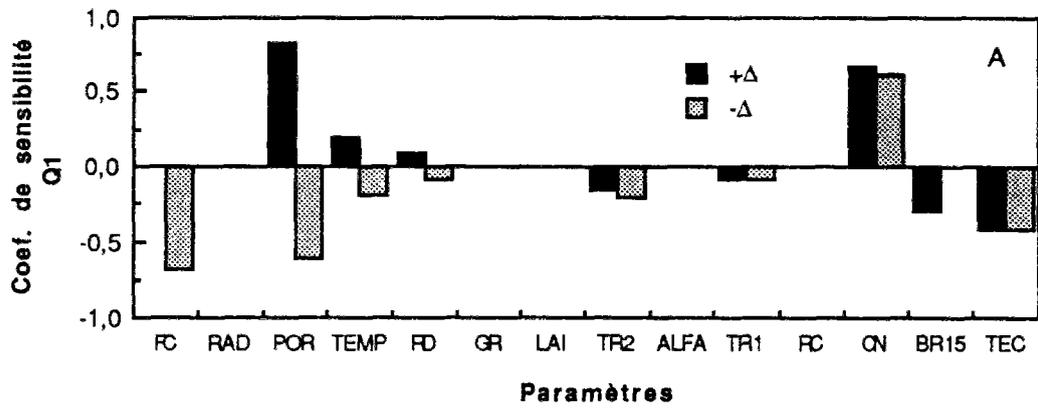


Figure 10.15 : Coefficients de sensibilité des variables d'état annuelles du modèle hydrologique CB. (A) écoulement total annuel ; (B) écoulement rapide annuel ; (C) écoulement de base annuel (écoulement moyen + écoulement lent) ; (D) percolation annuelle ; (E) ETR annuelle.

Les paramètres FC et alpha ont seulement diminué de 25% car une augmentation aurait amené ces paramètres à dépasser les bornes qu'ils peuvent physiquement atteindre.

Lane et Ferreira (1980) proposent la fourchette des coefficients de sensibilité (en valeur absolue) pour juger de la sensibilité d'une variable d'état par rapport à un paramètre ou une variable de forçage : > 1 signifiante, 0,2 - 1 modérée et < 0,2 faible.

L'analyse de sensibilité a été complétée par une évaluation du comportement du volume écoulé sur les quatre périodes types représentatives définies dans le chapitre 9 (figure 10.16).



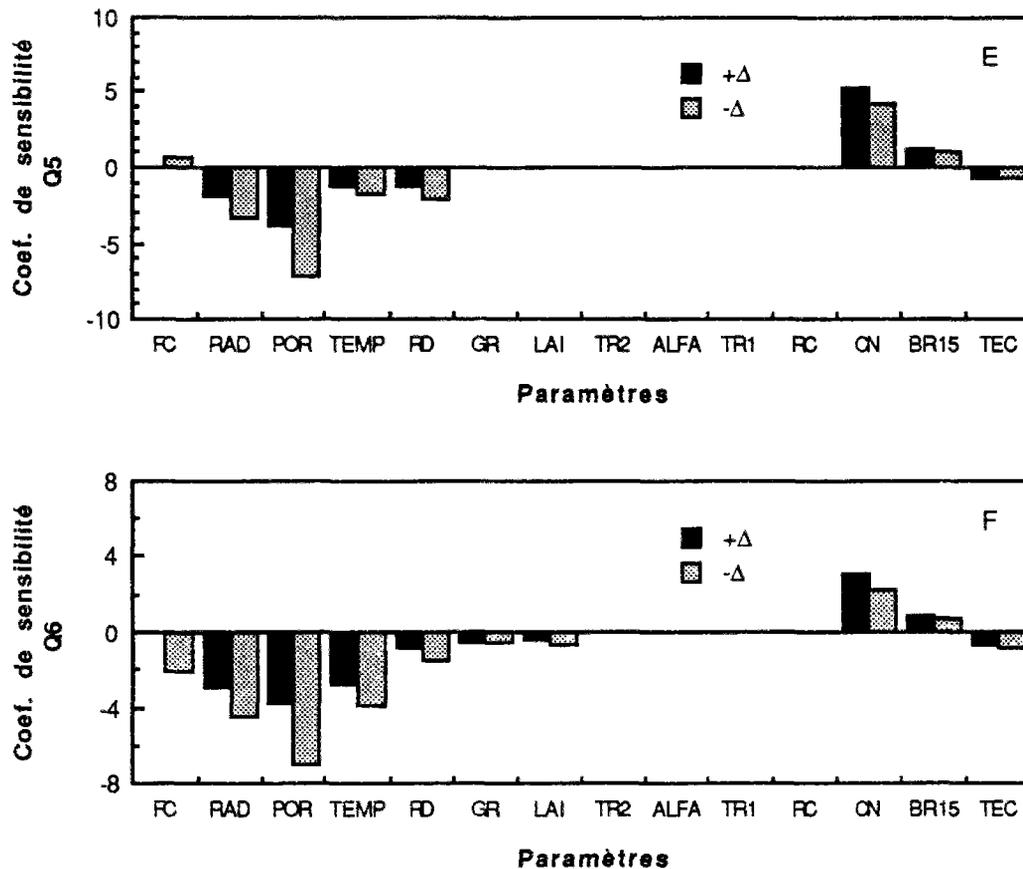


Figure 10.16 : Coefficients de sensibilité des débits par événements du modèle hydrologique CB.

Nous pouvons remarquer que ce sont les paramètres décrivant les caractéristiques physiques du sol (porosité, capacité au champ et point de flétrissement permanent) qui ont le plus fort impact sur la sensibilité des variables d'état au niveau annuel contrairement aux résultats obtenus par Lane et Ferreira (1980). Ces paramètres sont censés être soit mesurés, soit évalués à partir de la texture des sols. Comme, dans le premier cas, la variabilité spatiale et, dans le deuxième cas, l'erreur due à la méthode sont au moins de l'ordre de $\pm 25\%$ on peut s'attendre à une erreur potentielle importante du modèle due à une mauvaise estimation *a priori* des paramètres.

La détermination de ces paramètres sur le bassin de Mélarchez a été réalisée à partir des données d'humidité du sol mesurées par une sonde à neutrons. Les paramètres déterminés par cette méthode ont donné des bons résultats. Cependant, cela ne doit pas être considéré, à notre avis, comme une preuve de la justesse de la méthode mais simplement comme un hasard, compte tenu de l'état actuel de la validation du modèle.

Il est intéressant de remarquer le comportement du paramètre porosité du sol car il provoque les mêmes effets sur le débit total annuel que l'on augmente ou que l'on diminue sa valeur. Une première explication vient du fait que la valeur de l'humidité à la capacité au champ est très proche de la porosité du sol et que nous avons donc été contraints à diminuer FC afin que la porosité soit plus grande que FC (nous avons gardé le même écart entre FC et POROS). Par conséquent l'effet de la diminution de la porosité peut être l'effet conjoint de POROS et de FC. Une deuxième explication est qu'une variation de 25% est trop importante et amène le modèle vers une autre condition de fonctionnement dans laquelle la réponse du modèle serait différente de celle obtenue pour la valeur de base du paramètre POROS.

On observe également que le paramètre CN, malgré sa faible influence sur le volume total annuel écoulé car des effets contraires sur les différentes composantes de l'écoulement s'annulent, a une très forte influence sur les écoulements rapides. Par conséquent, il doit aussi avoir un fort impact sur les modèles de qualité de l'eau (*i.e.*, érosion, azote et phosphore).

Bien qu'ayant un impact de modéré à faible sur l'évapotranspiration, la température de l'air et surtout la radiation solaire peuvent avoir un effet significatif sur l'écoulement total annuel. Mais, étant donné que l'erreur

commise sur la mesure de ces variables (soit par la variabilité spatiale, soit par la méthode de mesure ou d'estimation) est faible (< 10%), l'erreur provoquée dans la réponse du modèle reste inférieure à la précision des mesures du débit.

L'analyse de sensibilité sur des événements représentatifs s'avère très révélatrice. On peut observer que les débits des crues d'hiver (Q_1 et Q_2) sont peu sensibles aux paramètres ce qui pourrait expliquer la bonne performance du modèle sans calage sur cette période.

Sur les crues de printemps, on remarque que les deux paramètres ayant la plus d'impact sur le débit sont justement les paramètres calés GR et CN , ce qui corrobore notre choix dans la calibration.

En ce qui concerne le tarissement, comme on pouvait s'y attendre, les paramètres $TR2$ et CN ont des effets très importants. Malgré leurs faibles influences sur l'écoulement annuel, les débits d'étiage ne sont pas dénués d'importance. Si, par exemple, une erreur de 100% sur un débit d'étiage de 1 l/s est hydrologiquement peu significative, elle peut avoir par contre un effet important sur les rapports de dilution entre les eaux polluées et peu polluées.

Finalement, sur les crues d'automne on remarque que les débits sont très sensibles aux paramètres décrivant les caractéristiques de la zone racinaire dont le paramètre CN . On observe de même que sur les types d'événements l'influence du paramètre GR est assez modérée.

Analyse de l'incertitude des paramètres

Nous avons ici étudié l'incertitude dans l'estimation des paramètres par une analyse du premier ordre (voir paragraphe 9.5.3). Le tableau 10.7 résume les statistiques sur les paramètres du modèle calculé avec toute la série des données.

Tableau 10.7 : Résultats de l'analyse des paramètres du modèle hydrologique CB.

	FC	POROS	RD	GR	LAI	TR2	α	TR1	CN	BR15	ζ
Ecart-type	0,001	0,007	0,8	0,01	0,1	4,3	0,3	0,15	0,92	0,001	0,45
Coef. variation (%)	0,36	1,97	3,34	33,8	7,0	22,0	6,19	4,89	1,26	0,89	3,01
Matrice de corrélation											
FC	1	0,07	0,10	-0,04	-0,04	0,01	0,05	0,09	-0,52	0,41	0,69
POROS		1	-0,85	0,00	-0,09	-0,09	0,15	-0,13	0,06	-0,06	0,04
RD			1	0,00	0,20	0,06	-0,30	0,08	-0,31	0,28	-0,03
GR				1	-0,19	-0,02	0,11	-0,15	0,05	-0,04	-0,01
LAI					1	0,05	-0,74	0,01	0,01	-0,03	-0,01
TR2						1	-0,03	0,28	-0,02	0,04	0,08
α							1	-0,16	0,06	0,02	0,03
TR1								1	-0,04	0,04	0,09
CN									1	-0,44	0,05
BR15										1	0,19
ζ											1
MPI	8,51 10 ⁻³										

Nous pouvons remarquer un faible écart-type *a posteriori* des paramètres ce qui signifie une bonne précision des paramètres, ceci étant tout particulièrement vrai pour les paramètres auxquels les variables d'état du modèle sont les plus sensibles (*i. e.*, FC , $POROS$, CN et $BR15$).

L'analyse de sensibilité nous a indiqué que les variables d'état du modèle sont très sensibles aux paramètres représentant les caractéristiques hydrauliques des sols. Comme nous l'avons déjà indiqué ces paramètres ont une variabilité spatiale très importante et on peut s'attendre à voir des erreurs dans les débits simulés si le modèle est utilisé sans calage. Par contre, si on dispose d'une série de données afin de procéder au calage, ces paramètres sont bien identifiables à partir de l'information contenue dans les données.

Le MPI (voir paragraphe 9.5.3) pour le modèle est de l'ordre de 10⁻², indiquant une interdépendance substantielle des paramètres.

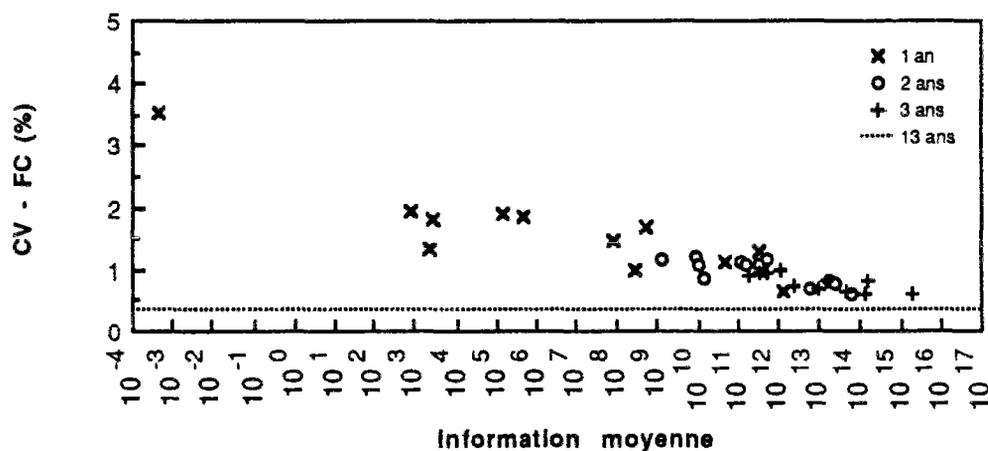
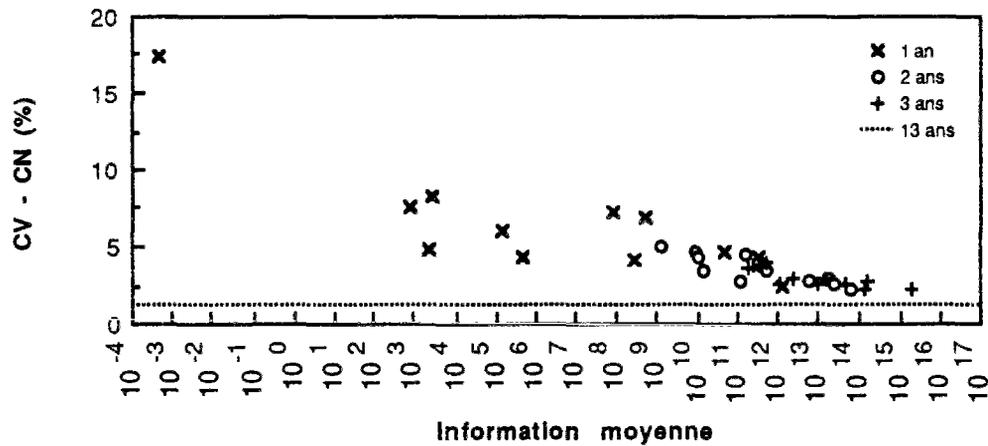
L'étude de l'impact de la réduction de la taille de l'échantillon de calage sur la précision de paramètres est illustrée dans la figure 10.17. Elle représente le coefficient de variation (%) des paramètres auxquels le débit est le

plus sensible en fonction de l'information totale moyenne contenue dans 1, 2, 3 années de données. L'information totale moyenne contenue dans les données peut être exprimée par le rapport entre le déterminant de l'inverse de la matrice de variance-covariance et le nombre des données. Il est intéressant de remarquer que la précision (*a posteriori*) dans l'estimation des paramètres se dégrade peu avec la réduction de la taille de l'échantillon de calage même pour une seule année. L'interprétation du comportement d'une année particulière reste toutefois délicate. En fait, un coefficient de variation élevé est l'effet conjoint de la sensibilité de l'année par rapport aux variations du paramètre (*i.e.*, l'information contenue dans les données) et de la qualité de la simulation.

On observe également qu'à partir d'une information totale moyenne de l'ordre de 10^4 le gain dans la précision des paramètres est insignifiant et que d'une façon générale on dépasse ce seuil avec une seule année de données.

Cet indice de l'information contenue dans les données peut s'avérer donc très intéressant pour le gestionnaire confronté à la collecte des données car de cette façon on peut quantifier l'information minimale nécessaire (*i.e.*, la taille de la série de données) pour la calibration d'un modèle avec un niveau de précision dans l'estimation des paramètres voulue.

La méthodologie que nous avons utilisée est sensible aux violations des hypothèses de homocédasticité de la variance et d'indépendance des erreurs. Nous avons montré dans le paragraphe 10.3.1.1 que ces deux hypothèses n'étaient pas vérifiées. Dans ce cas, il est possible d'utiliser, en suivant Kuczera (1983), la transformation de Box et Cox pour stabiliser la variance et ajuster aux erreurs un modèle stochastique (ARMA) afin de rendre les résidus indépendants. Dans le cadre de ce travail, nous n'avons pas procédé à ces transformations et par conséquent, l'écart-type *a posteriori* des paramètres tend à être sous-estimé.



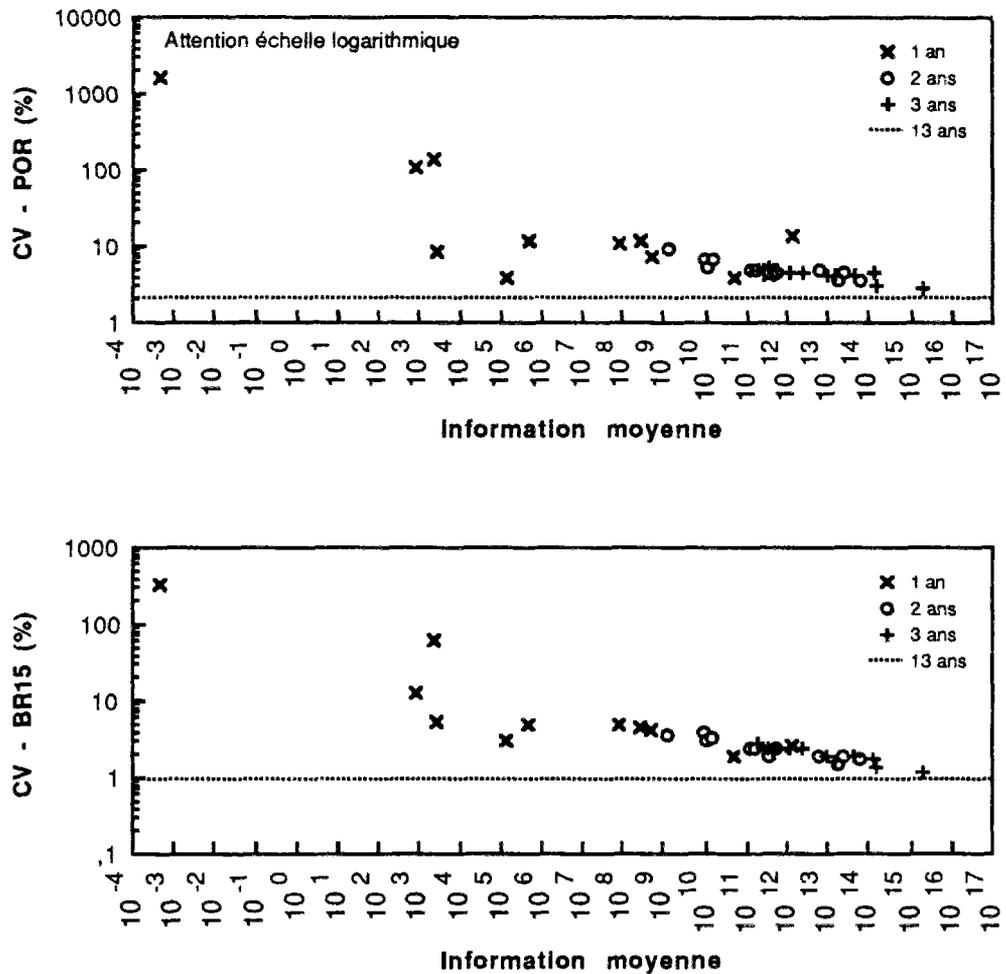


Figure 10.17 : Coefficients de variation des paramètres du modèle hydrologique CB en fonction de l'information moyenne de la série de données.

10.3.2 - Modèle érosion

10.3.2.1 - Analyse de la qualité de l'ajustement

L'intérêt de l'équation universelle de perte des sols modifiée (MUSLE) par Williams (1975b) serait d'avoir une formulation indépendante de calage (au moins en théorie) et qui représente la somme des processus fondamentaux dans l'érosion des sols, c'est-à-dire, le détachement, le transport et la sédimentation.

Deuxièmement, les coefficients de l'équation universelle de perte de sols de Wischmeier permettraient d'établir le lien entre le débit solide à l'exutoire d'un bassin et les caractéristiques physiques capables d'expliquer ses variations. On pourrait ainsi calculer l'importance relative de chacune des sources de sédiments à l'échelle d'un bassin versant.

Reprenons la MUSLE (équation 10.25) pour faire une analyse plus approfondie de sa structure :

$$S_t = 89,6 (V_i q_p)^{0,56} K L S C P$$

Le développement de cette équation a supposé que les coefficients sont constants au cours du temps. Ainsi, si on admet cette hypothèse la MUSLE devient une équation du type :

$$S_i = \alpha (V_i, q_p)^{0,56} \quad (10.47)$$

où α est le produit des coefficients de l'équation 10.25.

L'utilisation de deux variables explicatives (le débit moyen et le débit de pointe) se justifie si une de ces variables apporte une information supplémentaire par rapport à l'autre. Indépendamment du pouvoir explicatif des variables, plus la surface du bassin est petite plus on a de chances d'avoir une information supplémentaire en ajustant une variable de plus car la corrélation entre les deux est d'autant plus faible que la surface est réduite.

Dans le cas du bassin versant de Mélarchez, le débit moyen (journalier) est fortement corrélé au débit de pointe (journalier) ($R^2 = 0,96$). Par conséquent, l'information apportée par une variable de plus, le débit de pointe en l'occurrence, est très peu significative. On peut donc dire que la MUSLE a la structure d'une relation flux-débit classique du type :

$$S_i = \alpha Q_i^\beta \quad (10.48)$$

On voit donc que si la MUSLE perd son caractère général, non seulement elle devient une simple relation flux-débit, mais aussi sa capacité d'évaluer les sources de pollution est sérieusement mise en cause.

Un autre aspect à considérer dans cette formulation est que la perte spécifique de MES augmente avec la surface du bassin ce qui est contradictoire avec les données publiées dans la littérature. En effet, à partir de l'équation 10.47, le flux spécifique de MES à l'exutoire du bassin peut être exprimé par :

$$\frac{S_i}{A} = \alpha A^{0,12} (V_i, q_p)^{0,56} \quad (10.49)$$

où A est la surface du bassin et V_i et q_p , sont ici exprimés en mm et mm/h respectivement.

Pour illustrer l'inaptitude de la MUSLE à simuler les flux de MES à l'exutoire du bassin de Mélarchez nous avons tracé le graphique log-log de l'indice d'érosivité R calculé à partir des flux de MES observés en fonction des variables explicatives observées de l'indice d'érosivité (débit moyen et débit de pointe). La figure 10.18 montre que la MUSLE surestime systématiquement les flux de MES ce qui rejoint les observations de Johnson et *al.* (1985) et Jackson et *al.* (1986) sur quatre et quatorze bassins aux USA, respectivement. La droite en pointillé représente la MUSLE et la droite en continu représente l'équation obtenue par optimisation des paramètres a et b de l'indice d'érosivité sur les données des flux de MES observés entre 1975 et 1987 à Mélarchez.

Cette surestimation pourrait certainement résulter d'un biais dû au protocole d'échantillonnage mis en place notamment : (1) la non prise en compte du transport par le fond et (2) la non représentativité de l'échantillon de MES. Pour ce qui concerne la première cause, la station hydrométrique de Mélarchez dispose à l'amont d'un endiguement qui fonctionne comme une fosse à sédiments. Une estimation grossière du volume de sédiments piégé indique que le transport de fond est inférieur à 10% du transport en suspension et peut être considéré comme négligeable. Sur la deuxième cause, il semble que le dispositif échantillonneur utilisé pendant notre période d'étude tende à sous-estimer la concentration des matières en suspension en raison de la sédimentation dans les tuyaux. Cependant, une éventuelle sous-estimation de la concentration de MES engendrée par un biais dans l'échantillonnage est certainement de loin inférieure au facteur 40 de surestimation du flux de MES.

Comme nous pouvons le constater en nous référant au chapitre 1 les pertes de MES à l'exutoire de Mélarchez restent très modestes et ne sont guère comparables aux valeurs observées sur des bassins versants de grande culture soumis à une forte érosion.

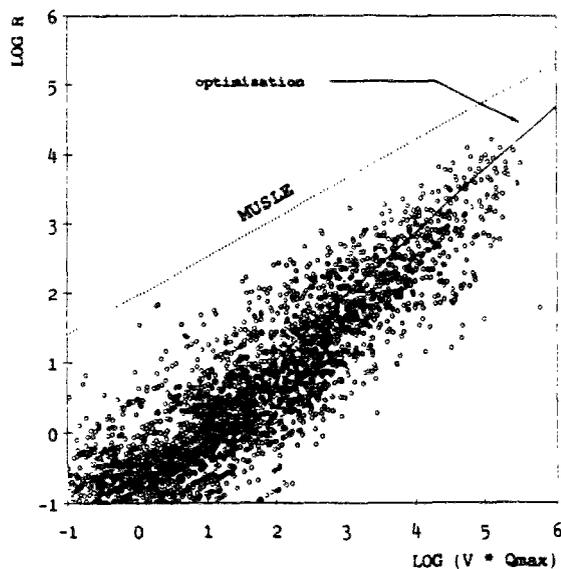


Figure 10.18 : Relation entre le log de l'indice d'érosivité et le log du produit du débit moyen journalier (m^3/j) et le débit de pointe (m^3/s) à Mélarchez.

Ceci nous amène à conclure que la simulation du flux de MES à l'exutoire d'un bassin à faible érosion comme à Mélarchez touche aux limites du domaine de validité de l'équation universelle de perte des sols modifiée (MUSLE) et dès lors, il faut procéder au recalage des coefficients de l'indice d'érosivité. Dans ce cas, la MUSLE perd tout son intérêt et se transforme en une simple relation flux-débit.

Nous avons procédé à un ajustement des coefficients de l'indice d'érosivité en utilisant toute la série de données, c'est-à-dire l'information maximale, afin de limiter les erreurs dues à l'estimation des paramètres et par conséquent d'avoir une mesure de l'adéquation du modèle lui-même. Comme nous l'avons indiqué dans le chapitre 2, un ajustement des paramètres par la méthode des moindres carrés avec une transformation logarithmique des variables donne des résultats biaisés. Nous avons calculé les paramètres du modèle à partir de l'algorithme d'optimisation de Rosenbrock (1960) en utilisant comme fonction objectif la somme des écarts quadratiques.

L'équation universelle de perte des sols modifiée avec les coefficients de l'indice d'érosivité recalés pour le bassin de Mélarchez est :

$$S_i = 0,20 (V_i q_p)^{0,91} K L S C P \quad (10.50)$$

dont les unités sont les mêmes que dans l'équation 10.25 et les variables explicatives sont celles calculées par le modèle hydrologique.

Les chroniques des flux moyens journaliers et mensuels observés et simulés par l'équation 10.50 sont illustrées dans les figures A2.1 (pages 20 à 23 des annexes) et 10.19 respectivement et les critères numériques sont présentés dans le tableau A2.1 (page 26 des annexes). La figure 10.20 illustre le coefficient d'efficacité pour la simulation des flux de MES.

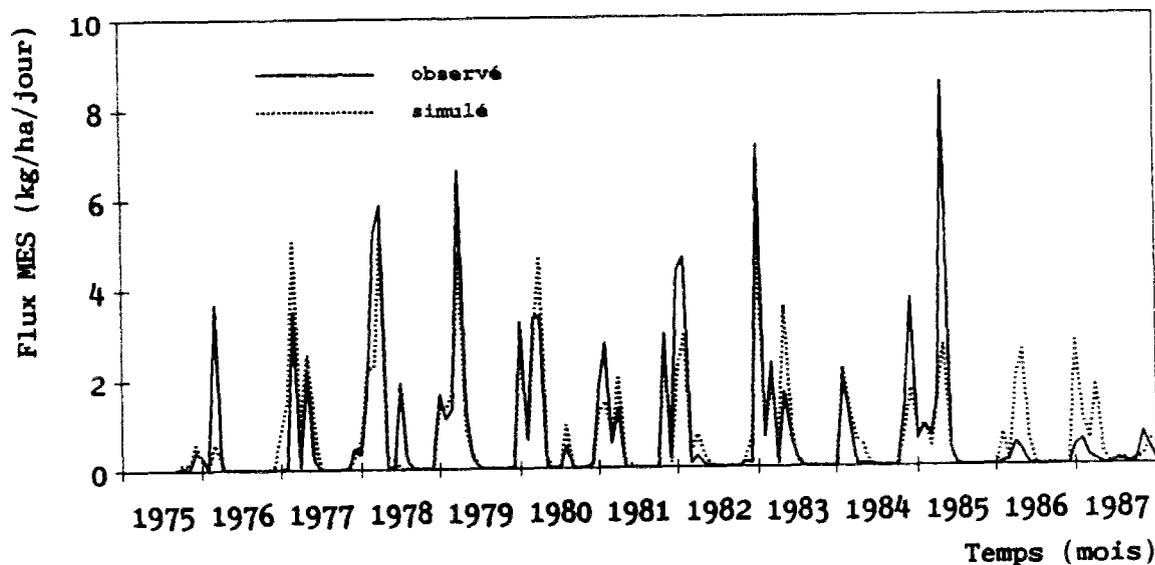


Figure 10.19 : Flux moyens mensuels de MES observés et simulés à Mélarchez par le modèle CB.

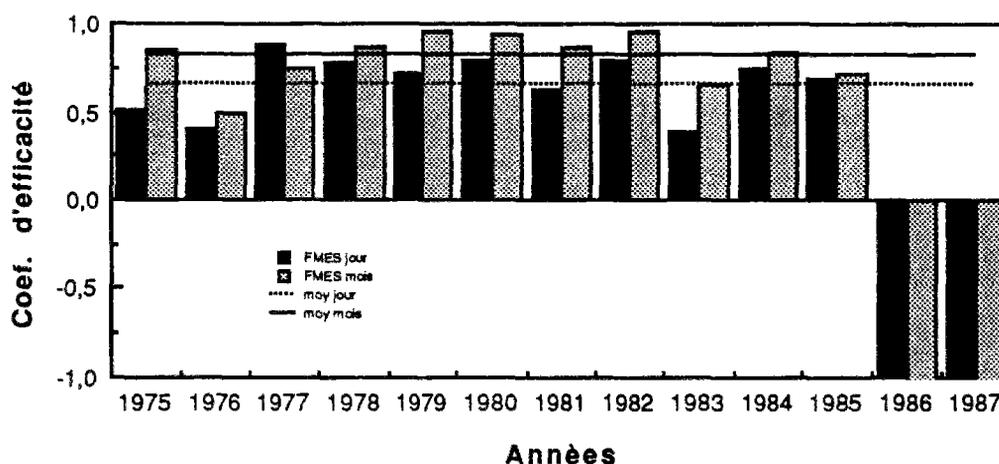


Figure 10.20 : Coefficients d'efficacité pour la simulation des flux de MES à Mèlarchez.

On peut différencier quatre périodes au cours de la simulation. La première correspond à l'année 1976 qui en conséquence de la très faible hydraulicité et de l'existence d'une crue unique sur toute l'année au mois de février a eu environ 75% de la perte annuelle de MES concentrée sur un seul événement. En effet, la perte relative sur cet événement a été certainement beaucoup plus importante car on ne dispose pas des données de concentration en MES sur les trois jours correspondant à la décrue de l'événement.

On remarque une nette sous-estimation des flux de MES par le modèle due, d'une part, à une sous-estimation systématique sur les fortes valeurs des flux de MES (figure A2.2, page 24 des annexes) et, d'autre part, à une sous-estimation systématique des forts débits par le modèle hydrologique.

La deuxième période correspond à l'année 1977 dont la surestimation des débits par le modèle hydrologique provoque également une surestimation des flux de MES.

La troisième période correspond aux années 1978 à 1985 qui présentent une assez bonne simulation au pas de temps journalier et où la qualité de la simulation s'améliore nettement au pas de temps mensuel et annuel.

Enfin, les années 1986 et 1987 semblent différentes des années précédentes car les concentrations et par conséquent les flux de MES observés sont notablement inférieurs. Cette non-stationnarité dans la série des données n'est pas prise en compte par le modèle ce qui explique la surestimation systématique. Le graphique du cumul des concentrations et des flux observés de MES à Mèlarchez en fonction du temps (figure 10.21) illustre bien cette tendance et on peut observer une cassure très nette des courbes à partir de la fin 1985.

Comme on ne constate pas un changement dans les conditions climatiques et hydrologiques à Mèlarchez sur ces années là, cette tendance ne peut donc s'expliquer que : (1) par un changement important dans l'occupation du sol, (2) par un aménagement capable de retenir une partie des MES ou empêcher l'érosion ou (3) par un changement dans le protocole d'échantillonnage ou d'analyse. Une enquête auprès de la Mairie de Doue et du CEMAGREF n'a pu déceler aucune de ces anomalies. Ce point mérite un approfondissement ultérieur qui sort du cadre de notre étude.

Il est intéressant de remarquer, en passant, sur la crue du 1^{er} septembre 1987, la plus importante observée sur le bassin pendant toute la série historique des débits avec une pointe de 5,64 m³/s, les faibles valeurs de la concentration de MES (de l'ordre de 2 mg/l). Cet événement nous indique, d'une part, une faible érosion des berges, et d'autre part, que le cheminement de l'eau jusqu'au lit du Ru a dû avoir lieu presque exclusivement par écoulement subsuperficiel et aurait donc transité par le réseau de drainage artificiel, ce qui explique une très faible érosion sur le bassin.

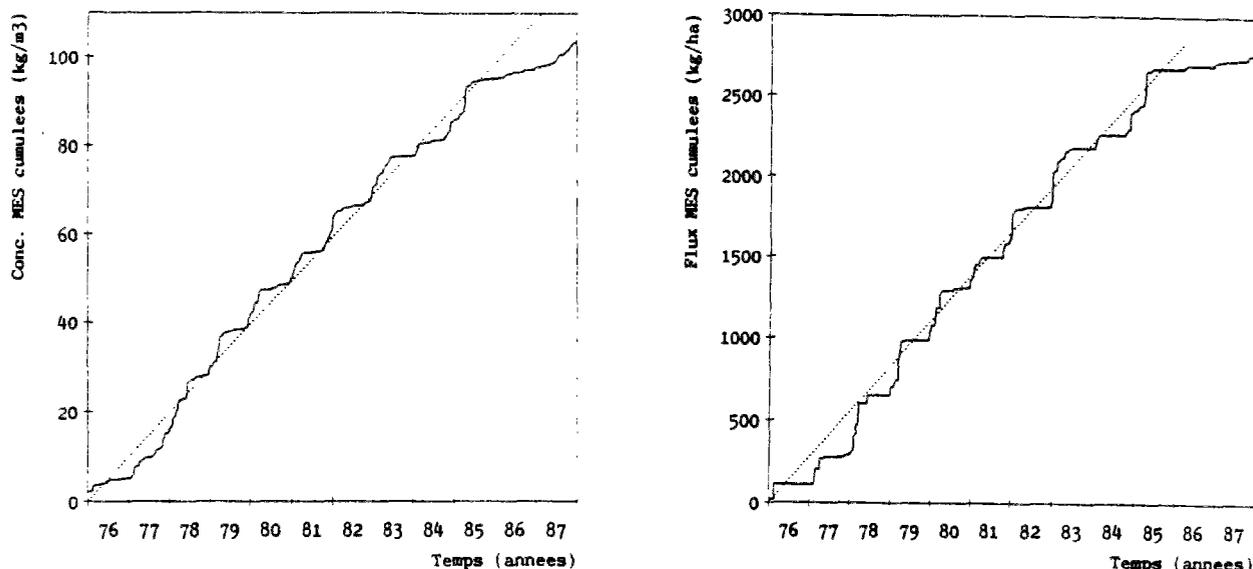


Figure 10.21 : Concentrations (gauche) et flux (droite) de MES cumulés en fonction du temps à Mélarchez.

10.3.2.2 - Essais de perfectionnement du modèle

Nous avons procédé à deux essais afin d'améliorer la performance du modèle érosion.

Le premier a consisté à procéder à une variation des paramètres K et C de l'équation universelle de pertes des sols en fonction du temps. En effet, le facteur d'érodabilité (K) est fonction de l'humidité du sol et l'érosion est d'autant plus importante que l'humidité du sol se rapproche de la saturation. Mutcher et Carter (1983), par exemple, ont décrit la variation de K au cours de l'année par une fonction cosinus dont l'allure est la même que celle du stock d'eau dans la zone racinaire au cours du temps.

Nous avons donc introduit une pondération dans le facteur d'érodabilité égale au rapport entre le stock d'eau au début du jour t dans la zone racinaire et le stock d'eau maximal (*i.e.*, à la saturation). Le facteur d'érodabilité K_t au jour t est donné par :

$$K_t = K \frac{SW_t}{ST} \quad (10.51)$$

où K est le facteur d'érodabilité moyen calculé en fonction des caractéristiques physiques du sol, SW_t est le stock d'eau dans la zone racinaire au début du jour t en mm et ST est le stock d'eau maximal de la zone racinaire en mm.

Le paramètre C varie dans la réalité en fonction des pratiques agricoles et de l'état du développement des cultures. De façon analogue au facteur K , nous avons fait varier C au cours du temps en fournissant au modèle la courbe d'évolution de C pour chaque type de culture obtenue à partir des abaques de Wischmeier. La figure 10.12 illustre la variation au cours de l'année de C pour les cultures d'hiver et de printemps.

Les coefficients a et b de l'indice d'érosivité de la MUSLE ont été recalculés à partir de l'algorithme d'optimisation de Rosenbrock.

Aucune amélioration significative dans la simulation des flux de MES à l'exutoire du bassin de Mélarchez n'a été obtenue avec l'introduction des paramètres de l'USLE variant dans l'année. Ce résultat peut être expliqué par le fait que les variations de K et C mises en place avaient déjà été prises en compte par le débit au moment du calage de paramètres a et b de l'équation 10.25. Par conséquent aucune information nouvelle n'est donc apportée.

Le deuxième essai a consisté à remplacer l'indice d'érosivité de Williams (MUSLE) par celui proposé par Onstad et Foster (1975) qui prend en compte non seulement l'érosivité du ruissellement mais aussi l'érosivité de la pluie.

Ce nouvel indice d'érosivité est donné par l'équation suivante :

$$R_{OF} = a R_w + b V Q_p^c \quad (10.52)$$

où R_{OF} est l'indice d'érosivité proposé par Onstad et Foster en (MJ mm)/(ha h an), R_w est l'indice d'érosivité de la pluie proposé par Wischmeier et Smith (1978) en (MJ mm)/(ha h an), V est le débit moyen journalier en m³/j, Q_p est le débit de pointe en m³/s et a , b et c sont des coefficients obtenus par optimisation.

L'indice d'érosivité de Wischmeier est calculé par :

$$R_w = E I_{30} \quad (10.53)$$

où E est l'énergie totale de la pluie en MJ/ha et I_{30} est l'intensité maximale de la pluie pendant 30 minutes en mm/h.

L'énergie totale pour une pluie journalière a été calculée à partir des pluies moyennes horaires selon l'équation :

$$E = \sum_{k=1}^{24} e_k \Delta V_k \quad (10.54a)$$

$$e = 0,119 + 0,0873 \log i \quad i \leq 76 \text{ mm/h} \quad (10.54b)$$

$$e = 0,283 \quad i > 76 \text{ mm/h} \quad (10.54c)$$

où e est l'énergie de la pluie par unité de pluie en MJ/(ha mm), ΔV est la pluie horaire en mm et i est l'intensité de la pluie en mm/h.

I_{30} a été calculé à partir de la pluie horaire maximale. En fait, Schwab et al. (1966) indiquent que l'intensité maximale pendant 30 minutes est liée à l'intensité maximale pendant une heure (I_{60}) par :

$$I_{30} = 1,58 I_{60} \quad (10.55a)$$

Par ailleurs, Hershfield (1961) propose l'équation suivante qui met en relation l'intensité maximale pendant une heure (I_{60}) et la pluie horaire maximale (i_{max}) sur une journée :

$$I_{60} = 1,13 i_{max} \quad (10.55b)$$

De même que le premier essai, l'indice d'érosivité d'Onstad et Foster appliqué à l'échelle du bassin de Mélarchez à partir des pluies horaires moyennes sur le bassin n'a pas apporté d'améliorations significatives à la simulation du flux de MES.

10.3.3 - Modèle azote

10.3.3.1 - Analyse de la qualité de l'ajustement

Comme nous l'avons évoqué précédemment, il est important d'évaluer la qualité de la simulation du modèle azote non seulement en termes du flux d'azote mais aussi des concentrations et plus particulièrement pendant les années exceptionnelles comme, par exemple, 1976. Les graphiques des concentrations et des flux moyens mensuels des nitrates à l'exutoire du bassin de Mélarchez (figure 10.22) ainsi que les histogrammes des coefficients d'efficacité (figure 10.23) illustrent la qualité de la simulation.

Nous pouvons remarquer dans la figure A3.1 (pages 28 à 31 des annexes) que durant les deux périodes où les concentrations en nitrate ont dépassé 25 mg N-NO₃/l (*i. e.*, l'hiver 1976-77 et printemps 1986), le modèle a nettement sous-estimé les concentrations. Il faut, néanmoins, signaler que d'autres épisodes de courte durée ont aussi dépassé ce seuil mais il semble là que ce soit des erreurs de mesures ou une pollution d'origine ponctuelle. Ces hypothèses restent, toutefois, à vérifier notamment l'épisode du mois de juin 1980 où la montée de la concentration en nitrates n'est pas accompagnée par un phénomène analogue pour le phosphore ou l'ammonium.

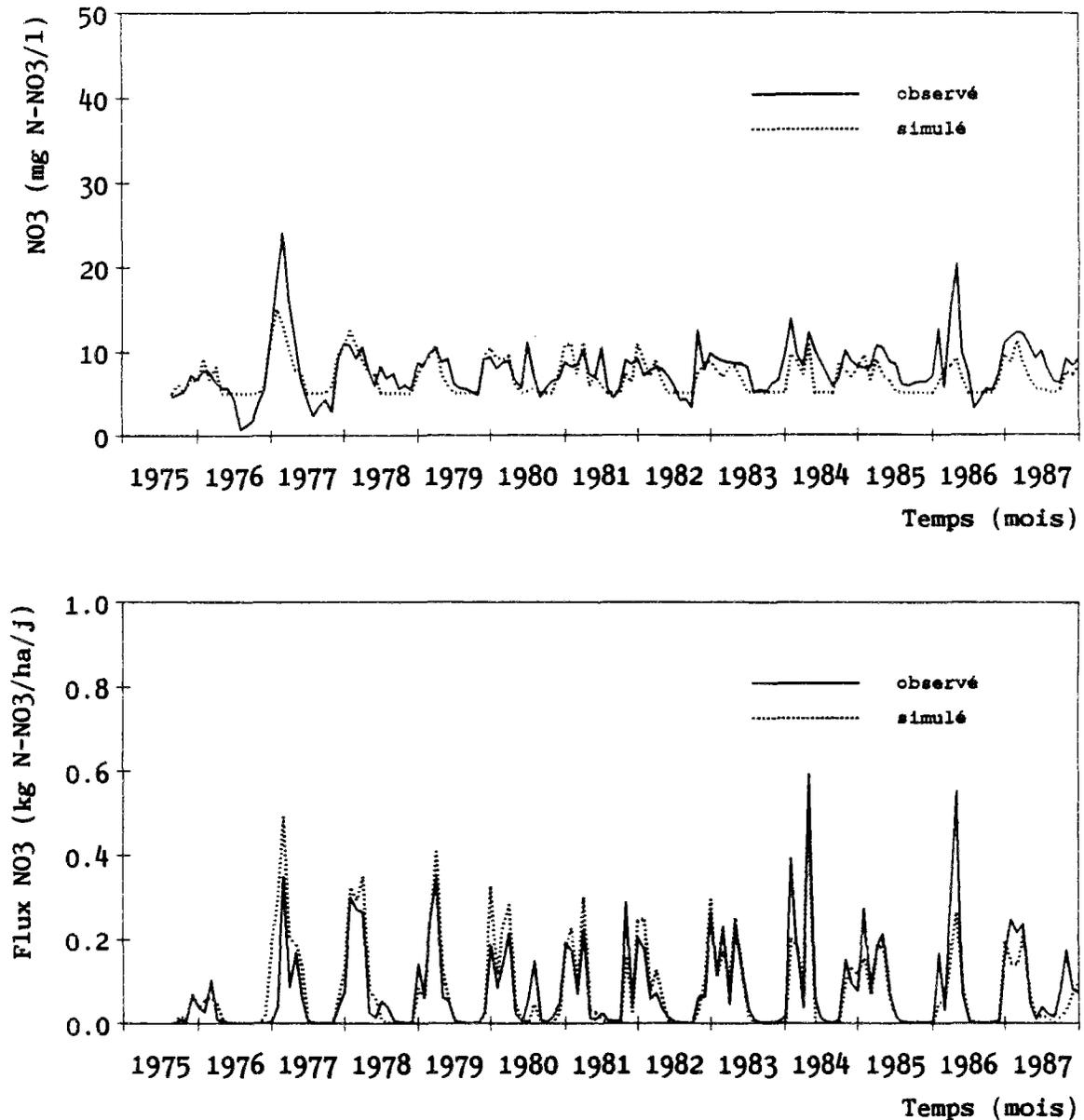


Figure 10.22 : Concentrations et flux moyens mensuels des nitrates observés et simulés par le modèle CB à l'exutoire du bassin de Mélarchez.

Cette sous-estimation ne semble pas s'expliquer par le dysfonctionnement du modèle hydrologique comme, par exemple, la surestimation du débit pendant l'hiver 76-77. En effet, le stock d'eau dans la zone racinaire est élevé et pratiquement constant durant l'hiver et le printemps, la quantité de pluies tombées restant négligeable par rapport à ce stock d'eau. Par conséquent, les concentrations en nitrates d'eau percolée et de l'écoulement rapide dépendent donc essentiellement du stock d'azote nitrique du sol dans la zone racinaire et non du volume d'eau écoulé. Ceci est particulièrement remarquable pendant l'hiver 76-77 et le printemps 86 où pour des débits différents, les concentrations en nitrates restent du même ordre. Par contre, en été, lorsque le stock d'eau de la zone racinaire

diminue, le transport de l'azote nitrique par les écoulements rapide et moyen devient négligeable. Cette hypothèse mériterait une confirmation par l'intermédiaire des analyses de la teneur en nitrates du sol tout au long d'une campagne agricole.

Les graphiques des chroniques des concentrations moyennes journalières observées et simulées (figure A3.1, pages 28 à 31 des annexes) sur les autres années indiquent que la sous-estimation pendant la période de lessivage n'est pas systématique et il faudrait donc chercher une explication causale valable uniquement sur ces épisodes. L'hypothèse d'une mauvaise prise en compte par le modèle de l'effet de la température et de l'humidité du sol sur la cinétique de minéralisation de l'azote peut être avancée notamment après la sécheresse de 1976. Par ailleurs, on assiste à une baisse très rapide de la concentration après ces événements qui ne peut pas être expliquée uniquement par l'absorption de l'azote par les plantes. Ces pertes d'azote après des phénomènes de minéralisation intense amènent à mettre en cause la dénitrification, cette hypothèse étant déjà avancée par certains auteurs (*e.g.*, Hébert *et al.*, 1982).

L'hypothèse de concentration constante de l'écoulement lent semble vérifiée. Par conséquent, un simple modèle de mélange qui ne prend pas en compte d'éventuelles transformations biochimiques de l'azote dans la nappe, aurait peu de chances d'aboutir car comme la concentration en nitrates d'eau percolée est *a priori* plus élevée que celle des eaux de nappe, on pourrait s'attendre à une montée des concentrations des eaux de nappe jusqu'au niveau des eaux percolées. Cette non-variabilité de la teneur en nitrates du système aquifère superficiel à Mélarchez pourrait être expliquée là aussi par une lente dénitrification des eaux. La figure 10.9 montre l'évolution de la concentration en nitrates d'une source sur le bassin de Mélarchez qui draine une surface totalement cultivée. On voit clairement que la concentration reste constante aux environs de 10 mg N-NO₃/l, un peu supérieure au niveau de base estival des eaux à l'exutoire du bassin, ce qui peut être expliqué par le drainage des prairies et des bois dont la concentration des eaux des nappes doit être inférieure à 10 mg N-NO₃/l.

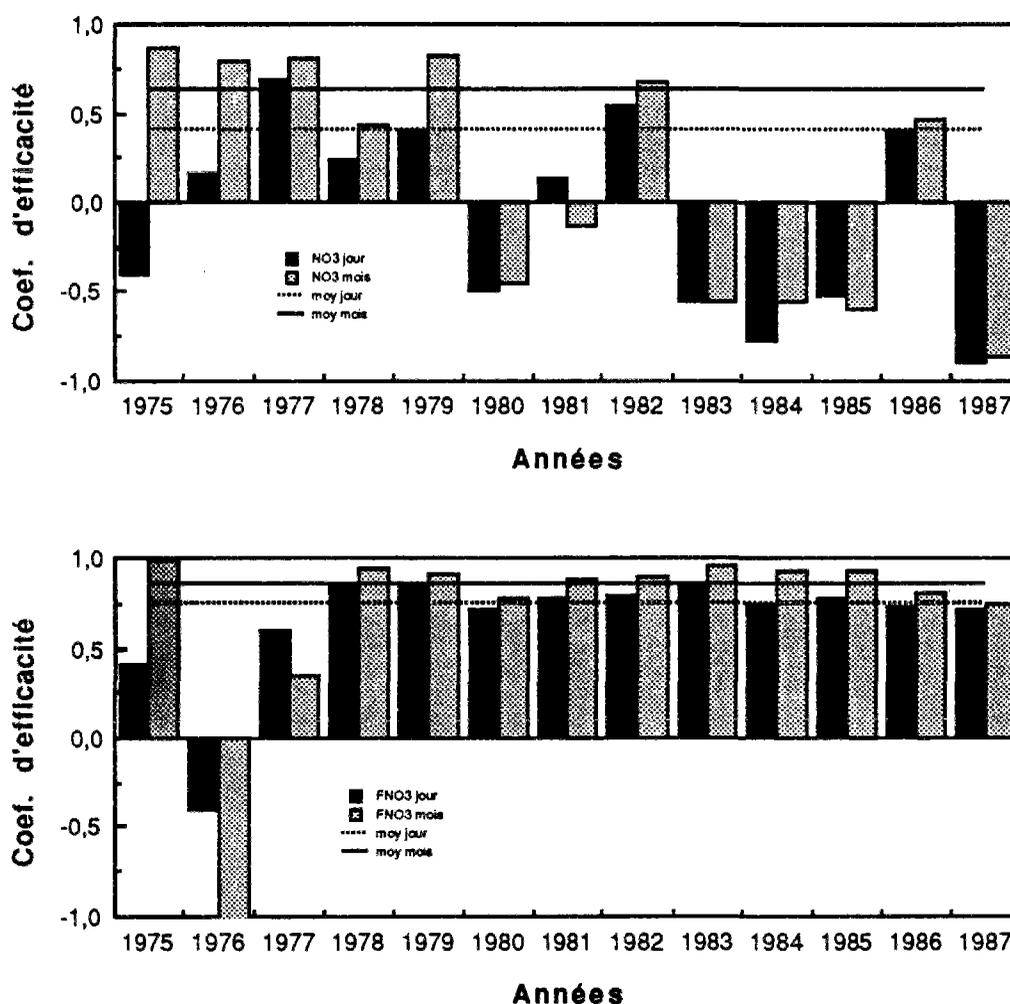


Figure 10.23 : Coefficients d'efficacité pour la simulation des concentrations (supérieure) et des flux (inférieure) des nitrates par le modèle CB à Mélarchez.

Les graphiques des erreurs absolues en fonction du temps et en fonction de la concentration moyenne journalière en nitrates observée (figures A3.3 et A3.4, page 36 des annexes) indiquent une dépendance temporelle et une hétéroécasticité des écarts.

La courbe de fréquence cumulée des valeurs observées et simulées (figure A3.6, page 37 des annexes) ainsi que les critères numériques (tableau A3.1, page 38 des annexes) indiquent une sous-estimation des valeurs simulées particulièrement sur les concentrations élevées. Ce qui met en cause la capacité du modèle dans l'état actuel d'évaluer le risque de dépassement d'une concentration seuil.

Les critères numériques d'évaluation de la qualité montrent des résultats très médiocres pour la simulation notamment au pas de temps journalier comme le montre la figure 10.23.

Nous avons ensuite analysé la qualité de la simulation en termes de flux de nitrates à l'exutoire du bassin. L'intérêt ici se porte non plus sur les flux journaliers mais sur des flux à un pas de temps plus grand (*e.g.*, mensuel ou annuel). Le graphique des flux moyens mensuels des nitrates en fonction du temps (figure 10.22) montre un bon accord entre les valeurs observées et simulées. Cette qualité de l'ajustement est également traduite dans les critères numériques comme par exemple, le coefficient d'efficacité (figure 10.23), à l'exception des années 76 et 77. La surestimation des flux sur ces années là est due à la surestimation du débit par le modèle hydrologique. La figure A3.2 (pages 32 à 35 des annexes) indique l'évolution des flux moyens journaliers observés et simulés des nitrates à Mélarchez.

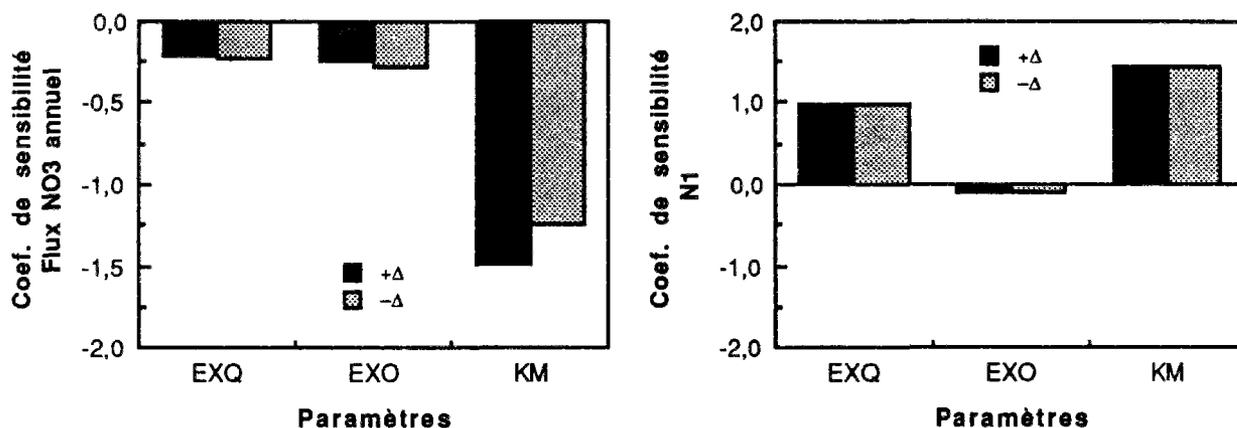
Le coefficient d'efficacité indique également la supériorité du modèle, malgré ses nombreuses imperfections, comparée à un modèle très simple qui consisterait à considérer la réponse du bassin comme étant constante et égale à la concentration (ou le flux) moyenne annuelle. Nous reviendrons sur ce point dans le chapitre 12.

10.3.3.2 - Analyse des Incertitudes

Analyse de sensibilité

Nous nous sommes intéressés à analyser la sensibilité du flux moyen annuel et des concentrations moyennes journalières en nitrates de cinq épisodes représentatifs, comme nous l'avons indiqué dans le chapitre 9. La figure 10.24 présente les coefficients de sensibilité pour ces six variables par rapport : (1) au coefficient d'extraction pour l'écoulement rapide (*EXQ*), (2) au coefficient d'extraction pour la percolation (*EXO*) et (3) à la constante de minéralisation de l'azote organique (k_m).

On remarque clairement que c'est la constante de minéralisation qui a la plus forte influence sur les variables de sortie du modèle avec un coefficient de sensibilité du même ordre de grandeur quelle que soit la variable simulée et la période pendant l'année.



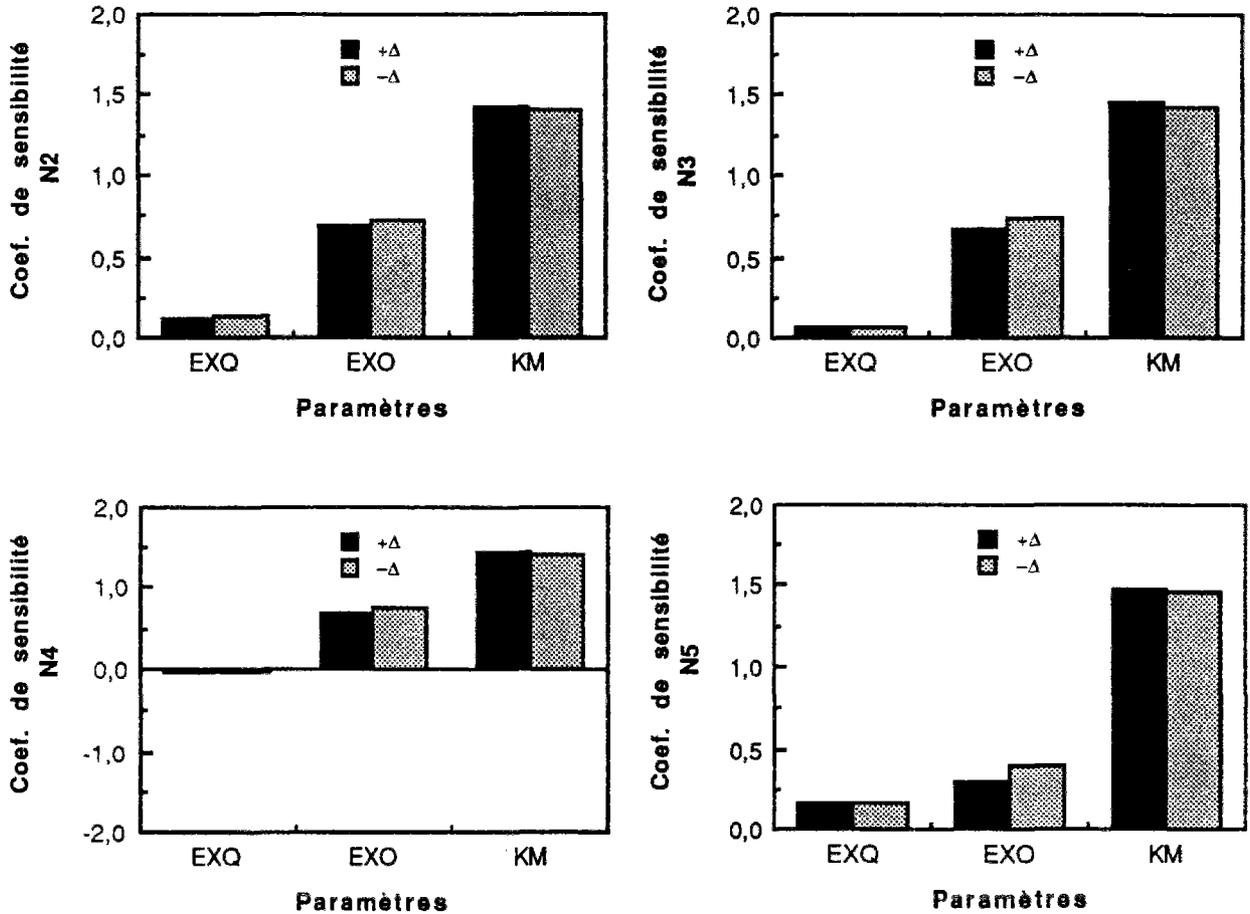


Figure 10.24 : Coefficients de sensibilité du modèle CB azote.

Par ailleurs, le coefficient d'extraction pour l'écoulement rapide a peu d'influence sur les variables de sortie à l'exception des toutes premières crues pendant la reprise de l'écoulement où le réservoir de la zone racinaire n'a pas encore atteint le stock à la capacité au champ. Une fois atteint, les variables de sortie sont très peu sensibles aux variations de *EXQ*. Le coefficient d'extraction pour la percolation (*EXO*) a une influence modérée sur les variables notamment pendant les crues d'hiver, son importance se réduisant au fur et à mesure que le stock d'eau dans la zone racinaire diminue.

Analyse de l'incertitude des paramètres

Le tableau 10.8 résume les statistiques sur les paramètres du modèle azote calculées avec toute la série de 13 années de données.

Tableau 10.8 : Résultats de l'analyse des paramètres du modèle azote CB.

	EXQ	EXO	k_m
Ecart-type	0,024	0,057	0,0016
Coef. variation (%)	13,3	14,5	5,41
Matrice de corrélation			
EXQ	1	0,89	-0,92
EXO		1	-0,91
k_m			1
MPI	$2,32 \cdot 10^{-2}$		

Nous pouvons remarquer la très forte corrélation entre les paramètres ce qui aura pour conséquence leur très grande variance. Compte-tenu de cette corrélation entre les paramètres on peut s'attendre à de sérieuses difficultés dans l'optimisation des valeurs. Notamment, sur une procédure automatique de calage, le choix de différentes valeurs initiales des paramètres peut nous conduire à différents jeux de paramètres optimaux. En d'autres termes, l'espace de la fonction objectif présente plusieurs minima locaux ce qui signifie l'impossibilité de vérifier la propriété d'unicité du modèle en question.

La figure 10.25 indique qu'à partir d'une information moyenne d'environ $1,5 \times 10^3$ la précision des paramètres n'est guère améliorée, ce niveau d'information pouvant être atteint avec une seule année de données.

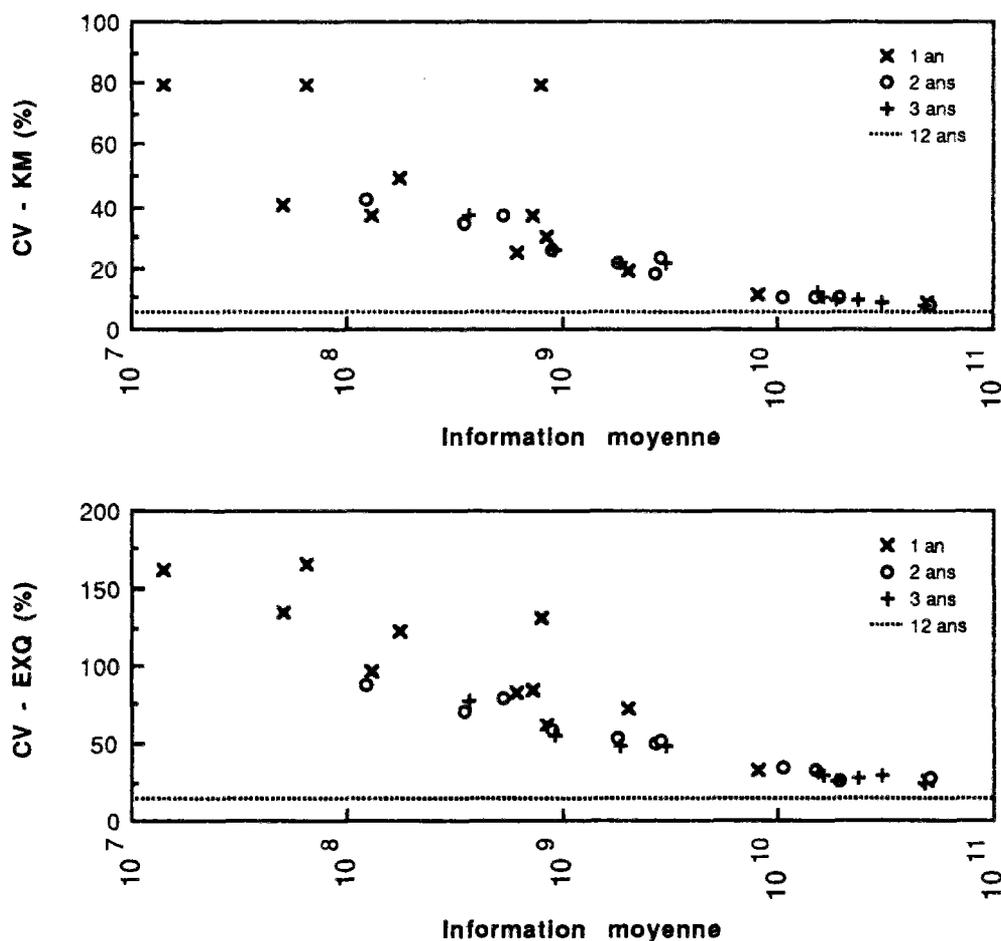
10.3.4 - Modèle phosphore

10.3.4.1 - Analyse de la qualité de l'ajustement

Avant d'aborder l'analyse des résultats proprement dite, il est important d'étudier l'évolution saisonnière des concentrations en phosphore dissous à l'exutoire du bassin de Mélarchez en essayant de dégager les sources d'origine.

On observe pour la période entre 1975 à 1987 une perte spécifique moyenne à Mélarchez de $0,40 \text{ kg P-PO}_4/\text{ha/an}$ pour le phosphore dissous. Pour ce qui concerne le phosphore particulaire, on dispose des données que de la mi-1986 à la fin 1987. Outre le dosage de phosphore dissous, le phosphore total a été mesuré, permettant ainsi le calcul du phosphore particulaire par différence. Pour l'année 1987, la perte spécifique du phosphore particulaire obtenue par différence entre le phosphore total et phosphore dissous est de $0,32 \text{ kg P/ha/an}$ pour une perte spécifique en phosphore dissous de $0,61 \text{ kg P-PO}_4/\text{ha/an}$. Il faut, néanmoins, se souvenir qu'à partir de 1986 les flux des matières en suspension ont diminué et ainsi on peut également s'attendre à une baisse des flux du phosphore particulaire.

Un élément important à considérer est l'évolution saisonnière des concentrations en phosphore dissous. La figure 10.26 montre la moyenne mobile (90 jours) des concentrations moyennes journalières en phosphore dissous au cours du temps et la moyenne mobile du logarithme décimal des débits journaliers. Il apparaît donc clairement un comportement cyclique du type faibles concentrations en hiver et fortes concentrations en été, ce qui correspond au comportement inverse des débits.



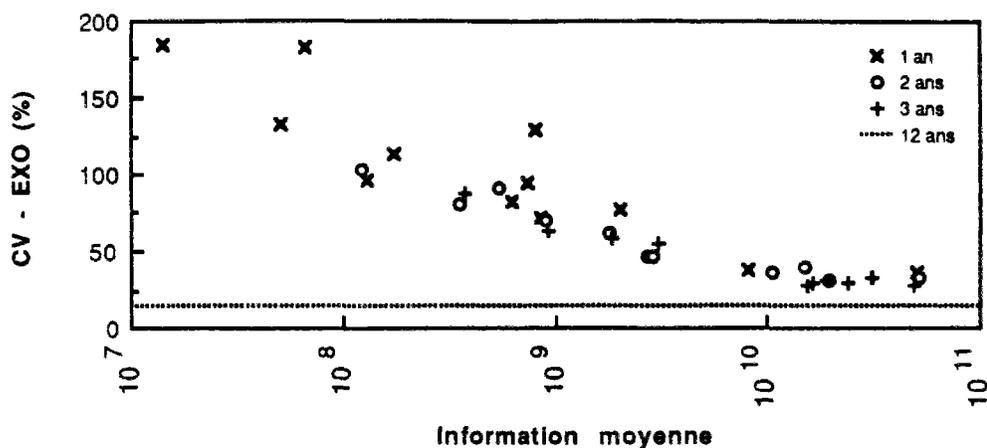


Figure 10.25 : Coefficients de variation des paramètres du modèle CB azote en fonction de l'information des données.

Ce phénomène de dilution est caractéristique des sources ponctuelles de pollution pouvant indiquer que le flux du phosphore dissous serait expliqué, au moins pour une partie, par une pollution d'origine domestique.

La vérification de cette hypothèse, outre le fait qu'elle sort du cadre de notre étude, demanderait un investissement en temps considérable. Nous avons cependant réalisé une enquête rapide sur le terrain et auprès de la mairie de Doue afin d'évaluer les éventuels rejets domestiques.

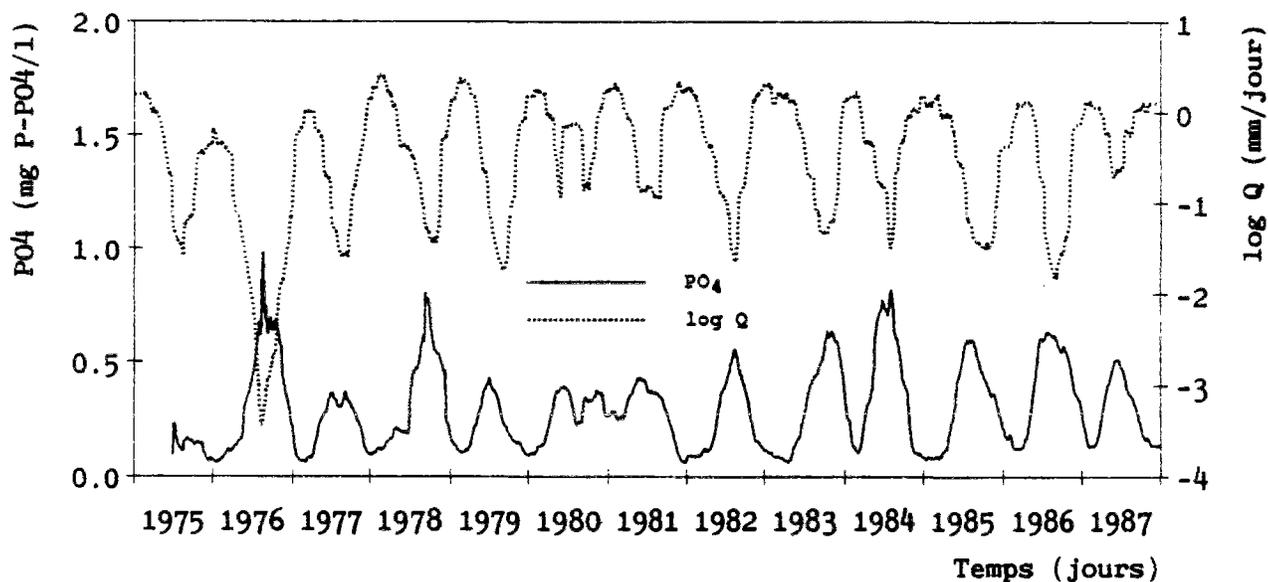


Figure 10.26 : Chroniques de la moyenne mobile (90 jours) des concentrations en phosphore dissous et des log des débits à Mélarchez.

De cette enquête, qui ne se veut en aucune façon conclusive, nous avons pu tirer les éléments d'analyse suivants :

- La quasi-totalité de la surface des hameaux situés sur la ligne de partage des eaux est drainée vers l'exutoire du bassin versant de Mélarchez ;
- Il n'y a d'assainissement collectif dans aucun des hameaux et actuellement il n'existe pas d'informations permettant d'évaluer la fraction des résidences qui est raccordée au réseau de drainage pluvial existant et celle qui a un système d'assainissement individuel (e.g., fosse septique) ayant comme exutoire le sol ;
- Dans **tous** les hameaux nous avons pu déceler des rejets domestiques allant directement dans le réseau de drainage naturel du bassin versant de Mélarchez.
- Il existe une ancienne décharge d'ordures à moins de 20 mètres du Ru de Fosse Rognon et à approximativement 1 km en amont de la station hydrométrique. Bien que nous y avons pu remarquer des traces d'ordures ménagères, il semblerait que l'essentiel des déchets soit constitué par des déblais de constructions.

A partir de ces éléments on ne peut pas écarter la possibilité d'une contribution d'origine domestique importante. D'autre part, même s'il nous paraît peu probable que cette ancienne décharge puisse contribuer avec une charge importante de pollution, il nous semble important qu'une étude écarte cette hypothèse.

Les concentrations en phosphore dissous de la source pendant l'été sont environ 6 fois plus faibles que celles du Ru ce qui suggère l'existence d'une autre origine non agricole de phosphore dissous. Nous sommes donc persuadés que ces variations de la concentration en phosphore dissous ont comme cause une (ou des) autre(s) source(s) de pollution dont nous soutenons l'hypothèse que l'origine est probablement domestique.

Belamie (1983) a estimé la population sur tout le bassin, en 1981, à 280 personnes dont environ seulement 10% contribueraient à la charge en phosphore. Notre enquête auprès de la mairie de Doue nous donne une estimation du même ordre que celle de Belamie, c'est-à-dire, environ 100 habitations avec 3 habitants par habitations et donc 300 habitants sur tout le bassin.

Les responsables de l'administration de la commune de Doue estiment à 60% la fraction de la population du bassin rejetant ses eaux usées directement dans le réseau de drainage naturel du bassin de Mélarchez.

Si on considère la contribution spécifique moyenne d'une personne à 4 g de phosphore par jour on aurait comme flux moyen annuel en phosphore d'origine domestique pour 10%, 60% et 100% de la population, respectivement, 0,06, 0,38 et 0,63 kg P/ha/an. Il est donc physiquement possible qu'une grande partie de la charge en phosphore dissous soit d'origine humaine. Ceci ne constitue bien entendu pas une preuve que nos hypothèses sont justes mais ne les infirme pas.

L'importance relative des sources du phosphore est d'autant plus difficile à évaluer que deux phénomènes viennent se greffer au problème. Primo, pendant la période de tarissement du débit, si seulement une dilution avait lieu, on devrait assister à une montée des concentrations en phosphore dans la même proportion de la baisse du débit. On remarque précisément ce comportement pendant les mois d'avril, mai et juin. Cependant, même avec la diminution du débit après le mois de juin, la concentration en phosphore dissous plafonne à environ 0,6 mg P-PO₄/l comme si à partir de ce seuil une fraction du phosphore dissous précipitait et sédimentait.

Secundo, on observe une grande variabilité du flux moyen annuel du phosphore dissous, ce dernier étant plus élevé durant les années humides. Ceci nous conduit à formuler deux hypothèses explicatives pour ce phénomène.

La première est que le lessivage des sols agricoles est le processus prépondérant et on devrait avoir plus de pertes avec plus d'écoulement. Ceci contredit notre argumentation présentée ci-dessus sur l'origine de la pollution par le phosphore à Mélarchez.

La deuxième est que les phénomènes de stockage (précipitation, adsorption, sédimentation, ...) et de relargage du phosphore dans le lit du cours d'eau sont responsables des variations interannuelles des flux de phosphore dissous. Ce phénomène a été observé par plusieurs auteurs (e.g., Johnson et al., 1976 ; Mc Callister et Logan, 1978 ; Golterman, 1982 ; Hill, 1982 et Pilleboue, 1987). Ce stockage étant maximal aux plus faibles débits (jusqu'à 75% sur le bassin du Redon), il expliquerait la non-montée des concentrations pendant la période de tarissement en été.

A la vue de ces considérations, si on veut progresser dans la connaissance du cycle du phosphore à l'échelle du bassin versant, il nous paraît donc important de procéder, tout d'abord, à une évaluation précise des apports ponctuels domestiques et deuxièmement d'approfondir la question du stockage-relargage du phosphore à l'intérieur du réseau de drainage naturel.

La simulation des concentrations en phosphore dissous d'origine agricole présente peu d'intérêt du point de vue de la gestion de l'environnement car le phosphore dans les niveaux normalement rencontrés dans les milieux aquatiques n'offre pas un danger toxique en soi. Par contre, elle pourrait être un moyen d'évaluer les hypothèses quant à l'origine de la pollution. Les graphiques des concentrations et des flux moyens mensuels du phosphore dissous à l'exutoire du bassin de Mélarchez (figure 10.27) ainsi que les histogrammes des coefficients d'efficacité (figure 10.28) illustrent la qualité de la simulation.

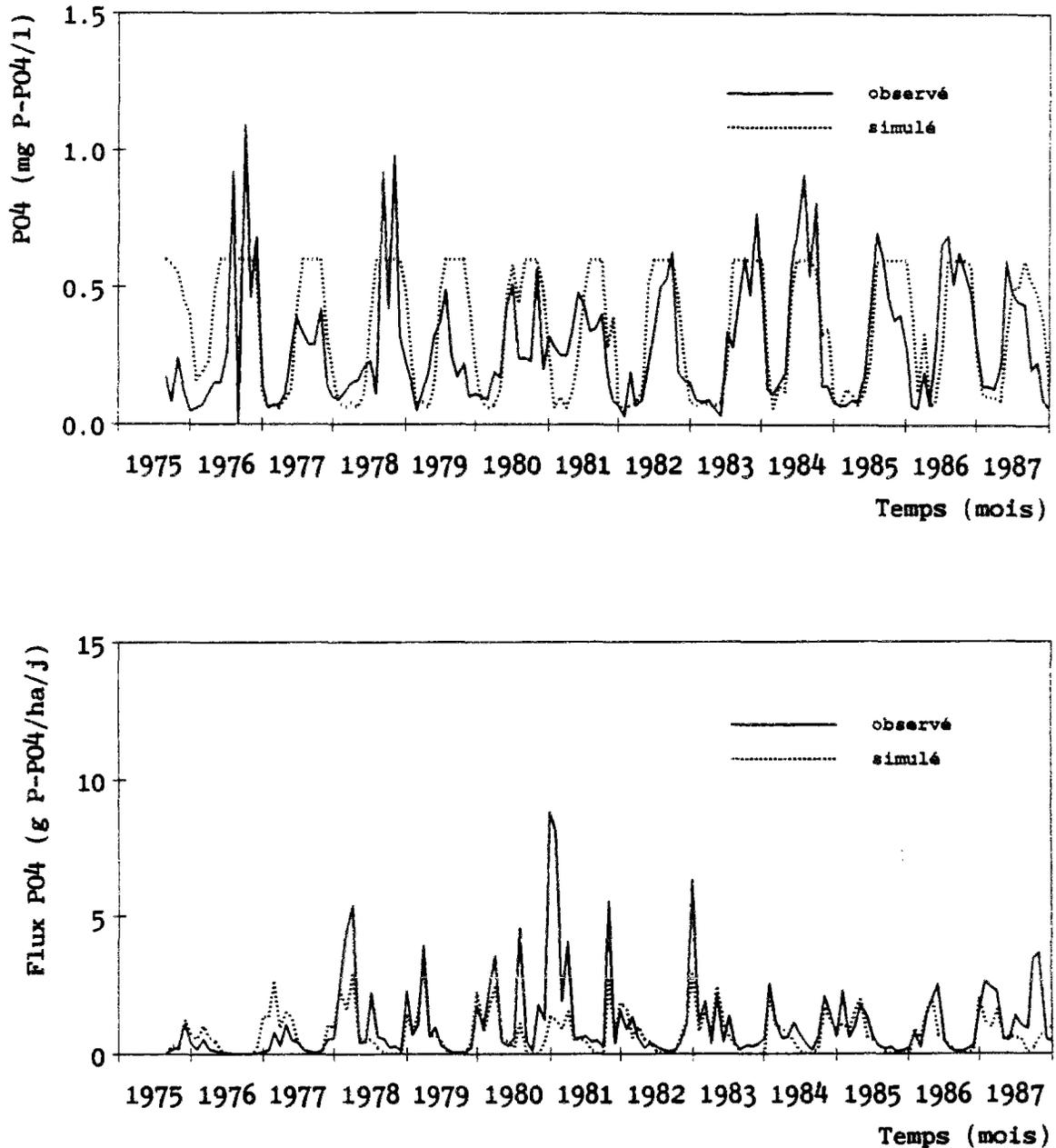


Figure 10.27 : Concentrations (supérieure) et flux (inférieure) moyens mensuels du phosphore dissous observés et simulés par le modèle CB à Mélarchez.

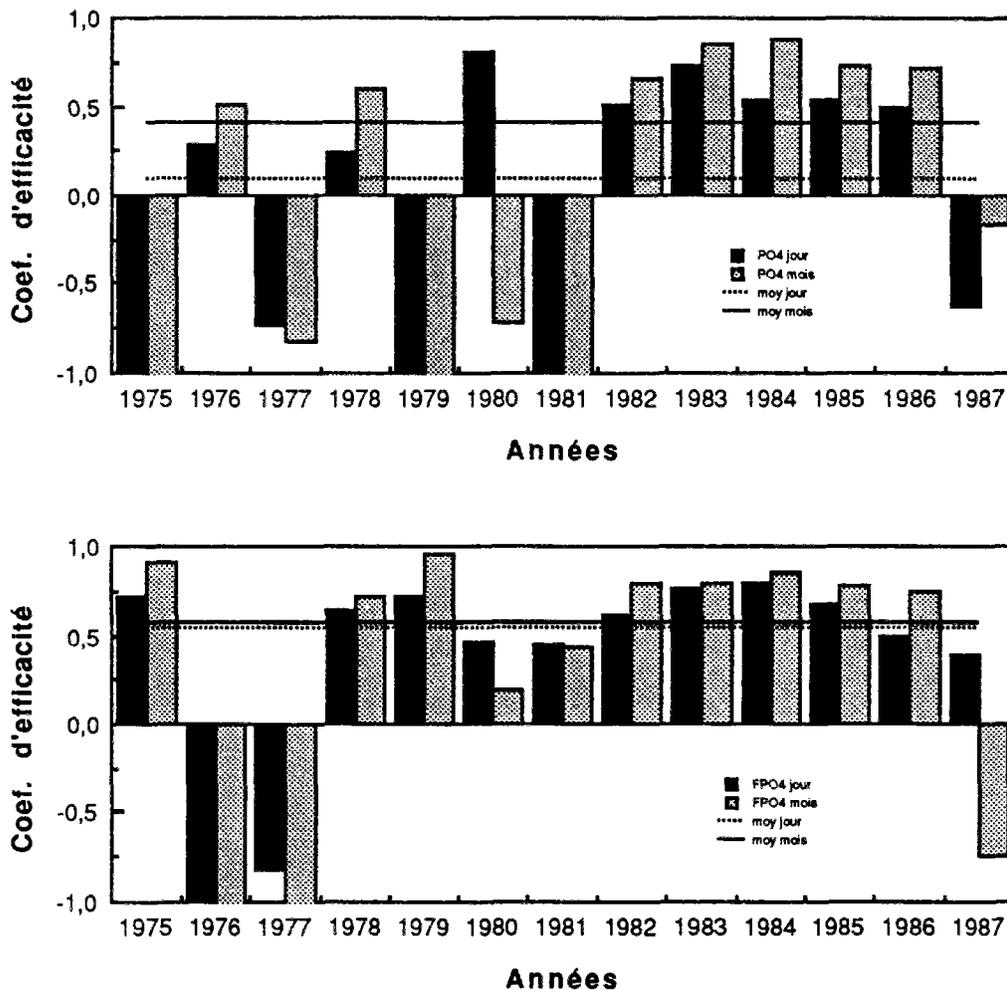


Figure 10.28 : Coefficients d'efficacité pour la simulation des concentrations et des flux du phosphore dissous par le modèle CB à Mèlarchez.

On peut remarquer une bonne cohérence entre les concentrations moyennes mensuelles observées et simulées mais également au pas de temps journalier (figures A4.1, pages 42 à 45 des annexes) avec le phénomène de dilution pendant l'hiver et l'augmentation des concentrations à partir du mois d'avril. Il est intéressant d'observer que le modèle est très sensible aux résultats de la simulation des débits pendant l'été et l'automne où de faibles variations en termes absolus dans le débit peuvent provoquer des baisses considérables dans les concentrations.

On observe également que bien que ce schéma explicatif rende compte de l'évolution saisonnière des concentrations certains épisodes présentent un comportement différent. C'est le cas notamment des mois de décembre 80, janvier 81, février 82 et décembre 82 durant lesquels nous avons soit une augmentation de la concentration avec le débit soit une montée des concentrations sans changement du régime hydrologique. Pour d'autres événements ayant lieu sur d'autres années à la même époque, on trouve une réponse du bassin à l'opposé.

Bien que l'augmentation inopinée de la concentration en phosphore dissous puisse être attribuée à une pollution ponctuelle sporadique les causes des intumescences sur la courbe des concentrations en hiver restent cependant, pour nous inexplicables sauf par des erreurs dans les données.

En ce qui concerne les flux de phosphore dissous on note une bonne simulation au cours des mois ayant un taux d'exportations de moyen à faible (voir figure 10.27). Par contre, au cours des mois à très forte charge relative en phosphore dissous, le modèle sous-estime systématiquement les flux. Cette réaction du modèle est, d'une part, due à une mauvaise simulation des écoulements par le modèle hydrologique et, d'autre part, due à la dissonance entre les valeurs des concentrations observées et simulées pendant les épisodes atypiques que nous avons décrits ci-dessus. Ceci est particulièrement remarquable sur les années 1980 et 1981.

Les mesures de concentrations en phosphore total simulées à partir de la mi-1986 (voir figure A4.7, page 52 des annexes) montrent que la plupart du phosphore exporté se trouve sous la forme dissoute mais le phosphore particulaire représente une fraction non négligeable du flux de phosphore total ($\pm 35\%$). Etant donné que les pertes en phosphore particulaire sont en théorie étroitement liées au flux des matières en suspension et que ces derniers ont diminué à partir de l'année 1986, on peut supposer que les flux du phosphore particulaire dans les années précédentes ont été supérieurs.

Le modèle du flux de phosphore particulaire est basé sur une simple relation avec le flux de MES. Ce dernier, comme nous l'avons déjà indiqué, est à son tour une simple relation entre le flux et le débit. Ainsi, le modèle de phosphore particulaire est en fin de compte une relation entre le flux et le débit.

Comme les flux de MES ont diminué à partir de 1986, nous avons procédé à une nouvelle calibration du modèle érosion pour les années 86 et 87. Les résultats restent cependant médiocres comme l'illustre la figure 10.29. Le coefficient d'efficacité négatif au pas de temps mensuel atteste bien de cette qualité de simulation (voir tableau A4.3, page 56 des annexes).

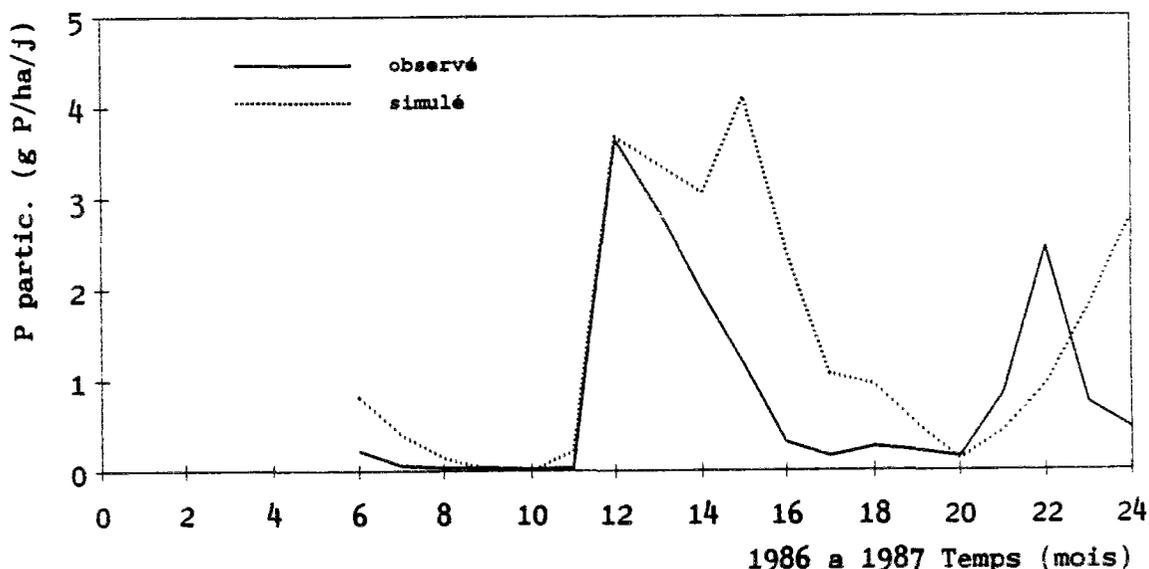


Figure 10.29 : Flux moyens mensuels du phosphore particulaire observés et simulés par le modèle CB à Mélarchez.

10.3.4.2 - Analyse des Incertitudes

Analyse de sensibilité

Nous avons procédé à l'analyse de sensibilité du flux moyen annuel de phosphore dissous et des concentrations moyennes journalières sur les mêmes cinq épisodes que pour le modèle azote. La figure 10.30 présente les coefficients de sensibilité des six variables par rapport : (1) à la concentration en phosphore dissous de l'eau du sol (*SOLP*) et (2) au flux moyen en phosphore dissous des sources ponctuelles (*FPP*).

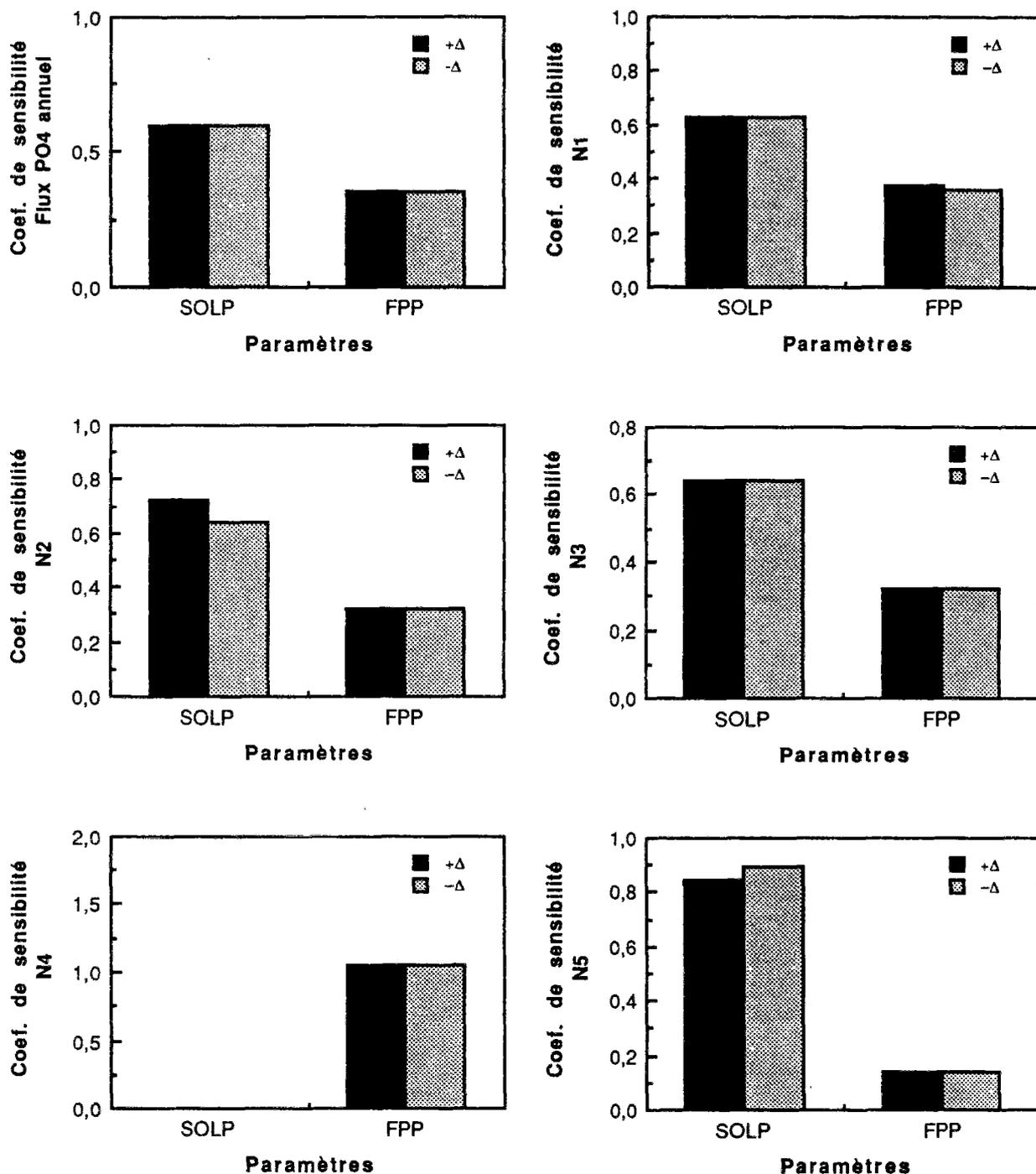


Figure 10.30 : Coefficients de sensibilité du modèle CB phosphore.

Les coefficients de sensibilité dans le cas du modèle phosphore, de par la nature des équations, indiquent l'importance relative de la contribution du phosphore lessivé des sols et de la contribution du phosphore des rejets domestiques. Ceci ne veut pas dire que cette partition corresponde aux vraies contributions et ce serait une erreur grossière de la prendre comme telle.

Avec les hypothèses réalisées, 60% du flux moyen annuel de phosphore dissous serait lessivés des sols alors que 30% serait d'origine domestique. Pendant les événements représentatifs la fraction lessivée varie entre 63% à 90%. Par contre, quand l'écoulement rapide est nul, comme dans le cas de l'événement N4, seulement la pollution domestique contribue à la charge de phosphore.

Analyse de l'incertitude des paramètres

Le tableau 10.9 résume les statistiques sur les paramètres du modèle phosphore dissous calculées avec toute la série de 13 années de données.

Tableau 10.9 : Résultats de l'analyse du premier ordre des paramètres du modèle CB phosphore

	SOLP	FPP
Ecart-type	0,002	0,0008
Coef. variation (%)	0,17	0,15
Matrice de corrélation		
SOLP	1	-0,44
FPP		1
MPI	0,8094	

Indépendamment de la qualité de la simulation que nous avons analysée dans le paragraphe précédent, on observe un très faible coefficient de variation des paramètres et peu d'interactions entre les paramètres. Ceci est traduit par la matrice de corrélation et par l'indice MPI.

Ces résultats indiquent que le modèle est très robuste, du point de vue de la propriété d'unicité, c'est-à-dire qu'on arrive, d'une part à déterminer la valeur des paramètres du modèle précisément dans l'espace de solutions possibles et d'autre part que la solution est probablement unique.

Par contre, la vérification de la propriété d'unicité n'implique ni une cohérence rationnelle ni un bon ajustement aux données expérimentales.

De façon analogue aux autres modèles, la figure 10.31 montre que le gain de précision des paramètres à partir de deux années de données est relativement négligeable.

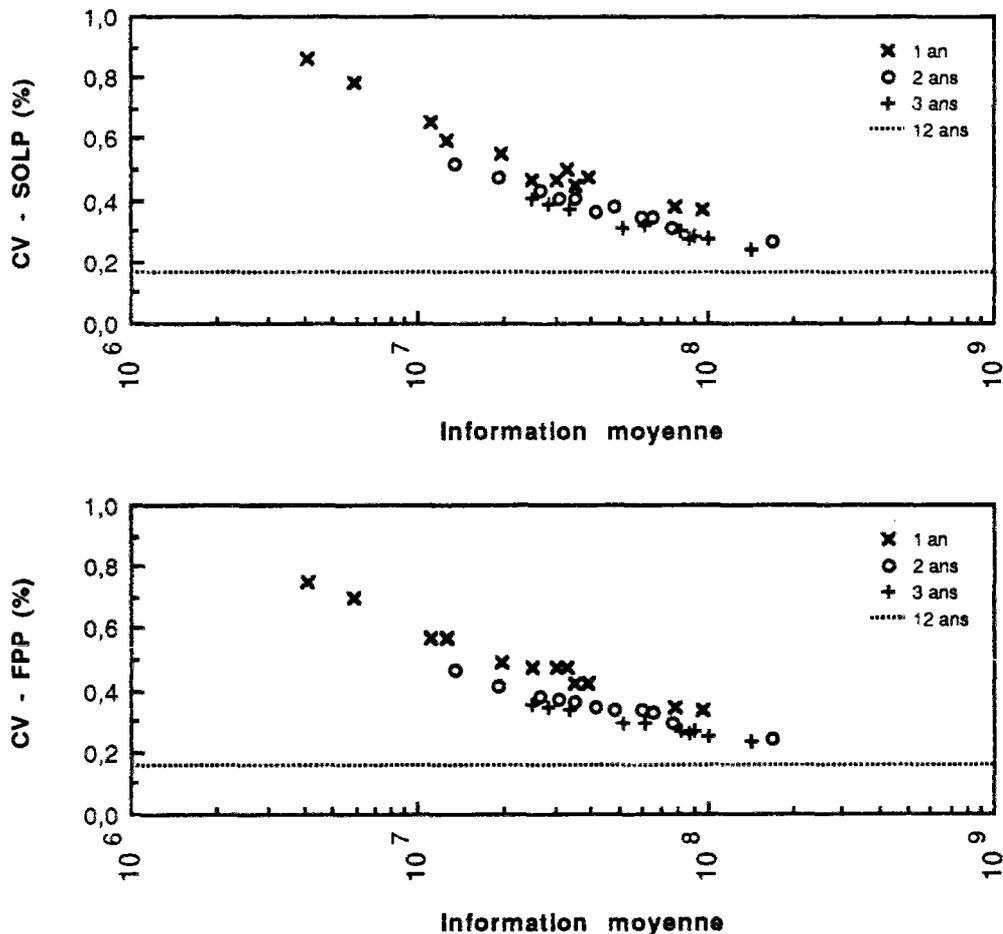


Figure 10.31 : Coefficients de variation des paramètres du modèle CB phosphore en fonction de l'information moyenne des données.

10.4 - CONCLUSION

Nous avons mis au point un modèle conceptuel de simulation des débits liquide et solide, des flux et des concentrations de nitrates, de phosphore dissous et de phosphore particulaire à l'exutoire d'un petit bassin versant agricole. Ce modèle représente l'approche empirique de modélisation de la PDOA qui consiste à avoir des représentations des phénomènes mis en jeu dont la plupart de paramètres peuvent être déterminés *a priori* à partir des caractéristiques physiques du bassin versant. Ce modèle a été inspiré des algorithmes des modèles CREAMS (Knisel, 1980) et SWRRB (Williams *et al.*, 1985).

Nous avons testé le sous-modèle hydrologique sans et avec calibration des paramètres dans la simulation des débits à l'exutoire du bassin versant de Mélarchez. Quel que soit le mode d'application (sans ou avec calibration), les résultats de la simulation pour les débits moyens journaliers et mensuels peuvent être considérés comme raisonnables. Toutefois le modèle présente des difficultés à simuler certains types d'événements, notamment les crues isolées de printemps et d'été et la reprise de l'écoulement en fin d'automne ou en début d'hiver après des périodes d'étiage prolongées. La calibration des paramètres du modèle a permis d'améliorer la simulation des premiers types d'événements mais n'a pas eu d'effet significatif sur les derniers.

L'analyse de sensibilité des paramètres a mis en évidence une importante sensibilité des débits à l'exutoire ainsi que des différentes composantes de l'écoulement aux paramètres du modèle caractérisant les propriétés hydrauliques du sol. Le paramètre *curve number*, malgré son impact réduit sur le débit total, joue un rôle important dans la description des différentes composantes de l'écoulement simulées par le modèle. Même si l'on admet que les paramètres du modèle sont effectivement liés aux caractéristiques physiques moyennes des sols sur un bassin versant, on peut avoir des erreurs de simulation importantes à partir d'une estimation *a priori* des paramètres en raison de la variabilité spatiale très importante de ces caractéristiques.

L'analyse de l'incertitude des paramètres indique que si l'on dispose d'une série de données pour effectuer la calibration des paramètres, ils sont identifiables à partir de l'information contenue dans les données. Par ailleurs, cette analyse montre qu'un échantillon de calibration supérieur à trois années de données n'augmente pas significativement la précision des paramètres. On peut même déterminer les paramètres avec une bonne précision avec une seule année de données. Nous avons également mis en évidence une forte corrélation entre les paramètres ce qui signifie d'importantes difficultés à estimer les paramètres avec une calibration automatique.

Nous avons constaté que l'équation universelle de perte des sols modifiée (MUSLE) surestime considérablement l'érosion sur le bassin versant de Mélarchez, ce qui semble indiquer une inaptitude de cette équation à simuler les flux de MES à l'exutoire des bassins à faible érosion. Nous avons donc calibré les paramètres de l'indice d'érosivité et dès lors la MUSLE perd son caractère universel et se transforme en une simple relation flux-débit. Des essais de perfectionnement du modèle érosion ont été réalisés avec l'introduction d'un paramètre traduisant l'humidité du sol ainsi que d'un indice d'érosivité fonction de l'intensité des pluies et des débits sans apporter aucune amélioration significative à l'estimation des flux de MES.

La simulation des concentrations en nitrates à l'exutoire du bassin versant de Mélarchez a montré une incapacité du modèle à simuler les périodes de grand lessivage et tout particulièrement les épisodes où les concentrations dépassent 25 mg N-NO₃/l. Ce comportement ne semble pas être dû seulement à la pertinence du modèle hydrologique mais également à la simulation de l'évolution de la concentration en azote nitrique dans le sol. Des phénomènes de courte durée doivent jouer un rôle certain dans cette évolution comme par exemple une forte minéralisation pendant une période chaude et sèche et une dénitrification importante après l'arrivée des pluies. Cependant l'absence de données ne permet pas de valider ces hypothèses.

L'analyse de l'évolution des séries de concentrations en phosphore ainsi que celles de débits semble indiquer une probabilité élevée d'avoir une composante importante du flux de phosphore dissous à l'exutoire de Mélarchez provenant des sources ponctuelles domestiques de pollution. L'absence d'une estimation précise de la pollution domestique et de son évolution dans le temps rendent très difficile la modélisation des pertes de phosphore d'origine diffuse. Par ailleurs, des phénomènes ayant lieu dans le cours d'eau, notamment la sédimentation-relargage et les réactions d'adsorption-désorption viennent ajouter une complication supplémentaire.

Toutefois, les hypothèses faites par le modèle, de dilution en hiver et d'augmentation de la concentration en phosphore dissous pendant la saison estivale par des sources ponctuelles, représentent raisonnablement l'évolution saisonnière des concentrations en phosphore dissous à l'exutoire du bassin versant de Mélarchez. Par contre, notamment pendant les mois à très forte charge en phosphore dissous, le modèle sous-estime systématiquement les flux.

11

MODELE "HYDROLOGICAL SIMULATION PROGRAM FORTRAN" HSPF

11.1 - DESCRIPTION DU MODELE

Nous allons dans ce paragraphe décrire brièvement le modèle HSPF que nous avons choisi comme modèle représentatif du deuxième groupe des modèles de simulation du transport de la pollution diffuse d'origine agricole. Nous nous contenterons d'en décrire les modules que nous avons utilisés et nous renvoyons à Johanson et al. (1984) pour plus de détails.

Le modèle HSPF a comme objectif principal la simulation du transport de sédiments, de nutriments, de pesticides et de substances dissoutes non-réactives dans les bassins urbains et ruraux. Il considère non seulement les phénomènes ayant lieu dans les sols mais aussi les processus se produisant dans le réseau hydrographique. Cette particularité lui permet d'être applicable à des grands bassins et de prendre aussi en compte des sources ponctuelles de pollution.

Le HSPF est constitué d'une série de modules, organisés dans une structure hiérarchique, lesquels peuvent être groupés en deux classes : (1) modules d'application et (2) modules utilitaires.

Les modules d'application simulent les processus mis en jeu lors du transport, du transfert et de la dégradation de polluants. Les trois modules d'application, PERLND, IMPLND et RCHRES, simulent respectivement un bassin agricole avec des caractéristiques hydrologiques et climatiques homogènes, un bassin urbain où peu ou aucune infiltration n'a lieu et un tronçon de rivière ou un lac complètement mélangé. Les six modules utilitaires servent à donner aux utilisateurs une certaine flexibilité dans la manipulation des données d'entrée ou de sortie.

Les sections primaires dans le module PERLND (bassin agricole) simulent : (1) l'accumulation et la fonte de neige par l'approche du bilan d'énergie (Anderson, 1968), (2) l'écoulement de l'eau selon une version modifiée du modèle hydrologique Stanford (SWM), (3) l'érosion des sols avec prise en compte du détachement des sols par la pluie, des pratiques agricoles et du transport des sédiments par ruissellement (Negev, 1967) et (4) la qualité de l'eau (azote (NITR), phosphore (PHOS), pesticides (PEST), et substances conservatives (TRACER)) soit par des fonctions de charge (pour définition voir chapitre 2) soit par représentation des transformations biochimiques de polluants dans le sol. D'autres sections remplissent des fonctions auxiliaires comme corriger la température de l'air en fonction de l'altitude (ATEMP), évaluer la température du sol (PSTEMP), évaluer la température de l'eau ainsi que les concentrations d'oxygène et de gaz carbonique dissous (PWTGAS) et calculer l'humidité du sol et les fractions des solutés transportées dans les différentes couches du sol (MSTLAY).

Les algorithmes du module IMPLND sont analogues à ceux du module PERLND mais ils ne considèrent que l'écoulement superficiel (pas d'écoulements subsuperficiel ni souterrain). Les matières en suspension sont simulées par des algorithmes semblables à ceux des modèles urbains tel que le SWMM-Storm Water Management Model

(Metcalf et Eddy, 1971) et le STORM-Urban Storm Water Runoff (U.S. Army, 1975). La qualité de l'eau est simulée par des fonctions de charge.

Les sections du module RCHRES simulent pour un tronçon de rivière ou un lac complètement mélangé : (1) le comportement hydraulique par la méthode de l'onde cinématique (HYDR), (2) l'advection de substances conservatives (ADCALC ; CONS ; ADVECT), (3) la température de l'eau par l'approche du bilan d'énergie (HTRCH), (4) le transport, la déposition et la mise en mouvement des sédiments inorganiques (SEDTRN) et (5) le comportement des substances non-conservatives dissoutes ou associées aux sédiments (GQUAL ; RQUAL).

Pour ce qui concerne la discrétisation spatiale, le modèle HSPF peut fonctionner en mode distribué. Le bassin peut être divisé en sous-bassins selon des caractéristiques climatiques, pédologiques et agronomiques. Le réseau hydrographique peut être également divisé en biefs, chaque bief correspondant à des caractéristiques hydrauliques uniformes.

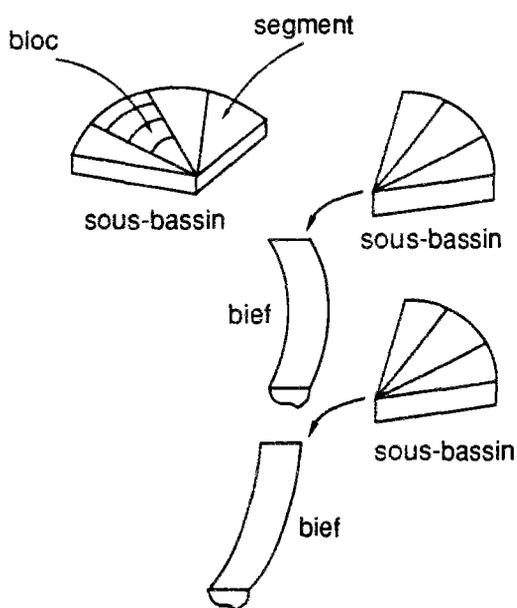


Figure 11.1 : Discrétisation spatiale d'un bassin versant par le modèle HSPF.

11.1.1 - Modèle hydrologique

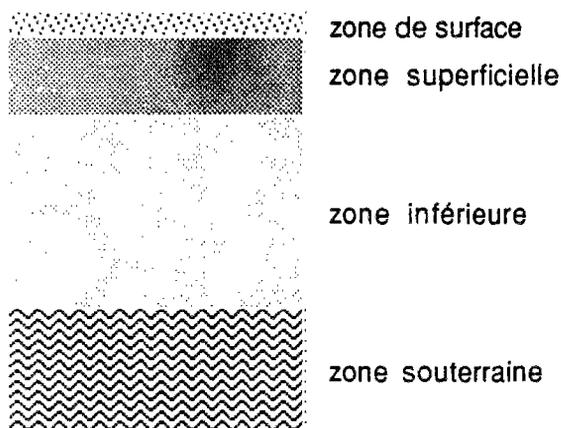


Figure 11.2 : Discrétisation verticale du modèle HSPF.

Chaque sous-bassin (*segment groups*) est une fraction du bassin ayant des caractéristiques climatiques (*i.e.*, précipitation, évaporation, ...) et pédologiques homogènes. Un sous-bassin à son tour peut être encore découpé en "segments" (*Pervious Land-Segment, PLS*) lesquels représentent les différents type d'occupation du sol. Afin de prendre en compte l'hétérogénéité spatiale des paramètres caractérisant les couches superficielles du sol, un segment peut être encore divisé jusqu'à cinq blocs (*Block*), chaque bloc ayant la même surface. La figure 11.1 illustre la discrétisation spatiale du modèle HSPF.

L'utilisateur est *a priori* libre de choisir le pas de temps de simulation. Toutefois, son choix est tributaire des données disponibles, du temps de calcul et de la précision des méthodes numériques de résolution des équations différentielles. Les pas de temps typiquement employés sont le jour, l'heure ou cinq minutes en fonction des modules utilisés.

Dans le cadre de ce travail nous avons utilisé seulement le module PERLND et nous faisons dans la suite la description des sections employées.

La circulation de l'eau dans chaque segment est simulée par un modèle conceptuel à réservoirs (une version modifiée du modèle Stanford - SWM) qui dissocie l'écoulement à l'exutoire d'un segment en trois composantes : (1) écoulement rapide (2) écoulement moyen et (3) écoulement lent. Dans l'esprit des auteurs, ces écoulements sont assimilés aux vrais écoulements superficiel, subsuperficiel et souterrain (voir chapitre 4) ayant lieu réellement dans un bassin versant.

Dans sa dimension verticale, un segment est conceptualisé comme la superposition de quatre couches (figure 11.2) : (1) zone de surface (*surface zone*), (2) zone supérieure (*upper zone*), (3) zone inférieure (*lower zone*) et (4) zone souterraine (*groundwater zone*).

Les transferts de l'eau entre les zones sont simulés par une cascade de six réservoirs (figure 11.3) : (1) réservoir d'interception (*interception storage*), (2) réservoir superficiel (*surface detention storage*), (3) réservoir subsuperficiel (*interflow storage*), (4) réservoir supérieur (*upper zone storage*), (5) réservoir inférieur (*lower zone storage*) et (6) réservoir souterrain (*active groundwater storage*).

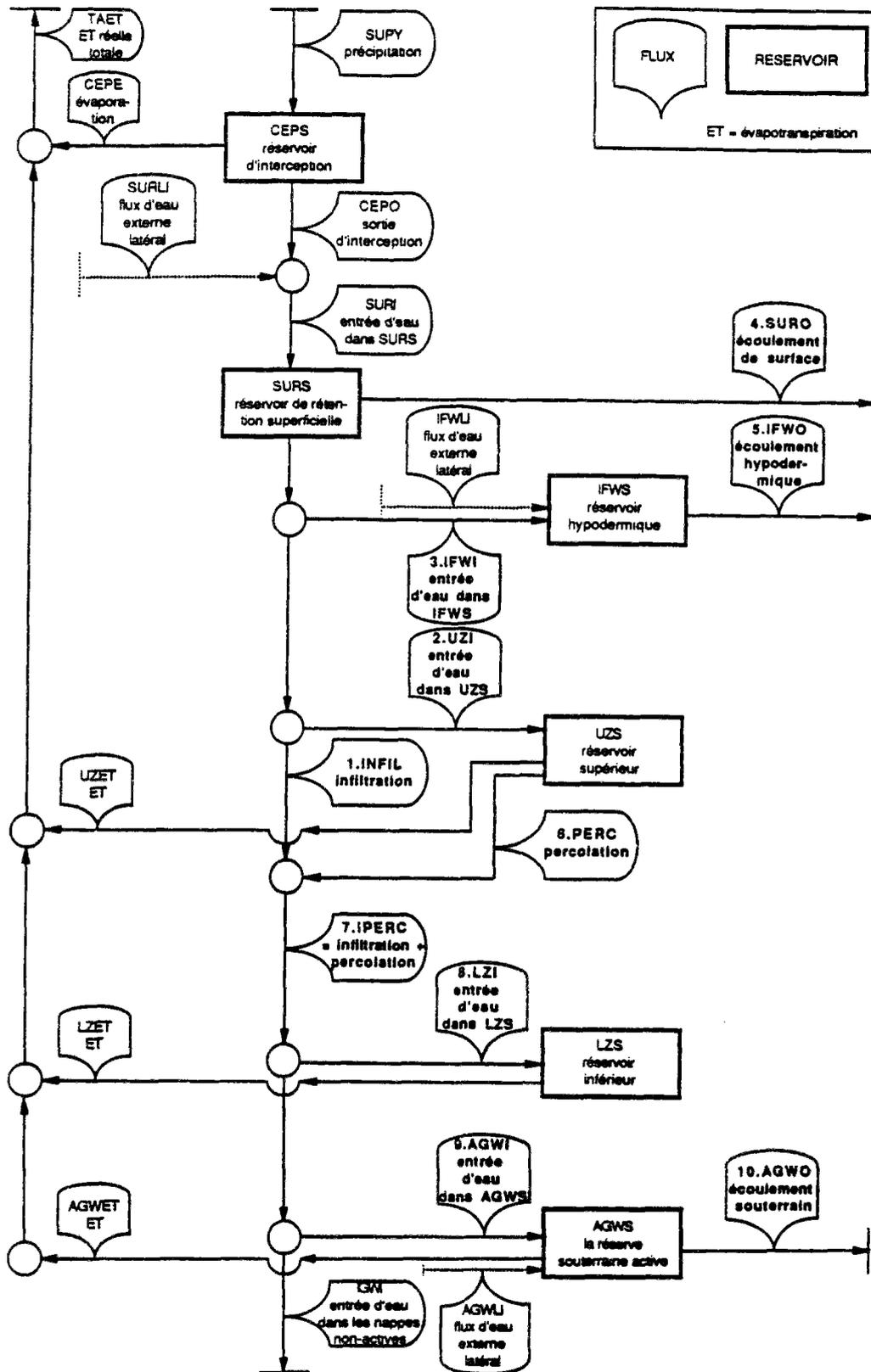


Figure 11.3 : Représentation du cycle de l'eau dans un segment par le modèle HSPF (adapté d'après Johanson et al., 1984).

Une particularité importante du modèle HSPF est que les réservoirs supérieurs et inférieurs n'ont pas de volumes maximaux fixes ou des seuils mais des capacités nominales. Les capacités nominales, mieux que des capacités absolues, atténuent chaque changement brusque qui se produit si une capacité fixe est atteinte (e.g., seuil au-delà duquel le réservoir déborde brusquement). La valeur réelle du stock d'eau dans le réservoir peut fluctuer autour de la valeur nominale, de plus en plus difficilement lorsqu'on s'éloigne de cette valeur. Cela introduit une certaine continuité lors du passage d'un événement à l'autre.

11.1.1.1 - Interception

L'eau des précipitations tombant sur un segment remplit d'abord le réservoir d'interception et déborde quand une certaine capacité seuil, définie par l'utilisateur (paramètre CEPSC annuel ou mensuel) est atteinte. Une fois plein, toute l'eau arrivant au réservoir d'interception s'écoule instantanément dans le réservoir superficiel. Le réservoir d'interception est vidangé seulement par évaporation. La modélisation de l'évapotranspiration sera décrite ultérieurement.

11.1.1.2 - Infiltration

A chaque pas de temps de la simulation, l'eau du réservoir superficiel peut emprunter les quatre chemins suivants : (1) écoulement superficiel à l'exutoire, (2) écoulement vers le réservoir subsuperficiel, (3) écoulement vers le réservoir supérieur (4) infiltration vers les réservoirs inférieur et souterrain. Les calculs de ces différentes composantes sont effectués selon l'ordre inverse de la séquence mentionnée ci-dessus.

L'algorithme qui calcule l'infiltration représente la variation temporelle de la capacité d'infiltration en fonction de l'humidité du sol et la variation spatiale de la capacité d'infiltration sur la surface d'un segment. La capacité d'infiltration, vitesse maximale à laquelle l'eau peut s'infiltrer, est fonction des caractéristiques fixes et variables d'un bassin versant. Parmi les caractéristiques fixes, il y a la perméabilité du sol et la pente du terrain, tandis que l'humidité du sol et l'état de la surface du sol sont variables. Toutes les caractéristiques ont une variation spatiale et par conséquent, le volume d'eau infiltré n'est pas constant sur toute la surface d'un segment. Une fonction linéaire de densité de probabilité (i.e., distribution de fréquences cumulées) est utilisée pour prendre en compte la variation spatiale de la capacité d'infiltration. La figure 11.4 représente la fonction de distribution de fréquences employée par le modèle HSPF.

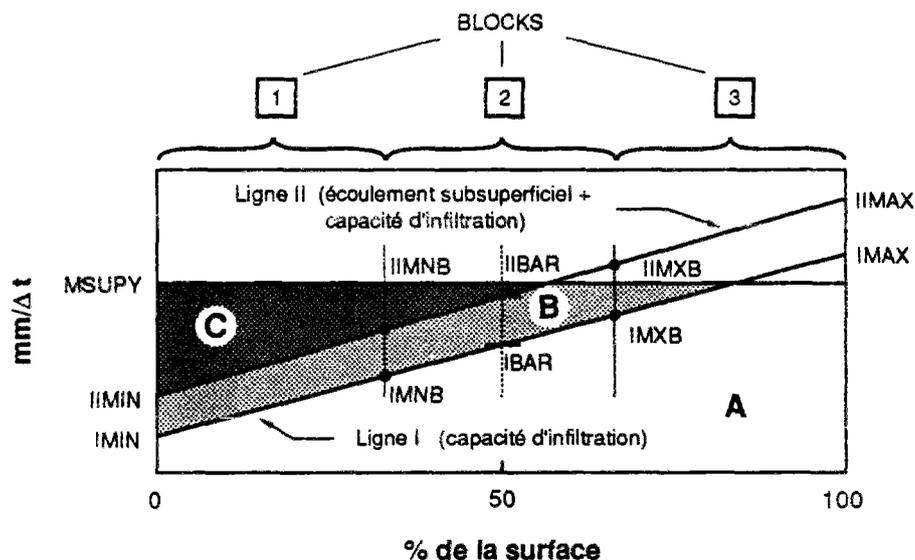


Figure 11.4 : Distribution de la capacité d'infiltration dans un segment.

Le calcul de l'infiltration est probablement la fonction la plus importante du modèle HSPF. Il est supposé que la capacité d'infiltration est contrôlée par le stock d'eau dans le réservoir inférieur (LZS). Le point de départ est

l'équation d'infiltration de Philip (1957) qui décrit l'infiltration d'une surface inondée dans un sol homogène. Dans sa forme simplifiée elle est donnée par :

$$f = \frac{S t^{-1/2}}{2} + A \quad (11.1)$$

où f est la capacité d'infiltration à un instant t , et S et A sont des constantes. L'infiltration cumulée, F , obtenue par intégration de l'équation 11.1 est :

$$F = S t^{1/2} + A t \quad (11.2)$$

Si on suppose que A est négligeable,

$$f F = \frac{S^2}{2} = \text{constante} \quad (11.3)$$

Comme la perméabilité normalement diminue avec la profondeur dans un sol, l'équation 11.3 a été modifié :

$$f F^b = \text{constante} \quad (11.4)$$

où b est un exposant plus grand que 1. Le modèle HSPF prend F égal au rapport entre le stock d'eau dans le réservoir inférieur (LZS) et la capacité nominale ($LZSN$) de ce réservoir.

La fraction d'eau infiltrée, la fraction d'eau susceptible de devenir écoulement superficiel et la fraction d'eau susceptible de devenir écoulement moyen sont calculées à l'aide des lignes I et II (figure 11.4). La détermination de ces lignes est donnée par les relations suivantes :

$$IBAR = \frac{INFILT}{\left(\frac{LZS}{LZSN}\right)^{infexp}} \quad (11.5)$$

$$IMAX = INFILD IBAR \quad (11.6)$$

$$IMIN = IBAR - (IMAX - IBAR) \quad (11.7)$$

$$RATIO = INTFW 2^{(LZS/LZSN)} \quad (11.8)$$

où $IBAR$ est la capacité d'infiltration moyenne sur le segment en $\text{mm}/\Delta t$ ($\Delta t = \text{pas de temps de simulation}$), $INFILT$ est un paramètre d'infiltration en $\text{mm}/\Delta t$ (i.e., la capacité d'infiltration quand $LZS/LZSN = 1$) et LZS est le stock d'eau dans le réservoir inférieur en mm , $LZSN$ est le paramètre représentant la capacité nominale du réservoir inférieur en mm , $INFEXP$ est un paramètre supérieur à 1, $IMAX$ est la capacité maximale d'infiltration sur le segment en $\text{mm}/\Delta t$, $INFILD$ est un paramètre qui donne le rapport entre les capacités d'infiltration maximale et moyenne sur le segment, $IMIN$ est la capacité d'infiltration minimale sur le segment en $\text{mm}/\Delta t$, $RATIO$ est le rapport entre les ordonnées des lignes II et I ($RATIO \geq 1$) et $INTFW$ est un paramètre d'entrée.

Si le segment est divisé en blocs, comme indiqué dans la figure 11.4, les valeurs de $IMIN$ et $IMAX$ correspondant à chaque bloc doivent être calculées.

Ainsi, la surface A dans la figure 11.4 indique la fraction de l'eau qui va s'infiltrer. La surface $B + C$ (potential direct runoff) indique la fraction d'eau qui doit être partagée entre l'écoulement rapide, le réservoir subsuperficiel et le réservoir supérieur.

Tout d'abord le modèle calcule la fraction de l'écoulement direct potentiel (surface $B + C$). Pour cela il existe deux algorithmes. Pour le premier, cette fraction est donnée par la figure 11.5. Les équations utilisées pour définir cette courbe sont :

$$FRAC = 1 - \left(\frac{UZRAT}{2}\right) \left(\frac{1}{4 - UZRAT}\right)^{(3 - UZRAT)} \quad UZRAT \leq 2 \quad (11.9a)$$

$$FRAC = \left(\frac{0.5}{UZRAT - 1}\right)^{(2 UZRAT - 3)} \quad UZRAT > 2 \quad (11.9b)$$

où $FRAC$ est la fraction de l'écoulement direct potentiel vidangé dans le réservoir supérieur et $UZRAT$ est le rapport entre le stock d'eau dans le réservoir supérieur (UZS) et sa capacité nominale ($UZSN$).

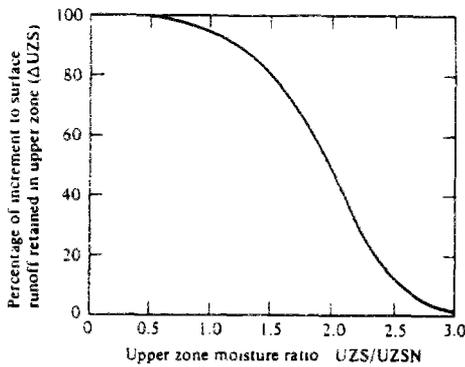


Figure 11.5 : Fonction qui définit le pourcentage de l'écoulement direct potentiel retenu dans le réservoir supérieur.

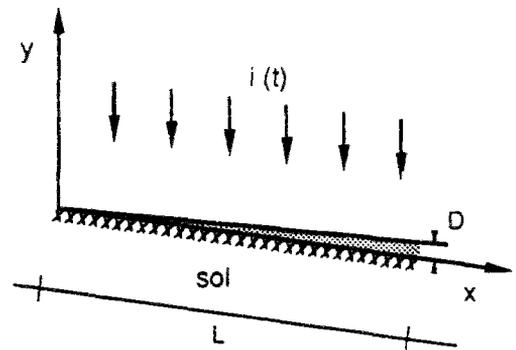


Figure 11.6 : Représentation de l'écoulement rapide.

Lorsque l'on utilise des pas de temps particulièrement grands, le modèle propose un deuxième algorithme pour prendre en compte le fait que $FRAC$ réduit au fur et à mesure que le réservoir se remplit à l'intérieur du pas de temps. Comme nous avons travaillé avec un pas de temps d'une heure, nous avons utilisé le premier algorithme.

Finalement, les fractions restantes des surfaces B et C vont respectivement nourrir le réservoir subsuperficiel et participer à l'écoulement direct.

11.1.1.3 - Ecoulement rapide

Une fois calculé le stock d'eau résiduel dans le réservoir superficiel, il est nécessaire de calculer la fraction de ce stock qui s'écoule à l'exutoire du segment, en tant qu'écoulement rapide, pendant le pas de temps. Cet écoulement est assimilé à une lame d'eau régulière qui se propage continuellement à la surface du sol, sur deux dimensions (pas d'écoulement latéral) comme illustré dans la figure 11.6.

L'évolution de l'écoulement superficiel durant une averse d'intensité i (mm/h) sur une surface de sol est décrite dans le modèle HSPF par l'équation de la conservation de la masse et par l'équation de la quantité de mouvement uniforme, respectivement :

$$\frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial t} = i \quad (11.10)$$

$$q = a y^b \quad (11.11)$$

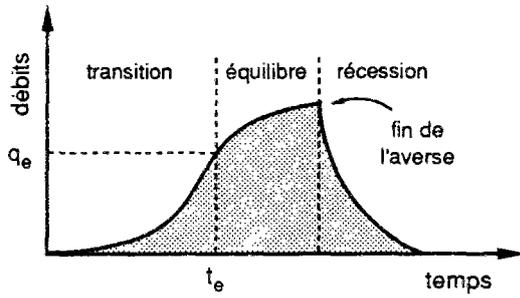


Figure 11.7 : Hydrogramme typique de l'écoulement superficiel.

où a est un paramètre sensible à la rugosité, la longueur, la pente et la viscosité et b est un paramètre égal à $5/3$ pour un écoulement turbulent et 3 si l'écoulement est laminaire. La figure 11.7 illustre l'hydrogramme typique du ruissellement pendant une averse.

Lorsque l'écoulement est parvenu à l'état d'équilibre, la rétention superficielle est constante et maximale et le volume d'eau tombant sur la surface est égal au débit à l'exutoire :

$$\frac{\partial q}{\partial y} \equiv 0 \quad (11.12)$$

$$q_e = i x \quad (11.13)$$

Avant l'équilibre, le débit dépend peu de x :

$$\frac{\partial q}{\partial x} \equiv 0 \quad (11.14)$$

$$y = i t \quad (11.15)$$

L'équation de Chezy-Manning donne :

$$q_R = 35,941 \frac{y^{5/3} S^{1/2}}{n L} \quad (11.16)$$

où q_R est le volume d'eau en mm sortant du segment pendant le pas de temps, y est la hauteur d'eau en mètres, S est la pente du segment en m/m, n est le coefficient de Manning et L est la longueur de la pente en mètres.

La hauteur d'eau y en mm est donnée par les expressions empiriques 11.7 et 11.8 respectivement si on se trouve dans la phase de transition ou dans les phases d'équilibre ou de récession.

$$y = D \left[1,0 + 0,6 \left(\frac{D}{D_e} \right)^3 \right] \quad D \geq D_e \quad (11.17a)$$

$$y = 1,6 D \quad D < D_e \quad (11.17b)$$

où D est la rétention d'eau moyenne sur la surface pendant le pas de temps, en mm et D_e est la rétention d'eau à l'équilibre en mm donnée par :

$$D_e = 0,07305 \left(\frac{i n L}{\sqrt{S}} \right)^{3/5} \quad (11.18)$$

Dans le modèle HSPF, i est calculé comme étant la différence entre la fraction d'eau disponible pour l'écoulement rapide (*i.e.*, la surface C dans la figure 11.4 moins la fraction alimentant le réservoir supérieur) et le stock d'eau dans le réservoir de rétention superficielle au début du pas de temps (mm/h). La rétention d'eau moyenne sur la surface pendant le pas de temps, D , est estimé comme étant la moyenne entre le stock d'eau initial dans le réservoir superficiel et la fraction d'eau disponible pour l'écoulement rapide.

Une fois calculé le débit à l'exutoire du segment pendant le pas de temps, la partie de l'eau qui n'est pas arrivé à s'écouler est ajoutée à la pluie du pas de temps suivant et par conséquent peut à nouveau s'infiltrer. Cette procédure vise à simuler l'infiltration retardée ayant lieu durant le ruissellement.

11.1.1.4 - Ecoulement moyen

L'écoulement moyen se produit par la vidange du réservoir (linéaire) subsuperficiel. Il est fonction du stock d'eau (mm) dans ce réservoir au début du pas de temps ($IFWS$), du flux d'eau d'entrée dans le réservoir pendant le pas de temps ($IFWO$) et d'un coefficient de tarissement subsuperficiel. L'écoulement moyen q_m (mm) est calculé par :

$$q_m = a IFWO + b IFWS \quad (11.19)$$

où a et b sont constantes fonction du coefficient de tarissement subsuperficiel. L'exemple 11.1 présente une application des algorithmes décrits précédemment.

11.1.1.5 - Percolation

La percolation est le transfert de l'eau du réservoir supérieur vers les couches plus profondes. Le volume d'eau disponible pour la percolation durant un pas de temps est égal au stock d'eau dans le réservoir supérieur au début du pas de temps plus le volume d'eau entré pendant le pas de temps.

La percolation a lieu quand les différences entre les rapports du stock d'eau réel et du stock nominal des réservoirs supérieur et inférieur sont plus grandes que 0,01. Dans ce cas, la percolation est calculée par l'expression empirique suivante :

$$PERC = 0,0039 INFILT UZSN (UZRAT - LZRAT)^3 \quad (11.20)$$

où $PERC$ est la percolation en mm, $INFILT$ est le paramètre d'infiltration en mm, $UZSN$ est la capacité nominale du réservoir supérieur en mm, $UZRAT$ est égal à $UZS/UZSN$ et $LZRAT$ est égal à $LZS/LZSN$.

11.1.1.6 - Alimentation du réservoir inférieur

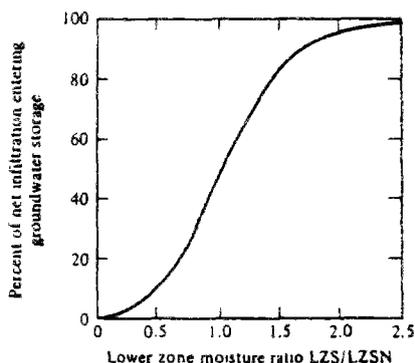


Figure 11.8 : Fonction qui définit le pourcentage de l'eau infiltrée plus celle percolée entrant dans le réservoir souterrain.

Le réservoir inférieur fonctionne comme un réservoir "cul-de-sac" qui est vidangé seulement par évapotranspiration. La somme des volumes d'eau infiltrée et percolée est partagée à chaque pas de temps entre le réservoir inférieur et le réservoir souterrain en fonction du stock d'eau du premier. La fonction qui définit la fraction d'eau alimentant le réservoir inférieur est illustrée dans la figure 11.8. Cette courbe est décrite par les équations empiriques suivantes :

$$LZFRAC = 1 - LZRAT \left(\frac{1}{1 + INDX} \right)^{INDX} \quad LZRAT \leq 1 \quad (11.21a)$$

$$LZFRAC = \left(\frac{1}{1 + INDX} \right)^{INDX} \quad LZRAT > 1 \quad (11.21b)$$

$INDX$ est donné par :

$$INDX = 1,5 |LZRAT - 1| + 1 \quad (11.21c)$$

où $LZRAT$ est le rapport entre le stock d'eau dans le réservoir supérieur et le stock nominal. Le reliquat des précipitations, une fois soustraites toutes les pertes décrites précédemment, alimente le réservoir souterrain.

11.1.1.7 - Ecoulement lent

Le modèle HSPF permet de définir la fraction de l'eau qui atteint le réservoir souterrain comme une perte vers les nappes profondes. Cette eau sort donc du système et devient non-active, *i.e.*, elle ne réapparaît plus dans le cours d'eau comme écoulement lent.

L'écoulement lent est le résultat de la vidange du réservoir souterrain (active). Il est supposé être proportionnel au produit entre la section transversale de la nappe et la pente de la ligne d'énergie de la nappe.

Comme la section transversale n'est pas connue, il est présumé qu'elle est reliée au stock d'eau dans le réservoir souterrain au début du pas de temps. On a donc :

$$q_L = K (1 + KVAR Y GVWS) AGWS \quad (11.22)$$

où q_L est le débit lent en mm, K est un paramètre de récession de la nappe, $GVWS$ est l'indice de la pente de la ligne d'énergie en mm et $AGWS$ est le stock d'eau au début du pas de temps dans le réservoir souterrain. $GVWS$ est incrémenté, à chaque pas de temps, du débit entrant dans le réservoir souterrain mais il est décrétementé de 3% par jour. Le paramètre $KVAR Y$ est un paramètre auxiliaire pour rendre la relation entre la réserve souterraine et l'écoulement lent non linéaire.

11.1.1.8 - Evapotranspiration

L'évapotranspiration potentielle (variable de forçage du modèle) peut être satisfaite par les différents réservoirs de stockage (à l'exception du réservoir superficiel) et par l'écoulement souterrain car l'eau peut être retenue par la végétation riveraine avant d'atteindre le cours d'eau. L'ordre par lequel l'eau est évapotranspirée est : (1) écoulement souterrain, (2) réservoir d'interception, (3) réservoir supérieur, (4) réservoir souterrain et (5) réservoir inférieur.

L'évapotranspiration de l'écoulement souterrain est calculée comme le produit de l'évapotranspiration potentielle par un paramètre ($BASETP$) qui indique la fraction de l'ETP pouvant être satisfaite par l'écoulement souterrain.

L'évapotranspiration potentielle restante sera puisée dans le réservoir d'interception dans la limite du stock d'eau disponible. Si la demande n'est pas complètement satisfaite le réservoir supérieur est sollicité.

Si $UZRAT$ est plus grand que 2, l'évapotranspiration potentielle rémanente est puisée dans le réservoir supérieur (dans la limite du stock d'eau). Contrairement, le volume d'eau évapotranspirée dans le réservoir est égal à la moitié du produit entre ETP restante et $UZRAT$.

Exemple 11.1 : Calcul les volumes d'eau infiltrés (*INFIL*), ruisselé (*SURO*), alimentant le réservoir supérieur (*UZI*) et augmentant le réservoir subsuperficiel (*IFWI*) pendant un pas de temps de caractéristiques suivantes :

Pas de temps (pdt) : 1 heure
 Pluie tombée : 10 mm
 Paramètre d'interception (*CEPSC*) : 1 mm
 Stock d'eau initial du réservoir superficiel : 0 mm
 Rapport *UZS/UZSN* au début du pdt : 2,2
 Paramètre *INFILT* : 0,5
 Paramètre *INFEXP* : 4,5
 Paramètre *INFILD* : 1,5
 Paramètre *INTFW* : 1,0
 Longueur de la pente, *L* : 90 m
 Pente de la surface, *S* : 0,005 m/m
 Coefficient de Manning, *n* : 0,1
 Nombre de blocs : 1

La pluie est d'abord diminuée de 1 mm correspondant au remplissage du réservoir d'interception.

Calcul des paramètres de la figure 11.4 :

$$IBAR = \frac{INFILT}{\left(\frac{LZS}{LZSN}\right)^{INFEXP}} = \frac{0,5}{(0,8)^{4,5}} = 1,36 \text{ m}$$

$$IMAX = INFILD \cdot IBAR = 1,5 \times 1,36 = 2,04 \text{ mm}$$

$$IMIN = IBAR - (IMAX - IBAR) = 0,68 \text{ mm}$$

$$RATIO = INTFW \cdot 2^{(LZS/LZSN)} = 1 \times 2^{0,8} = 1,74 \text{ mm}$$

$$IIMIN = IMIN \cdot RATIO = 0,68 \times 1,74 = 1,18 \text{ mm}$$

$$IIBAR = IBAR \cdot RATIO = 1,36 \times 1,74 = 2,37 \text{ mm}$$

$$IIMAX = IMAX \cdot RATIO = 2,04 \times 1,74 = 3,55 \text{ mm}$$

Le volume d'eau infiltrée (*INFIL*) est égal à la surface *A* de la figure 11.4 :

$$INFIL = 1,36 \text{ mm}$$

La fraction du volume d'eau correspondant aux surfaces (*B + C*) de la figure 11.4 alimentant le réservoir supérieur est calculée par l'équation 11.9b :

$$FRAC = \left(\frac{0,5}{UZRAT - 1}\right)^{(2 \cdot UZRAT - 3)} = \left(\frac{0,5}{2,2 - 1}\right)^{(2 \cdot 2,2 - 3)} = 0,29$$

alors

$$UZI = (PLUIE - INFIL) \cdot FRAC = (9 - 1,36) \cdot 0,29 = 2,22 \text{ mm}$$

Le volume correspondant à la surface *B*, *S_b*, est égal à 1,0 mm. Donc le volume d'eau alimentant le réservoir subsuperficiel est :

$$IFWI = S_b(1 - UZRAT) = 1,0(1 - 0,29) = 0,71 \text{ mm}$$

La fraction de l'eau disponible pour l'écoulement rapide est égale à la pluie arrivant au sol (9 mm) moins les volumes d'eau correspondant à l'infiltration (1,36 mm) et aux remplissages des réservoirs hypodermiques (0,71 mm) et supérieur (2,22 mm). Ce volume est donc égal à 4,71 mm.

Suite exemple 11.1

Pour calculer la parcelle de ce volume qui sort à l'exutoire pendant le pas de temps. Il faut d'abord estimer la rétention d'eau à l'équilibre :

$$D_e = 0,07305 \left(\frac{i \cdot n \cdot L}{\sqrt{S}} \right)^{3/5} = 0,07305 \left(\frac{4,71 \cdot 0,1 \cdot 90}{\sqrt{0,005}} \right)^{3/5} = 3,39 \text{ mm}$$

La rétention moyenne pendant le pas de temps, D , est égal à $4,71 / 2 = 2,35$ mm et inférieur à D_e . Alors :

$$y = 1,6 \times D = 1,6 \times 2,35 = 3,76 \text{ mm}$$

Par l'équation de Chezy-Manning on a :

$$SURO = q_R = 35,941 \frac{y^{5/3} S^{1/2}}{n \cdot L} = 35,941 \frac{3,76^{5/3} \cdot 0,005^{1/2}}{0,1 \cdot 90} = 2,57 \text{ mm}$$

Par conséquent, des 4,71 mm disponibles pour l'écoulement rapide seulement 2,57 mm quittent la surface pendant le pas de temps. Les autres 2,14 mm sont stockés dans le réservoir superficiel et sont additionnés aux précipitations du pas de temps suivant pour participer à une nouvelle boucle de calcul comme celle décrite dans cet exemple.

D'une façon analogue à l'écoulement souterrain, l'évapotranspiration du réservoir souterrain est calculée par le produit entre l'ETP restante et un paramètre ($AGWETP$) qui indique la fraction de l'ETP qui pourrait être satisfaite par cette réserve.

Finalement, la dernière source pour l'évapotranspiration est le réservoir inférieur. L'évapotranspiration dans ce réservoir est censée être influencée par le type de la végétation, par la profondeur des racines, par la densité du couvert végétal et par la phase physiologique de la plante. Toutes ces variables ont été globalisées dans un seul paramètre ($LZETP$) qui peut prendre des valeurs mensuelles afin de rendre compte les changements saisonniers. Si $LZETP$ est égale à 1 (valeur maximale), ceci signifie que l'évapotranspiration réelle est maximale et égale à l'évapotranspiration potentielle.

Afin de prendre en compte la variation spatiale sur un segment du type de la végétation et/ou de la profondeur des racines, conformément à l'infiltration, la capacité d'évapotranspiration de la surface est représentée par une fonction linéaire de densité de probabilité, comme l'illustre la figure 11.9.

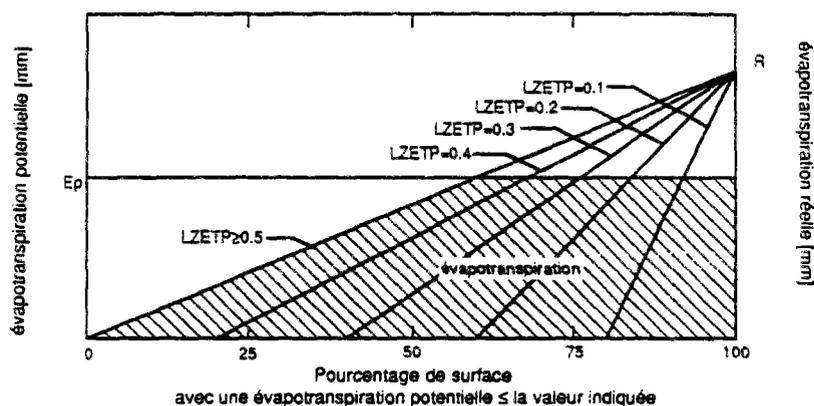


Figure 11.9 : Evapotranspiration potentielle et réelle pour le réservoir inférieur.

La position de la ligne est déterminée par la valeur du paramètre R (mm), lequel est donné par l'équation empirique :

$$R = \left(\frac{0,25}{1 - LZETP} \right) \left(\frac{LZS}{LZSN} \right) \quad (11.23)$$

Par trigonométrie, l'évapotranspiration réelle, E_r , en mm est :

$$E_r = E_p^* \left(1 - \frac{E_p^*}{2R} \right) \quad R > E_p^* \quad (11.24a)$$

$$E_r = \frac{R}{2} \quad R < E_p^* \quad (11.24b)$$

où E_p^* est l'évapotranspiration potentielle restante en mm.

Si le paramètre $LZETP$ est inférieur à 0,5, une fraction du segment égal à $(1 - 2 LZETP)$ est supposée être privée de végétation et l'évapotranspiration réelle devient :

$$E_r = 2 LZETP E_p^* \left(1 - \frac{E_p^*}{2R} \right) \quad LZETP < 0,5 \quad (11.24c)$$

11.1.2 - Modèle érosion

Les algorithmes destinés à représenter l'érosion dans le modèle HSPF sont basés sur le modèle proposé par Moshe Negev (1967) et influencés par Meyer et Wischmeier (1969) et Onstad et Foster (1975).

Il s'agit d'un modèle conceptuel à deux réservoirs représentant respectivement le stock des particules détachées par la pluie et le sol lui-même comme illustré dans la figure 11.10.

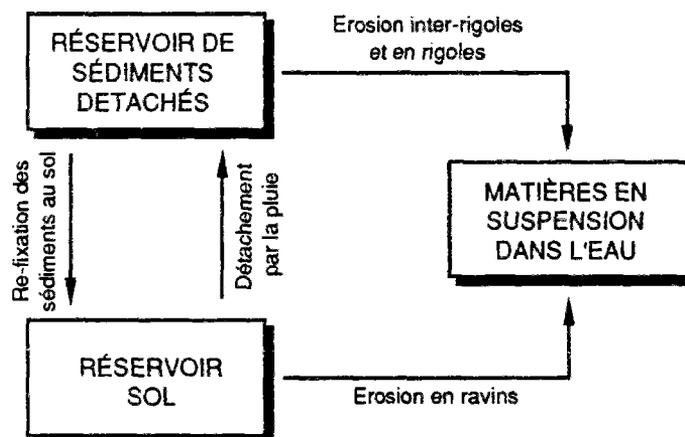


Figure 11.10 : Représentation du modèle érosion HSPF.

La pluie tombant sur le sol va provoquer le détachement des particules de sol qui vont alimenter le réservoir *DETS*. Les sédiments contenus dans ce réservoir peuvent atteindre l'exutoire du segment par l'intermédiaire de l'écoulement superficiel soit être réincorporés au réservoir sol. Ce dernier réservoir peut être sujet directement à l'érosion par l'écoulement superficiel, ce processus étant censé représenter le ravinement des sols.

11.1.2.1 - Détachement des sols par les pluies

L'énergie cinétique des gouttes des pluies tombant sur le sol détache des particules des sols lesquelles deviennent disponibles pour être transportées par écoulement superficiel. L'équation qui simule ce détachement est :

$$D = K_1 (1 - C) P R^{JR} \quad (11.25)$$

où D est la masse de sédiments détachés en t/ha, K_1 est un paramètre qui dépend des caractéristiques du sol, C est la fraction du sol protégée par une couverture quelconque (e.g., végétation, neige, mulch, ...), P est le paramètre de l'équation universelle de pertes des sols dépendant des pratiques culturales conservatrices, R est la pluie tombée pendant le pas de temps en mm et JR est un exposant qui dépend des caractéristiques du sol.

11.1.2.2 - Transport des sédiments par l'écoulement superficiel

La capacité de transport des particules des sols stockées dans le réservoir *DETS* par l'écoulement superficiel est calculée par :

$$T_c = K_2 (S_{RS} + q_R)^{JS} \quad (11.26a)$$

où T_c est la capacité de transport en t/ha, K_2 est un paramètre, S_{RS} est le stock d'eau du réservoir superficiel en mm (calculé par le modèle hydrologique), q_R est le débit de l'écoulement rapide (calculé par le modèle hydrologique) et JS est un exposant.

Si la capacité de transport de l'écoulement superficiel est supérieure au stock de sédiments détachés dans le réservoir *DETS*, l'érosion est calculée par :

$$E = S_D \frac{q_R}{(S_{RS} + q_R)} \quad (11.27)$$

où E est l'érosion par ruissellement en t/ha et S_D est le stock de sédiments dans le réservoir *DETS* en t/ha.

11.1.2.3 - Ravinement des sols

Le détachement et le transport de sédiments directement du réservoir SOL sont simulés par l'équation :

$$E_R = K_3 \frac{q_R}{(S_{RS} + q_R)} (S_{RS} + q_R)^{JG} \quad (11.28a)$$

où E_R est l'érosion par ravinement en t/ha, K_3 est un paramètre et JG est un exposant.

La somme de E plus E_R est l'érosion totale sur un segment durant un pas de temps. Les mêmes algorithmes sont utilisés dans la simulation avec ou sans la discrétisation en blocs. Quand la discrétisation est employée, des valeurs spécifiques de E et E_R pour chaque bloc sont calculées en fonction des débits et des stocks d'eau correspondant à chaque bloc.

Le modèle HSPF propose une technique alternative pour le calcul de l'érosion. Dans les équations 11.26 et 11.28 le terme $q_R/(S_{RS} + q_R)$ est substitué par seulement q_R . Ces équations deviennent :

$$T_c = K_2 q_R^{JS} \quad (11.26b)$$

$$E_R = K_3 q_R^{JG} \quad (11.28b)$$

Dans ce cas, quand T_c est supérieur à S_D , tout ce stock est transporté par l'écoulement superficiel. Dans le cas contraire, le facteur limitant est la capacité de transport et l'érosion E est égale à la capacité de transport, T_c .

11.1.3 - Modèle azote

11.1.3.1 - Fonction de transfert

L'architecture et l'association des différents réservoirs du modèle hydrologique s'avèrent incompatibles avec la simulation du transport des solutés dans le sol. Par exemple, dans le modèle hydrologique, il est possible que l'eau infiltrée atteigne en un seul pas de temps le réservoir souterrain. Ce phénomène n'affecte pas sérieusement la simulation hydrologique mais influe sensiblement sur la modélisation du transport des solutés. Par ailleurs, le réservoir inférieur, où les transformations biochimiques des polluants vont avoir lieu, ne communique pas avec le réseau hydrographique. Par conséquent, il serait impossible de représenter les variations des concentrations d'un polluant à l'exutoire d'un bassin versant avec une telle structure.

Dès lors, le modèle HSPF (section MSTLAY) prend les flux et les stocks d'eau calculés par le modèle hydrologique pour les adapter à une nouvelle architecture des réservoirs comme illustré dans la figure 11.11.

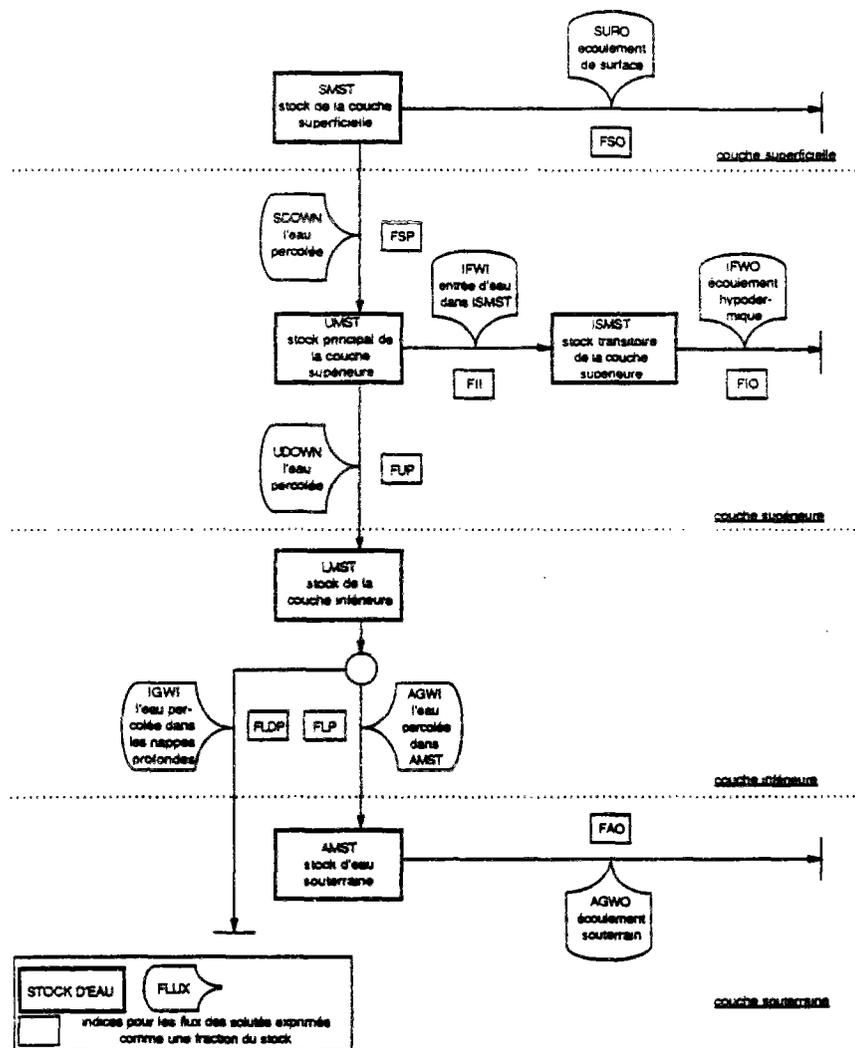


Figure 11.11 : Représentation du transfert de l'eau pour la simulation des solutés dans le modèle HSPF.

Dans cette figure, sont indiqués les flux d'eau entre les réservoirs et leurs équivalences par rapport aux flux calculés par le modèle hydrologique.

Si chacun des réservoirs était assimilé à un réacteur complètement mélangé, les flux de solutés sortant des réservoirs, F_S seraient égaux au produit de la masse des solutés stockés, M_S , par le rapport entre le flux d'eau sortant, Q_S , et le volume d'eau stocké (*i.e.*, stock d'eau à la fin du pas de temps, S , plus la somme de tous les flux d'eau sortant du réservoir pendant le pas de temps, Q_E).

$$F_S = M_S \frac{Q_S}{(S + Q_E)} \quad (11.29)$$

Afin de rendre les réservoirs superficiel, supérieur et inférieur des réacteurs à mélange "incomplet" le flux calculé par l'équation 11.29 est multiplié par un paramètre de retardement, P_F , (fournit par l'utilisateur) dont la valeur varie entre 0 et 1. Ceci revient à dire qu'une fraction du flux d'eau sortant traverse le réservoir sans se mélanger avec l'eau stockée dans le réservoir.

Pour ce qui concerne les réservoirs supérieur et inférieur ce phénomène se produit seulement quand le rapport entre le stock d'eau (S) et le produit du stock nominal (SN) par le paramètre de retardement (P_F) est inférieur à 1. Le flux des solutés est alors donné par :

$$F_S = \frac{S}{SN P_F} M_S \frac{Q_S}{(S + Q_E)} \quad \frac{S}{SN P_F} < 1 \quad (11.30)$$

L'azote organique et l'ammonium adsorbé du réservoir superficiel peuvent être transportés en association avec les sédiments. La fraction du stock d'azote organique ammoniacal adsorbé transportée avec les sédiments est supposée être égale au rapport entre la masse de sédiments érodés et la masse totale des sols de la zone superficielle.

11.1.3.2 - Transformations biochimiques

Les réactions de l'azote dans le sol représentées par le modèle HSPF sont soit de nature chimique soit de nature chimique et biologique (figure 11.12). L'ensemble de ces réactions peut avoir lieu dans chacun des quatre réservoirs, chacun pouvant avoir un jeu spécifique de paramètres.

L'adsorption et la désorption de l'ammonium sont supposée être des processus chimiques. L'utilisateur peut simuler ces réactions par une cinétique du premier ordre ou par une isotherme de Freundlich (voir paragraphe 9.4).

Les autres réactions sont une combinaison de transformations biologiques et chimiques. Elles sont simulées simplement par des cinétiques du premier ordre. Les taux des réactions sont corrigés en fonction de la température selon une simplification de l'équation d'Arrhenius :

$$k_T = k_{35} \theta^{(T - 35)} \quad (11.31)$$

où k_T est la constante de réaction pour une température T , k_{35} est la constante de réaction à 35°C et θ est un coefficient de correction de la température.

Les équations du premier ordre sont calculées par une simple méthode d'Euler (voir chapitre 9.4.3), et les flux de solutés entrant et sortant d'un réservoir sont additionnés et soustraits simultanément. Bien que cette méthode soit efficace sous le point de vue du temps de calcul, elle peut produire des stocks négatifs quand des pas de temps importants sont utilisés conjointement avec de grandes constantes de réactions.

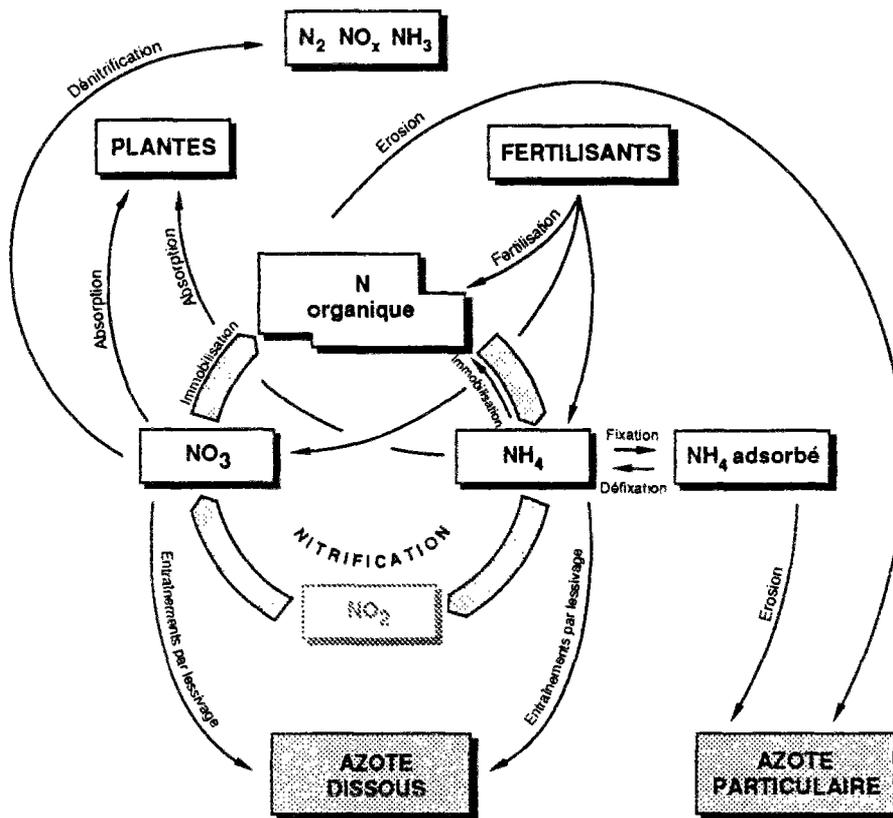


Figure 11.12 : Représentation du cycle de l'azote dans le sol par le modèle HSPF.

11.1.3.3 - Température du sol

Les températures des différentes couches du sol sont simulées afin d'être utilisées dans la correction des constantes de réactions des modèles azote et phosphore.

Pour le réservoir superficiel, la température est calculée par une régression linéaire dont la variable indépendante est la température de l'air.

Pour les autres réservoirs, le modèle HSPF propose deux méthodes pour l'estimation de la température du sol.

La première méthode reprend une régression linéaire fonction de la température de l'air pour le réservoir supérieur. La température des réservoirs inférieurs et souterrains est supposée constante et donnée comme paramètre d'entrée. Ce paramètre peut aussi prendre des valeurs mensuelles.

La deuxième méthode estime la température des réservoirs supérieurs, inférieurs, et souterrains par la relation :

$$T_{i,t} = T_i + S (T_A + T_D + T_i) \quad (11.32)$$

où $T_{i,t}$ est la température à la fin du pas de temps en °C, T_i est la température au début du pas de temps en °C, S est un coefficient de lissage, T_A est la température de l'air au début du pas de temps en °C, et T_D est un paramètre qui indique la différence entre la température moyenne de l'air et la température moyenne de la couche du sol en °C.

11.1.4 - Modèle phosphore

La fonction de transfert du modèle phosphore est la même que celle décrite pour le modèle azote dans le paragraphe 11.1.3.1.

La représentation des transformations biochimiques du phosphore du sol par le modèle HSPF est illustrée dans la figure 11.13. De façon analogue au modèle azote, les réactions d'adsorption et de désorption du phosphore peuvent être simulées soit par une cinétique du premier ordre soit par une isotherme de Freundlich. Les autres réactions sont simulées par une cinétique du premier ordre dépendante de la température.

Toutes les réactions peuvent avoir lieu dans chacun des réservoirs avec un jeu spécifique de paramètres.

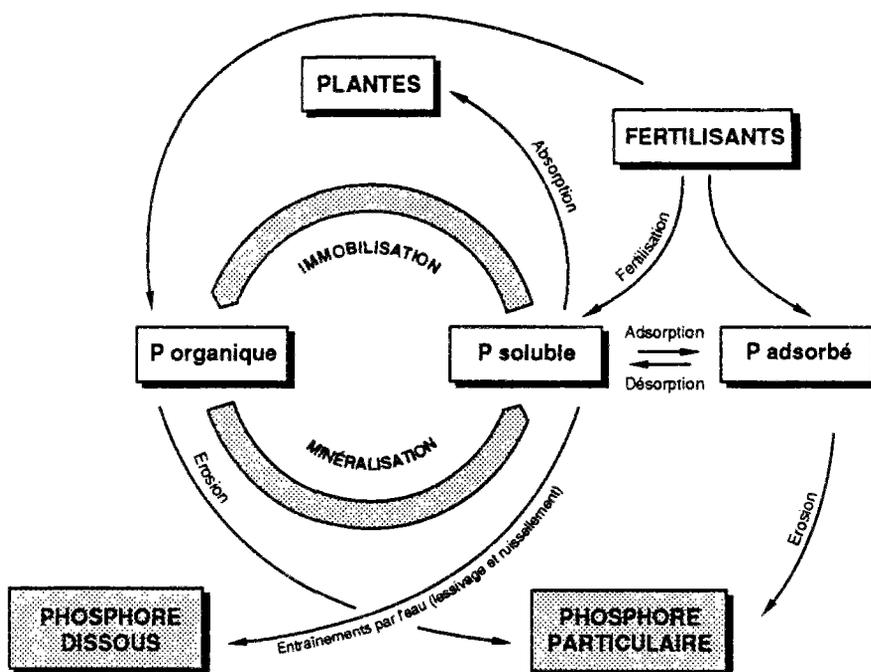


Figure 11.13 : Représentation du cycle du phosphore dans les sols par le modèle HSPF.

11.2 - CALIBRATION DU MODELE

Dans ce paragraphe, nous présentons les valeurs des paramètres obtenus par calage et nous analysons ces valeurs en fonction des valeurs guides proposées par les auteurs ou des valeurs obtenues dans d'autres études. La méthodologie utilisée pour la calibration du modèle HSPF a été présentée dans le paragraphe 9.5.1.

11.2.1 - Modèle hydrologique

Les valeurs des paramètres utilisées au début de la calibration, c'est-à-dire, obtenues à partir des directives proposées par Donigian et Davis (1978) et Donigian et al. (1984) et celles obtenues après l'effort de calage sont présentées dans le tableau 11.1.

Tableau 11.1 : Valeurs des paramètres du modèle hydrologique HSPF.

Paramètre	Description	Valeur initiale	Valeur finale
LZSN	capacité nominale réservoir inférieur	200 mm	120 mm
INFILT	paramètre d'infiltration	2,0 mm	0,5 mm
LSUR	longueur de la surface	100 m	90 m
SLSUR	pente de la surface	0,01285 m/m	0,0087 m/m
KVARY	tarissement exponentiel résér. souterrain	0,0	0,5
AGWRC	tarissement linéaire résér. souterrain	0,967 jour ⁻¹	0,96 jour ⁻¹
INFEXP	exposant équation d'infiltration	2,0	4,5
INFILD	rapport infiltration max et moyenne	2,0	2,0
CEPSC	capacité d'interception	2,5 mm	0,0 mm
UZSN ¹	capacité nominale réservoir supérieur	20 mm	1 à 6 mm
NSUR	coefficient de Manning	0,025	0,3
INTFW	paramètre écoulement subsuperficiel	2,0	1,0
IRC	tarissement réservoir subsuperficiel	0,867 jour ⁻¹	0,7 jour ⁻¹
LZETP*	indice de densité racinaire	0,1	0,2 à 0,9

* : valeurs finales avec variation mensuelle.

Pour la discrétisation spatiale nous avons travaillé avec deux segments représentant respectivement les cultures d'hiver et les cultures de printemps. Chaque segment correspondait à un seul bloc. Le pas de temps choisi a été d'une heure.

La première étape recommandée dans le calage du modèle HSPF est d'ajuster le bilan annuel (*i. e.*, précipitations = ETR + écoulements + Δ stock d'eau). Ceci a été obtenu par une réduction importante de LZSN et une augmentation de LZETP.

La distribution des écoulements a été ajustée principalement par une réduction importante de INFILT et par la réduction de INTFW et UZSN. Malgré l'augmentation des écoulements rapide et moyen, nous avons encore une composante souterraine à l'échelle de l'averse très importante, ce qui nous a conduit, d'une part, à introduire une vidange exponentielle du réservoir souterrain en adoptant une valeur de KVARY plus grande que zéro et, d'autre part, à diminuer la valeur de AGWRC.

Donigian et al. (1983a) remarquent qu'on peut s'attendre à une augmentation d'INFILT dans le cas de bassins drainés (comme c'est le cas de Mélarchez). Toutefois, une augmentation d'INFILT produit une augmentation de l'alimentation du réservoir souterrain, effet justement contraire à l'impact normalement attendu du drainage (voir chapitre 9.3.3).

Nous avons également augmenté la valeur d'INFEXP. Comme l'illustre la figure 11.14, l'impact d'INFEXP sur la capacité d'infiltration est négligeable quand le rapport LZS/LZSN est proche ou supérieur à 1 (*i. e.*, en hiver) ou quand ce rapport tend vers zéro. Par contre, il peut avoir une forte influence sur les écoulements pour des crues de printemps ou pour des crues pendant la reprise des écoulements.

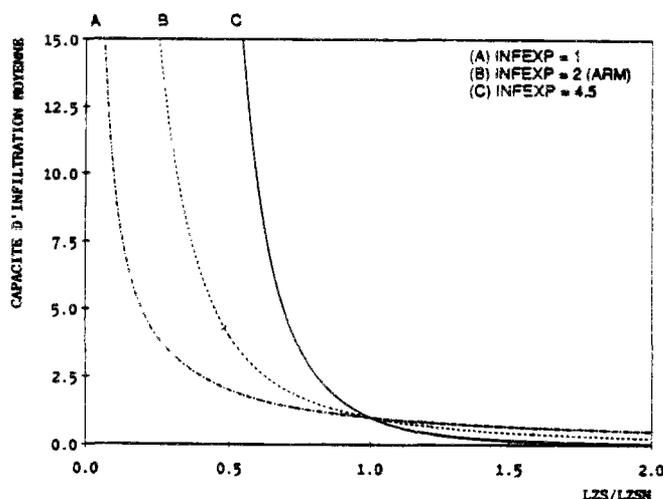


Figure 11.14 : Variation de l'infiltration moyenne en fonction du stock d'eau dans le réservoir inférieur pour différentes valeurs du paramètre INFEXP (INFILT = 1).

Afin de diminuer l'écoulement souterrain pendant la reprise des écoulements, il faut orienter davantage l'eau infiltrée vers le réservoir inférieur et pour cela il faut que son niveau soit bas. Comme la seule possibilité de réduire son stock est l'évapotranspiration, nous avons donné des valeurs mensuelles pour le paramètre *LZETP*, avec une pointe sur les mois de mai, juin, juillet et août. Dans le même objectif, nous n'avons pas réduit la capacité du réservoir d'interception à zéro afin que toute demande d'évapotranspiration potentielle soit satisfaite par le réservoir inférieur.

Finalement, il est intéressant de signaler les travaux de Moore *et al.* (1988) sur un bassin de 18 ha (Tennessee, USA) qui ont observé une évolution des valeurs des paramètres hydrologiques du modèle HSPF au cours du calage très analogue à celle que nous avons obtenue pour le bassin de Mélarchez, ceci nous amène à émettre l'hypothèse d'une influence de la taille du bassin sur les valeurs des paramètres.

11.2.2 - Modèle érosion

En général, l'objectif premier dans le calage du modèle érosion est d'établir un équilibre entre l'accumulation et la production de sédiments dans le réservoir *DETS*, et le transport de sédiments afin d'éviter que le stock ne croisse ou ne décroisse continuellement pendant la période de calage. Les périodes sèches augmentent le stock et les périodes humides le diminuent mais la tendance à long terme doit être relativement stable. Les valeurs des paramètres au début et à la fin du calage sont données dans le tableau 11.2.

Tableau 11.2 : Valeurs des paramètres du modèle érosion HSPF.

Paramètre	Description	Valeur initiale	Valeur finale
SMPF	facteur des pratiques conservatrices	1,0	1,0
KRER	coefficient détachement	0,06	0,06
JRER	exposant détachement	2,2	1,5
AFFIX	réincorporation des sédiments	0,03 jour ⁻¹	0,03 jour ⁻¹
COVER*	facteur du couvert végétal	0,35 à 0,95	0,35 à 0,95
NVSI	apports atmosphériques	0,0	0,0
KSER	coefficient transport	2,0	4,5
JSER	exposant transport	2,0	2,4
KGER	coefficient ravinement	0,0	0,0
JGER	exposant ravinement	0,0	0,0

* : Valeurs initiales et finales avec variation mensuelle

Les paramètres *KSER* et *COVER* ont été déterminés de la même façon que les paramètres *K* et *C* du modèle CB (voir paragraphe 10.2.2). Nous avons négligé le ravinement des sols (*KGER* = 0 et *JGER* = 0) ainsi que les apports atmosphériques (*NVSI* = 0) et l'impact des pratiques conservatrices (*SMPF* = 1).

Le calage du modèle a donc été obtenu avec l'ajustement de trois paramètres *JRER*, *KSER* et *JSER* et on peut remarquer dans la figure B2.1 (pages 70 à 73 des annexes) pour l'année de calage (1977) que les concentrations de matières en suspension pendant les crues d'hiver et de printemps sont relativement bien représentées, ce qui n'est pas le cas pour les concentrations pendant la reprise des écoulements. Des concentrations élevées pour de faibles débits, pendant une période où la capacité d'infiltration devrait être importante (après labour pour les cultures d'hiver et en pleine récolte du maïs), pourraient être expliquées à Mélarchez par une perte de MES par les drains.

11.2.3 - Modèle azote

Le calage du modèle azote implique d'abord l'obtention de stocks "raisonnables" d'azote dans les différents réservoirs par l'ajustement des paramètres de percolation, d'absorption par les plantes et des constantes de réactions. Ensuite, un raffinement des valeurs des paramètres est obtenu par la comparaison entre les concentrations (ou flux) des nitrates observées et simulées par le modèle. Le tableau 11.3 présente les valeurs initiales et finales des paramètres pour le modèle azote.

Les fertilisations ont été appliquées sur plusieurs jours car il s'est avéré qu'une seule application provoquait des augmentations brutales des stocks d'azote et par conséquent donnait des pointes des concentrations anormales sur les événements postérieurs. Cette distribution est justifiée parce que tous les agriculteurs ne mettent pas tous l'engrais à la même date sur tout le bassin versant. Pour les cultures d'hiver les deux apports de fertilisants ont été partagés uniformément sur six jours étalés autour d'une date moyenne d'application (5, 10, 15, 20, 25 février et 2

mars pour le premier apport et 5, 10, 15, 20, 25 et 30 mars pour le deuxième apport). D'une manière analogue, la fertilisation des cultures de printemps a été réalisée avec un apport distribué uniformément sur cinq jours autour du 15 avril (1, 10, 15, 20 et 25 avril). L'azote des fertilisants est supposé être uniquement sous forme nitrrique. En fonction de leur capacité des réservoirs, les applications sont faites pour 20% sur le réservoir supérieur et pour 80% sur le réservoir inférieur.

Les estimations pour la consommation d'azote par les plantes et sa distribution dans le temps sont basées sur des valeurs de la littérature (e.g., Soltner, 1985a) l'absorption potentielle de l'azote par les cultures a été fixée à 180 kg N/ha/an pour les cultures d'hiver et à 215 kg N/ha/an pour les cultures de printemps.

Tableau 11.3 : Valeurs des paramètres du modèle azote HSPF.

Paramètre	Description	Valeur initiale	Valeur finale
UZSN	capacité nominale r. supérieur	1 - 6 mm	12 mm
SLMPF	paramètre de retardement	0,5	1,0
ULPF	paramètre de retardement	2,0	5,0
LLPF	paramètre de retardement	2,0	4,0
KPLNM	absorption par les plantes	0,02 jour ⁻¹	0,05 à 0,4 jour ⁻¹
NO3UPF	absorption nitrates	0,9	0,9
NH4UPF	absorption ammonium	0,1	0,1
THETA	correction de la température	1,07	1,07
KDSAN	désorption ammonium	0,05 jour ⁻¹	0,2 jour ⁻¹
KADAM	adsorption ammonium	0,05 jour ⁻¹	0,2 jour ⁻¹
KIMNI	immobilisation nitrates	0,15 jour ⁻¹	0,05 jour ⁻¹
KAM*	ammonification	0,002 jour ⁻¹	0,003 ; 0,003 ; 0,001 jour ⁻¹
KDNI	dénitrification	0,3 jour ⁻¹	0,02 jour ⁻¹
KNI	nitrification	0,15 jour ⁻¹	2,0 ; 0,25 ; 0,25 jour ⁻¹
KIMAN	immobilisation ammonium	0,15 jour ⁻¹	0,0 jour ⁻¹

* : réservoirs superficiel, supérieur et inférieur respectivement

Nous avons supposé que l'azote consommé par les plantes provient pour 10% de l'azote ammoniacal et pour 90% de l'azote nitrrique car la plupart des engrais appliqués sur le bassin se trouvent sous la forme nitrrique. Les stocks d'azote absorbés par les cultures sont remis à zéro la date de la récolte (i.e., 15 août pour les cultures d'hiver et 1^{er} novembre pour les cultures de printemps).

Comme nous ne disposons pas de données sur les stocks des différentes formes d'azote dans le sol, nous avons d'abord ajusté ces stocks dans les différents réservoirs à des valeurs "raisonnables", c'est-à-dire dans les ordres de grandeurs normalement trouvés dans d'autres études (e.g., Donigian et al., 1977). Ensuite, nous avons ajusté les paramètres qui gouvernent le degré de mélange dans les réservoirs. La capacité nominale du réservoir supérieur (UZSN) calée dans le modèle hydrologique est apparue trop petite pour assurer le lessivage en hiver des nitrates par l'écoulement moyen. Ceci est d'autant plus nécessaire que le réservoir inférieur qui pourrait également jouer ce rôle n'a pas d'exutoire vers le réseau hydrographique. Nous avons donc été contraints d'augmenter la valeur d'UZSN.

Pour estimer la température du sol, nous avons utilisé des régressions linéaires pour les réservoirs superficiel, supérieur et inférieur obtenues à partir de données des températures du sol à 5 cm, 50 et 100 cm de profondeur mesurées à Boissy-le-Chatel. La température du réservoir souterrain a été prise constante et égale à 15°C.

11.2.3 - Modèle phosphore

Comme nous l'avons déjà indiqué dans le paragraphe 10.3.4, la modélisation du lessivage du phosphore à Mélarchez pose un problème en raison de l'incertitude sur les sources ponctuelles de pollution et qui, sur le bassin de Mélarchez, semble être non négligeables.

Ainsi, nous pouvons nous attendre à rencontrer les mêmes difficultés rencontrées que lors de la simulation du phosphore par le modèle CB. Nous avons donc simulé seulement le lessivage du phosphore (dissous) des sols sans nous forcer à introduire les sources ponctuelles car son estimation et le comportement du phosphore une fois dans le cours d'eau sortent du cadre de ce travail.

Notre objectif a été d'examiner si une représentation du transport et des transformations biochimiques du phosphore telle que celle proposée par le modèle HSPF était capable de simuler convenablement les flux du phosphore dissous à l'exutoire du bassin de Mélarchez.

Comme l'évolution des concentrations du phosphore dissous sur la période des basses eaux est certainement très influencée par les sources ponctuelles, nous nous en sommes tenus, pendant le calage, à simuler les concentrations des hautes eaux (hiver) en faisant l'hypothèse que le phénomène prépondérant serait le lessivage des sols.

A cette hypothèse s'ajoutent, d'une part, l'absence de contribution en phosphore dissous par l'écoulement lent, et, d'autre part, la prise en compte d'un modèle d'équilibre linéaire entre le phosphore adsorbé et le phosphore dissous dans l'eau du sol pour les différents réservoirs. Autrement dit, le calage a consisté à ajuster une concentration constante en phosphore dissous à chacun des réservoirs.

Le tableau 11.4 présente les valeurs des paramètres en début et en fin de calage pour la simulation du phosphore dissous à l'exutoire de Mélarchez.

Tableau 11.4 : Valeurs des paramètres du modèle phosphore HSPF.

Paramètre	Description	Valeur initiale	Valeur finale
KPLPM	absorption par les plantes	0,01 à 0,40 jour ⁻¹	0,02 à 0,90 jour ⁻¹
THETA	correction de la température	1,05 à 1,07	1,05 à 1,07
KDSP*	désorption	0,02 ; 0,002 ; 0,005 jour ⁻¹	0,005 ; 0,0001 ; 0,005 jour ⁻¹
KADP	adsorption	1 jour ⁻¹	1 jour ⁻¹
KIMP	immobilisation	0 jour ⁻¹	0 jour ⁻¹
KMP*	minéralisation	0,02 ; 0,002 ; 0,002 jour ⁻¹	0,0001 ; 0,0001, 0 jour ⁻¹

*: réservoirs superficiel, supérieur et inférieur respectivement

Les paramètres pour simuler le transfert de l'eau ainsi que la température du sol sont les mêmes que pour le modèle azote.

11.3 - VALIDATION DU MODELE

Dans ce paragraphe, nous allons faire l'étude de validation des sous-modèles hydrologique, érosion, azote et phosphore du modèle HSPF. D'une manière analogue au modèle CB, cette évaluation portera, d'une part, sur la qualité de la simulation des flux et des concentrations à l'exutoire du bassin de Mélarchez au pas de temps journalier, mensuel et annuel et d'autre part, sur l'analyse des incertitudes dans l'estimation des paramètres. La méthodologie utilisée a été présentée dans le chapitre 9.

11.3.1 - Modèle hydrologique

11.3.1.1 - Analyse de la qualité de l'ajustement

Les chroniques des débits observés et simulés à l'exutoire du bassin de Mélarchez au pas de temps mensuel et journalier présentées dans les figures 11.15 et B1.1 (pages 60 à 64 des annexes) respectivement indiquent un bon ajustement. Néanmoins, sur certains types d'épisodes les valeurs des débits simulés divergent des valeurs observées.

De même que le modèle CB, le modèle HSPF représente mal la reprise des écoulements après un étiage sévère comme celui de 1976 et par conséquent ce modèle souffre aussi de cette "maladie" chronique des modèles conceptuels à réservoirs. Comme nous l'avons déjà remarqué, un réservoir de capacité fixe nous semble inadéquat pour la simulation de ce type d'événement où la taille de la zone non-saturée grandit considérablement avec le rabattement de la nappe et ayant ainsi une capacité importante de stocker l'eau des premières pluies. En fait, un modèle conceptuel à réservoirs vide généralement le réservoir responsable de la fonction de production des écoulements (réservoir inférieur pour le modèle HSPF) à peu près tous les étés. La durée de la période sèche n'a aucune incidence sur la simulation des débits après l'arrivée des pluies.

Ce type de dysfonctionnement des modèles est normalement éludé par les modélisateurs, sous l'argument qu'il s'agit de phénomènes exceptionnels et qu'il n'est donc pas gênant que leurs modèles représentent mal la réalité.

Bien que cet argument puisse être défendable pour ce qui concerne les débits, il devient plus hasardeux quand il s'agit de la simulation de la qualité de l'eau car c'est à ce moment que les pertes de nutriments (e.g., nitrates) peuvent atteindre des niveaux inquiétants. Cela a été le cas pour l'hiver 89/90 où plusieurs villes en France ont eu une coupure de l'alimentation en eau potable par la pollution des nitrates (e.g., Le Monde, 21/02/1990).

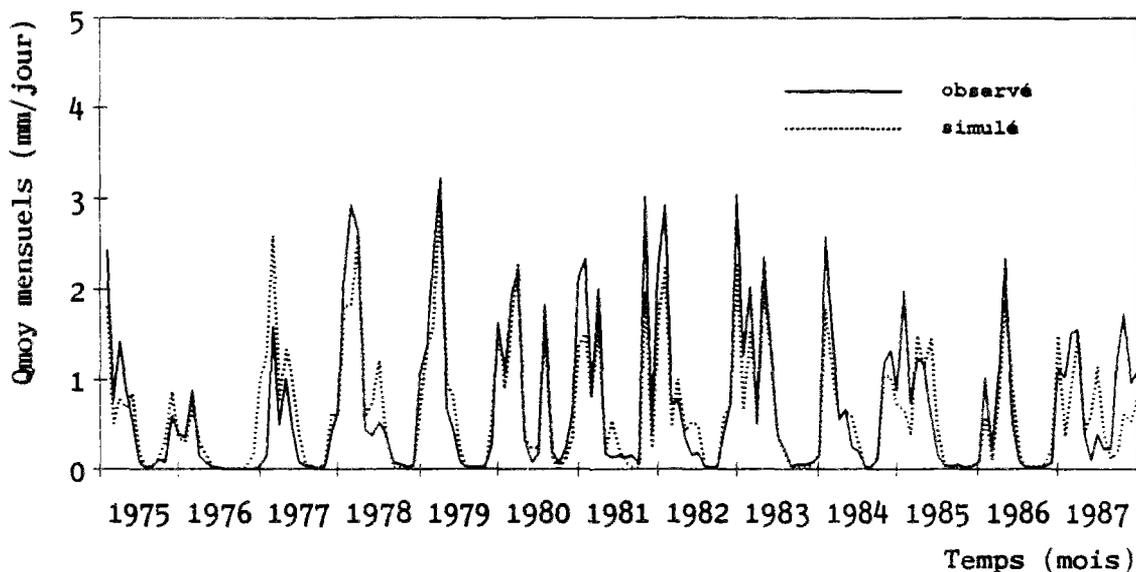


Figure 11.15 : Débits moyens mensuels observés et simulés à Mélarchez par le modèle HSPF.

Un deuxième problème, concerne la simulation de certaines crues de printemps (e.g., juin 88, mai 85 et mai 88), normalement issues d'événements pluvieux intenses mais isolés, où on assiste à une surestimation systématique des débits calculés. Ce comportement pourrait s'expliquer par la valeur élevée du paramètre *INFEXP* qui provoque la diminution de l'infiltration et par conséquent augmente les écoulements rapide et moyen justement quand le rapport entre le stock d'eau du réservoir inférieur et le stock nominal est inférieur à 1 (voir figure 11.14). Ce paramètre a eu une influence modérée sur les crues de printemps de l'année de calage (1975) mais il a pu jouer un rôle important dans la surestimation des crues mentionnée ci-dessus. Il est intéressant de remarquer que l'utilisation d'un pas de calcul plus petit (e.g., 1 heure pour HSPF contre 1 jour pour CB) n'est pas forcément un gage d'une meilleure simulation.

Les fortes crues survenues après l'été (e.g., septembre et octobre 87) constituent un troisième type d'événements où le modèle HSPF tend à mal simuler l'évolution des débits comme d'ailleurs le modèle CB. On observe une sous-estimation du débit par le modèle. Encore une fois, la prise en compte de la pluie à un pas de temps plus fin n'a pas amélioré la qualité de la simulation. Le comportement du modèle provient du fait que le réservoir inférieur après l'été étant à peu près vide, l'infiltration tend à être prépondérante par rapport aux écoulements rapide et moyen. Bien que, pour la crue du mois d'octobre, une sous-estimation des précipitations ait certainement pu contribuer à ce comportement du modèle, dans le cas de la crue du mois de septembre nous pouvons avancer trois hypothèses.

Premièrement, les fortes précipitations enregistrées auraient pu saturer rapidement les couches superficielles du sol provoquant la formation d'un écoulement superficiel (écoulement hortonien) important dont le modèle, par sa structure, est incapable de rendre compte. Si cette hypothèse était vraie, on devrait assister, par exemple, à une forte augmentation de la concentration de matières en suspension à l'exutoire du bassin. Or, les concentrations observées de MES sont très faibles pendant cet événement ce qui met en cause la probabilité de cette hypothèse. Par ailleurs, cet événement a eu lieu justement après la récolte des cultures d'hiver et par conséquent on pourrait s'attendre à une augmentation de la capacité d'infiltration avec le travail de déchaumage réalisé tout de suite après la récolte.

La deuxième hypothèse consiste à supposer des chemins préférentiels de circulation de l'eau dans le sol, une fois infiltrée, comme ceux décrits dans le paragraphe 9.3.3. Par exemple, l'eau aurait pu s'infiltrer mais en trouvant une couche peu perméable (semelle de labour), migrer latéralement très rapidement vers la tranchée de drainage et ainsi être évacuée très vite vers l'exutoire du bassin. De tels types de processus ne sont évidemment pas bien pris en compte par le modèle HSPF.

Enfin, la troisième hypothèse est tout simplement une mauvaise représentation du stock d'eau du sol par la fonction de production du modèle. Loumagne (1988) a observé le même type de dysfonctionnement dans la simulation des débits du bassin de l'Orgeval (au Theil, 104 km²) avec le modèle GR3. Les travaux de Loumagne ont montré que l'utilisation du même modèle avec une fonction de production dépendant non plus du stock d'eau calculé dans un réservoir par le modèle mais de l'humidité du sol mesuré à 55 cm de profondeur a sensiblement amélioré la performance du modèle en simulation, et plus particulièrement de la crue du mois de septembre 1987. Ces résultats semblent donc confirmer la troisième hypothèse.

Le graphique des chroniques des erreurs absolues (figure B1.2, page 66 des annexes) indique une tendance, d'une part, à la sous-estimation du débit et, d'autre part, à une autocorrélation des écarts. Cependant, ces tendances sont moins prononcées que pour le modèle CB.

D'une manière analogue au modèle CB, le graphique des écarts absolus en fonction du débit observé (figure B1.3, page 66 des annexes) révèle non seulement la tendance à la sous-estimation des débits calculés mais aussi l'hétéroscédasticité de la variance.

La figure 11.16 résume les résultats des critères numériques en ce qui concerne le coefficient d'efficacité. Les résultats complets des critères numériques (décrits dans le chapitre 9) sont rassemblés dans le tableau B1.1 (page 68 des annexes).

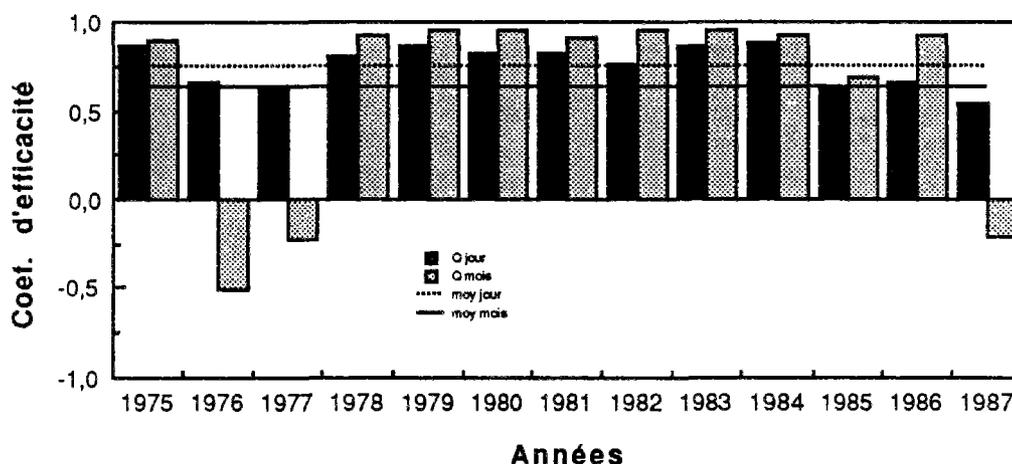


Figure 11.16 : Coefficients d'efficacité pour la simulation du modèle hydrologique HSPF.

On distingue deux groupes d'années dans la figure 11.16. Le premier comprend les années 1975 et 1978 à 1984. Ces années sont caractérisées par des coefficients d'efficacité proches qu'ils soient au pas de temps journalier ou au pas de temps mensuel. On assiste à une petite amélioration du fait de l'intégration des débits au pas de temps mensuel ce qui indique que sur ces années le décalage des crues doit être négligeable. Le deuxième groupe, constitué des autres années, a des coefficients d'efficacité au pas de temps journalier inférieur au premier groupe. Ce comportement est dû, d'une part, à la surestimation des débits simulés après la sécheresse de 1976 pour les années 1976 et 1977 et d'autre part, au fait que le coefficient d'efficacité tend à être plus restrictif pour des années sèches que pour des années humides. Par ailleurs, la sous-estimation de la plupart des crues importantes sur l'année 1987 a été sanctionnée par un coefficient d'efficacité de 0,50.

Comme dans le cas du modèle CB, le calcul des coefficients d'efficacité pour les débits intégrés au pas de temps mensuel met bien en évidence la mauvaise simulation pour les années 1976, 1977 et 1987. Par contre, pour l'année 1986, il nous indique qu'une des raisons du mauvais score du coefficient d'efficacité a certainement été le décalage dans le temps entre les débits observés et simulés.

11.3.1.2 - Analyse des Incertitudes

Analyse de sensibilité

L'analyse de sensibilité des variables d'état simulées (sur l'année 1975) aux variations des paramètres a été réalisée d'une façon analogue à celle du modèle hydrologique CB. A l'exception des paramètres *LZETP*, *AGWRC* et *PDT* (pas de temps) dont les variations positives ont été de +10%, +3,5% et +100% respectivement, les autres paramètres ont subi une variation de $\pm 25\%$ par rapport aux valeurs obtenues par calage. Les coefficients de sensibilité des écoulements annuels total, rapide, moyen et lent, de l'évapotranspiration réelle annuelle et de l'infiltration annuelle sont présentés dans la figure 11.17.

L'analyse de sensibilité a été complétée par l'évaluation des coefficients de sensibilité pour le volume écoulé sur certains événements caractéristiques, les mêmes que ceux utilisés pour le modèle hydrologique CB (voir paragraphes 10.3.1.2). Ces coefficients sont présentés dans la figure 11.18.

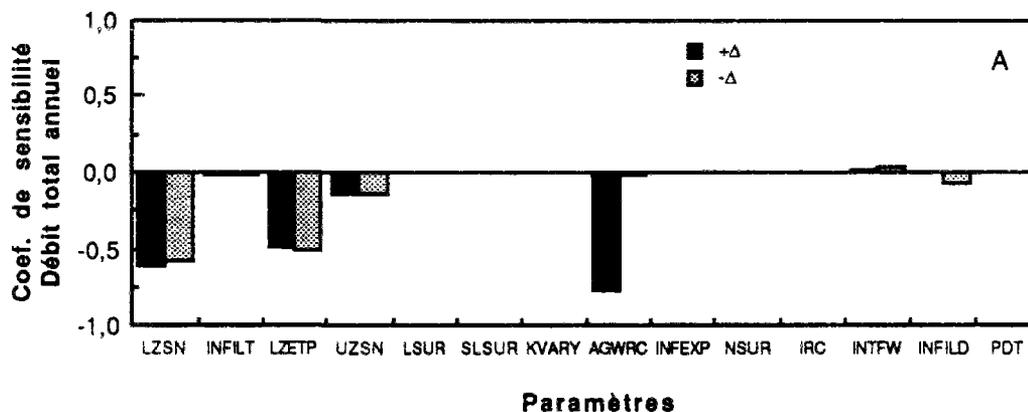
On observe premièrement le rôle très important du réservoir inférieur, par l'intermédiaire du paramètre *LZSN*, non seulement dans la fonction de production du modèle mais aussi dans le partage des différents types d'écoulements. Cette caractéristique de la structure du modèle explique certaines difficultés que nous avons rencontrées lors du calage. En fait, la fraction de l'écoulement lent dans l'écoulement total est très importante pour le bassin de Mélarchez (> 50%). Il est difficile de réduire cette participation sans occasionner de fortes augmentations dans l'écoulement rapide.

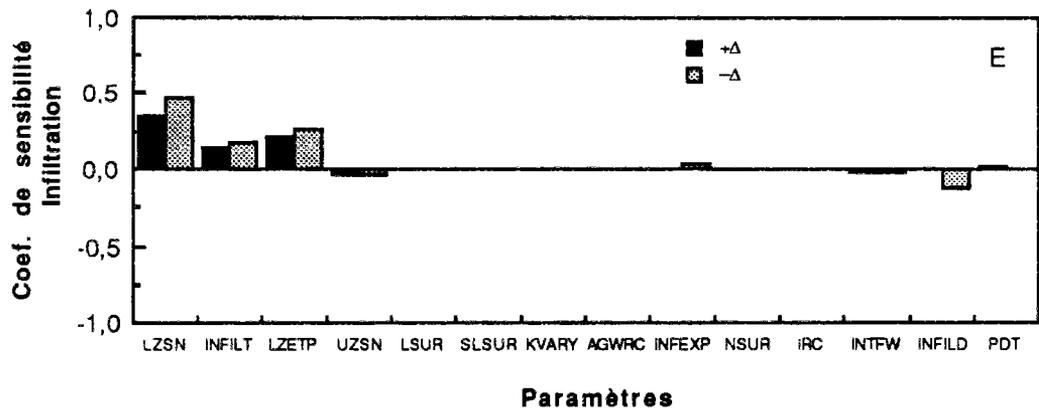
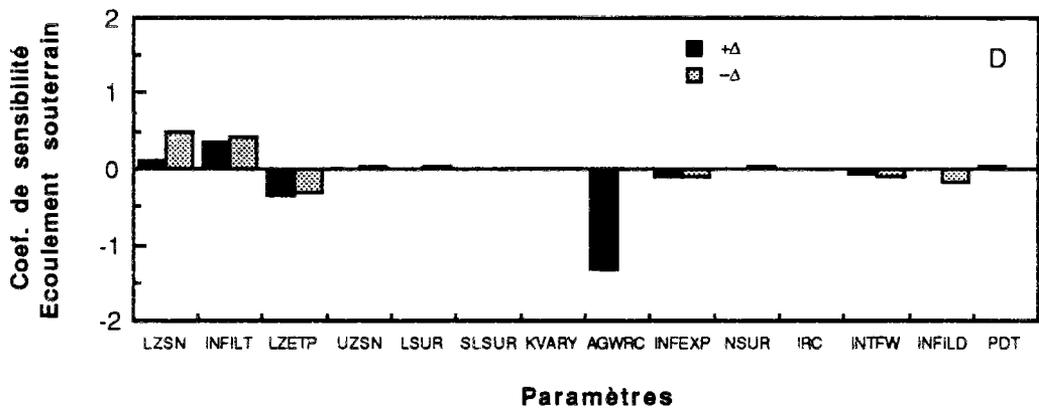
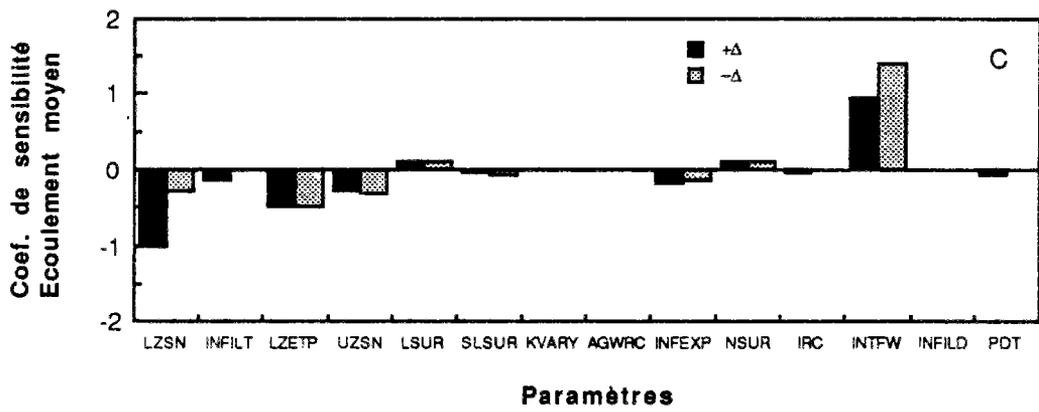
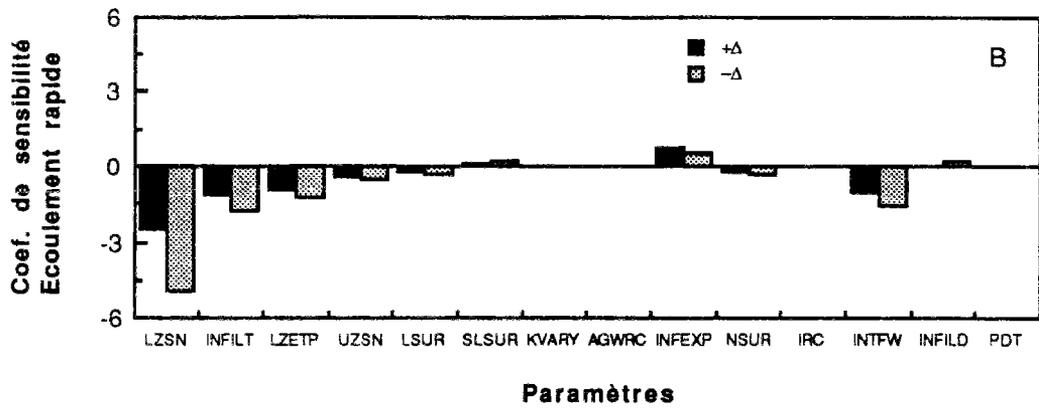
L'impact du paramètre *AGWRC* doit être relativisé car comme nous avons réalisé l'analyse de sensibilité sur une seule année et que pour des raisons de réalisme physique nous avons dû limiter la variation positive du paramètre à 3,5%, l'analyse est restée biaisée par le fait qu'une augmentation du paramètre *AGWRC* provoque simplement un retardement dans la vidange du réservoir souterrain. Ce retard a été suffisant pour faire apparaître une diminution de l'écoulement total sur une année alors que l'examen de la structure du modèle et du coefficient de sensibilité de l'évapotranspiration réelle par rapport à *AGWRC* nous montre clairement son impossibilité à influencer la fonction de production du modèle.

L'étude des coefficients de sensibilité par événements montre encore plus nettement l'importance de l'écoulement lent. On peut également remarquer que les paramètres *LZSN* et *LZETP* ont une influence modérée sur les crues d'hiver et printemps mais celle-ci devient très importante à la reprise des écoulements.

Il faut signaler de plus l'influence mineure des paramètres de la fonction de transfert de l'écoulement rapide sur le volume écoulé sur les cinq événements choisis. Cette indifférence de la réponse des modèles aux variations des paramètres peut être causée, au moins au moment des crues, par l'importance relative de l'écoulement lent par rapport à l'écoulement rapide.

Les variables d'état étudiées sont totalement insensibles aux variations du *PDT*. Cependant, ce comportement ne doit pas être pris comme tel car le pas de temps n'est pas un paramètre qui normalement se cale mais il est plutôt fixé par l'utilisateur en fonction des données ou des moyens de calcul disponibles. Par exemple, on peut passer d'un pas de temps d'une heure à un pas de temps journalier, en fonction des données des variables de forçage et des moyens disponibles. Dans ce cas, le pas de calcul du modèle reste toujours l'heure et il répartit les variables de forçage (e.g., pluie et ETP) également sur les 24 heures de la journée. Par conséquent, on peut s'attendre à ce que les paramètres calés pour un pas de temps horaire soit très différents de ceux calés pour un pas de temps journalier et tout particulièrement ceux ayant un impact important sur la fonction de production du modèle tel que *LZSN* et *INFILT*.





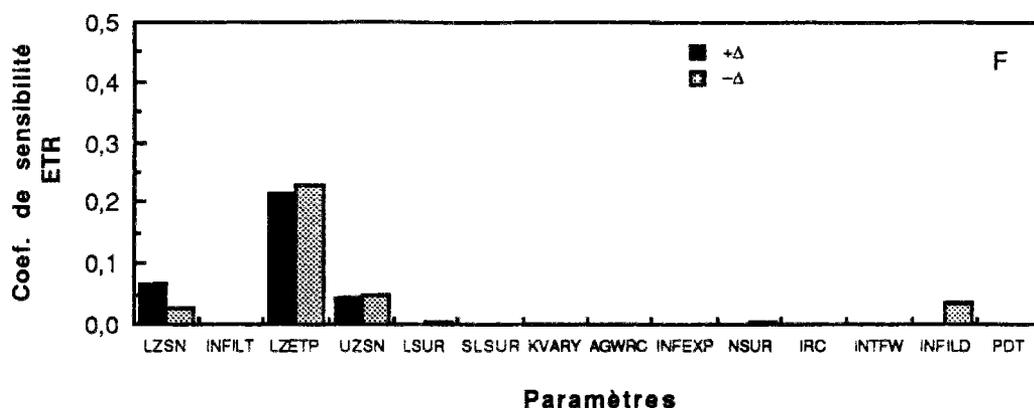


Figure 11.17 : Coefficients de sensibilité des variables d'état annuelles du modèle hydrologique HSPF.

Analyse de l'incertitude dans la détermination des paramètres

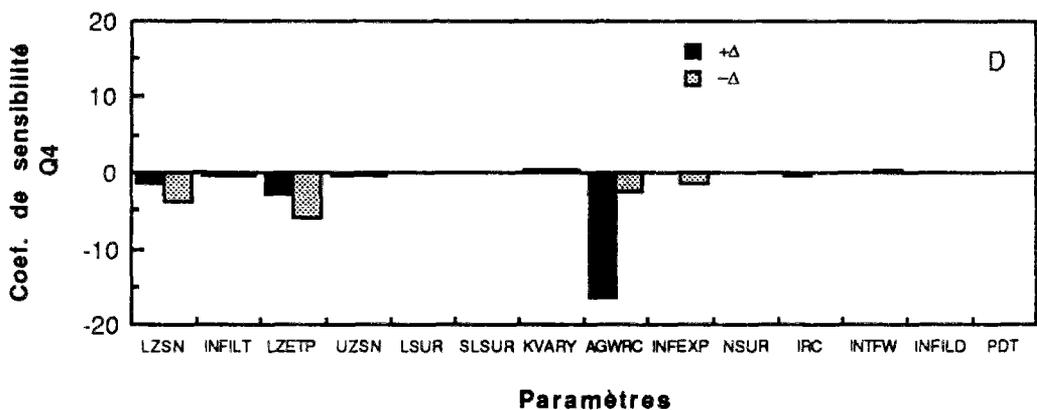
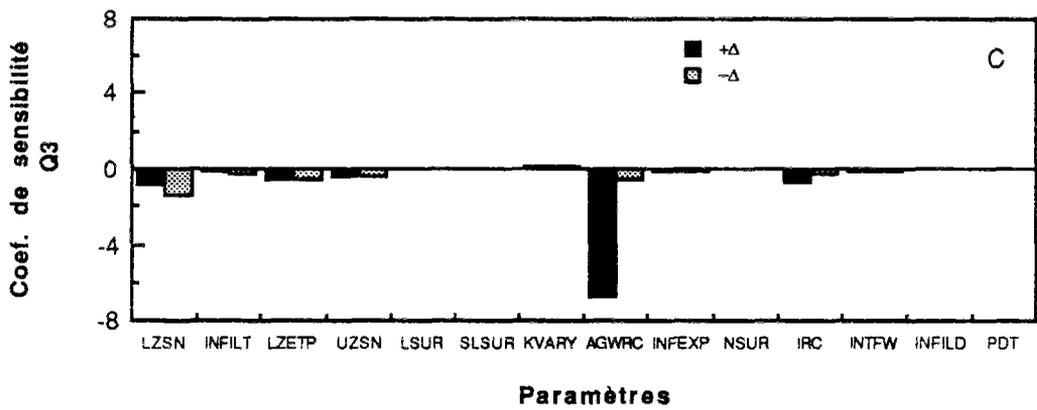
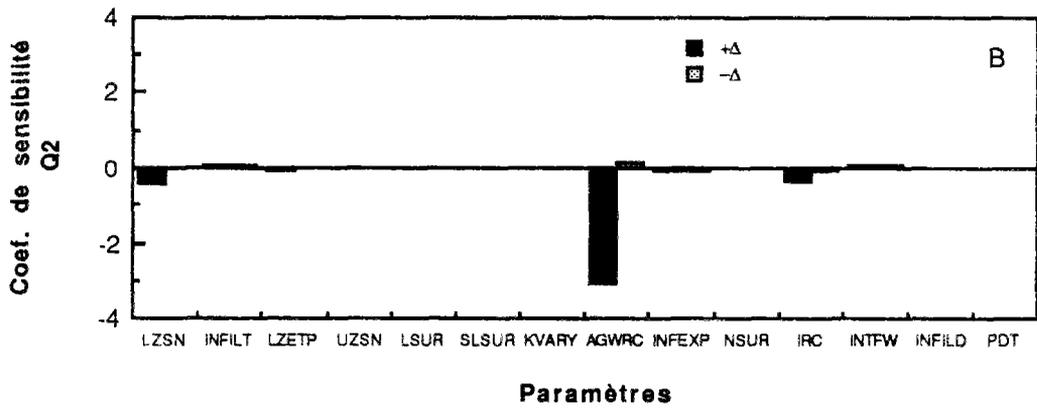
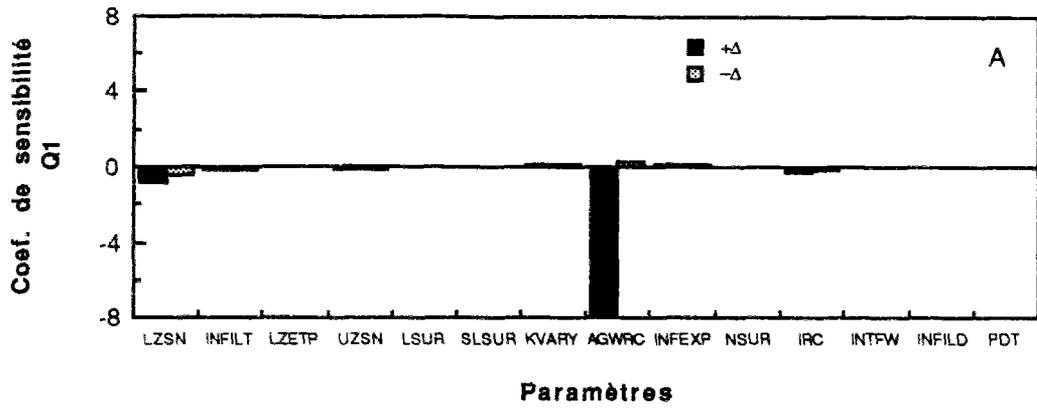
Le calcul de la matrice de variance-covariance, comme décrit dans le paragraphe 9.5.3 conduit aux résultats indiqués dans le tableau 11.5. Nous avons exclu le paramètre *NSUR* car comme on peut le noter dans le paragraphe 11.1.1.3, il a la même influence sur la réponse du modèle que le paramètre *LSUR*.

Tableau 11.5 : Résultats de l'analyse de l'incertitude des paramètres du modèle hydrologique HSPF.

	LZSN	INFILT	LZETP	UZSN	LSUR	KVARY	AGWRC	INFEXP	IRC	INTFW	INFILD	PDT
Ecart-type	4,01	0,11	0,02	0,31	16,58	0,17	0,01	0,20	0,04	0,13	0,19	33,27
Coef. variation (%)	3,3	21,2	4,1	11,0	18,4	34,2	1,2	4,5	6,1	13,1	9,5	3236,9
Matrice de corrélation												
LZSN	1	-0,69	0,07	0,25	0,04	0,25	0,05	0,19	0,01	0,58	-0,43	0,30
INFILT		1	-0,38	-0,44	-0,06	-0,48	-0,13	0,02	-0,20	-0,93	0,29	-0,19
LZETP			1	-0,08	-0,02	0,32	0,09	-0,57	0,11	0,25	-0,11	-0,09
UZSN				1	-0,39	0,25	0,10	-0,13	-0,06	0,42	-0,04	0,09
LSUR					1	0,11	0,08	0,10	0,30	-0,15	0,11	0,00
KVARY						1	0,79	0,00	0,61	0,37	0,13	-0,03
AGWRC							1	0,03	0,27	0,02	0,15	0,01
INFEXP								1	0,07	0,09	0,24	-0,13
IRC									1	0,12	0,15	-0,08
INTFW										1	0,25	0,13
INFILD											1	-0,17
PDT												1
MPI	1,04 10 ⁻⁴											

A l'exception du pas de temps (*PDT*) pour les raisons évoquées précédemment, l'information contenue dans les 13 années de données semble être capable d'identifier les paramètres avec une précision raisonnable. L'analyse de la dégradation de la qualité de la simulation avec la réduction de l'échantillon de calage est illustrée par les graphiques présentés dans la figure 11.19. Dans ces graphiques, il est porté en abscisse l'information moyenne des périodes de un, deux et trois années (en échelle logarithmique) et en ordonnée le coefficient de variation des paramètres.

On observe que la précision supplémentaire apportée par l'augmentation de la série de données devient négligeable à partir d'une information moyenne de 10³ pour tous les paramètres du modèle. Par ailleurs, cette information peut être en général atteinte avec seulement deux années de données pour tous les paramètres du modèle. Rappelons que le fait que l'on puisse caler un modèle avec deux ans de données ne donne pas une assurance sur la qualité de la simulation. Cela veut simplement dire que alimenter le modèle avec de l'information supplémentaire ne changera pas la qualité de la simulation qu'elle soit bonne ou mauvaise.



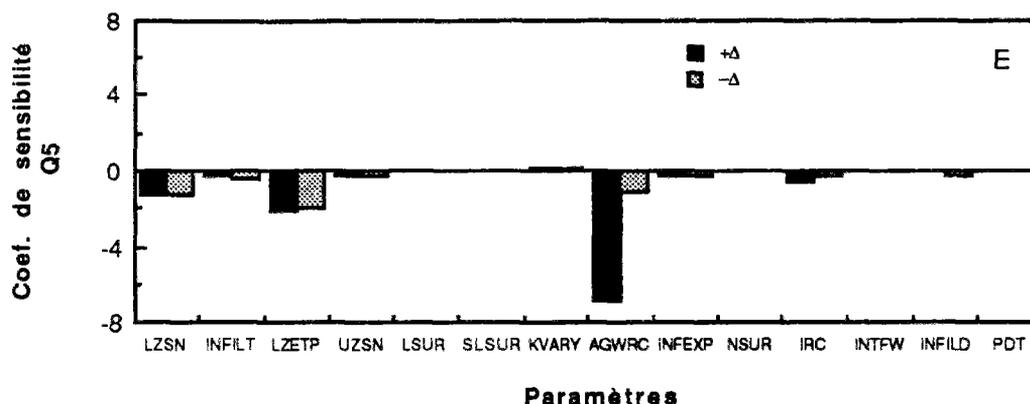


Figure 11.18 : Coefficients de sensibilité des débits par événement du modèle hydrologique HSPF.

Finalement, on constate une redondance substantielle des paramètres qui est attestée par une valeur du MPI de l'ordre de 10^{-4} . Nous signalons que Mein et Brown (1978) ont obtenu un MPI du même ordre pour un autre modèle hydrologique (*Boughton Model*) à 13 paramètres. Cette interdépendance peut être aussi observée dans la matrice de corrélation où des coefficients de corrélation ont une valeur supérieure à 0,9.

11.3.2 - Modèle érosion

11.3.2.1 - Analyse de la qualité de l'ajustement

L'intérêt de la modélisation du processus d'érosion par le modèle HSPF est, d'une part, l'introduction de l'intensité de la pluie comme variable explicative des variations de la concentration de MES et, d'autre part, l'introduction de la "mémoire" dans la représentation du phénomène d'érosion par l'intermédiaire du réservoir *DETS* (i.e., réservoir de stockage des particules détachées). Nous avons déjà vérifié (voir paragraphe 10.3.2.2) que la simple introduction de l'intensité de la pluie en suivant une équation analogue à celle proposée par Onstad et Foster (1975) n'apportait pas d'amélioration à la simulation du flux de matières en suspension à Mèlarchez par rapport à la formulation du modèle CB basée simplement sur le débit.

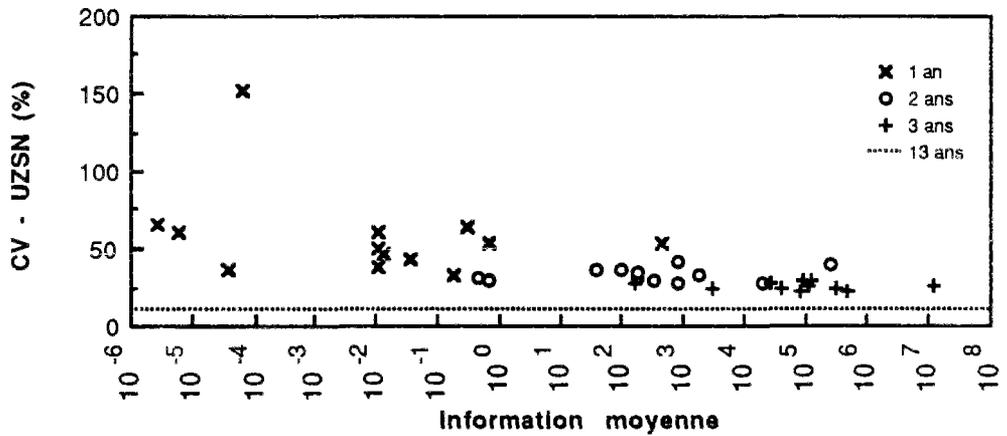
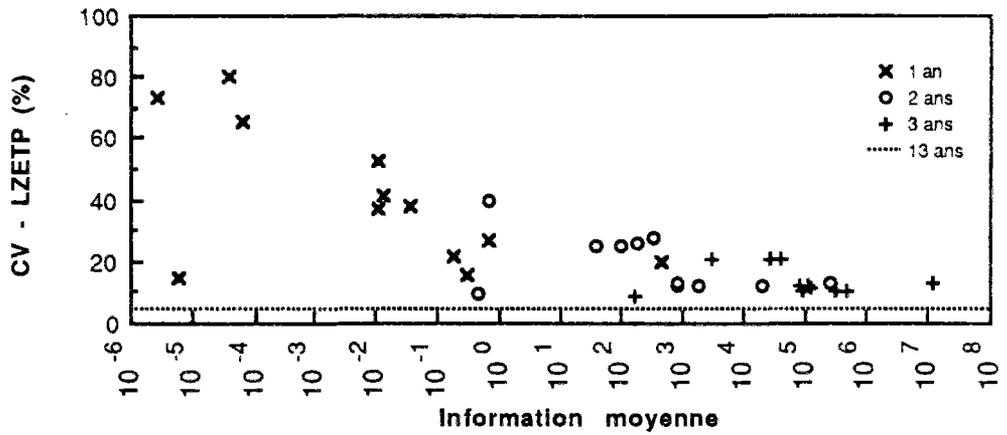
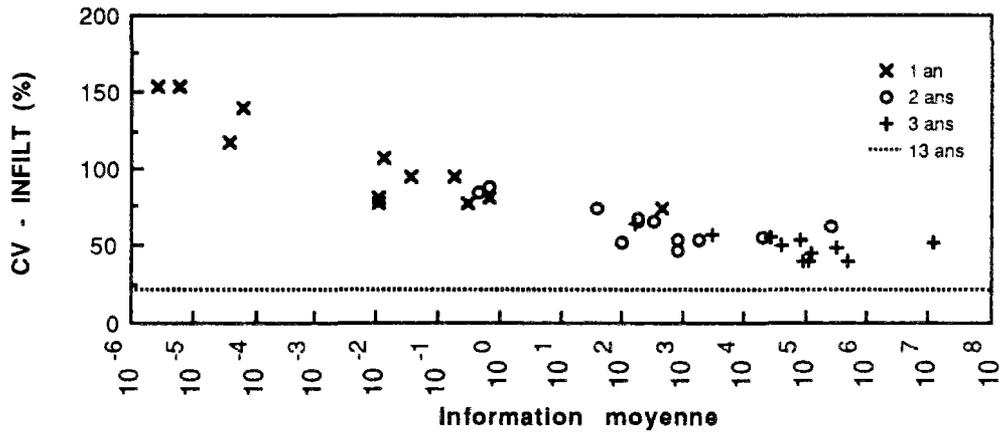
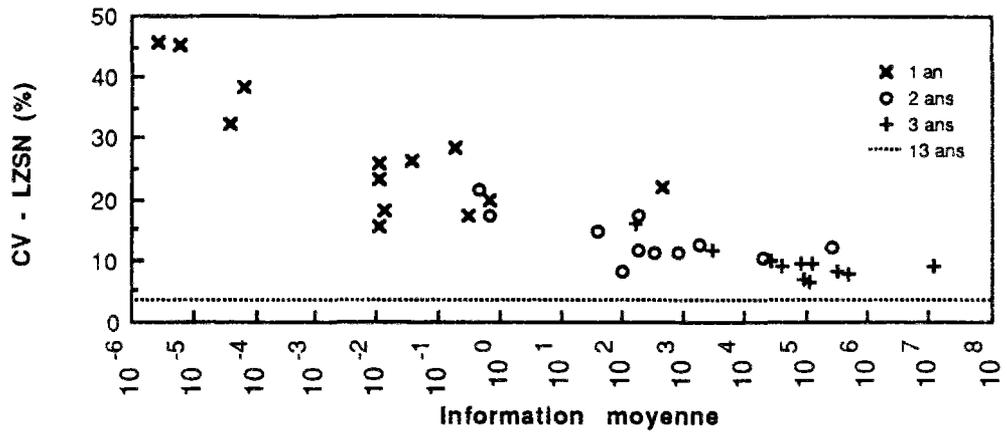
Les chroniques des concentrations et des flux de matières en suspension observées et simulées à l'exutoire du bassin de Mèlarchez au pas de temps mensuel sont présentées dans la figure 11.20 et pour le pas de temps journalier dans les figures B2.1 et B2.2 respectivement (pages 70 à 77 des annexes).

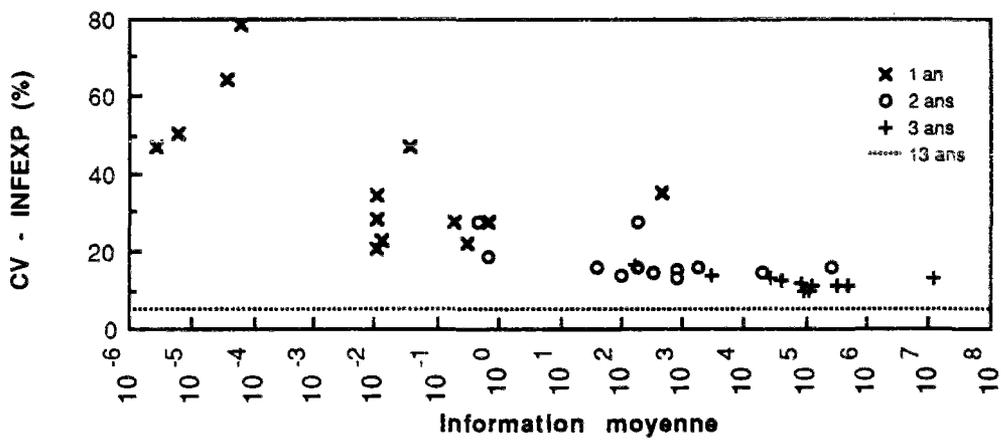
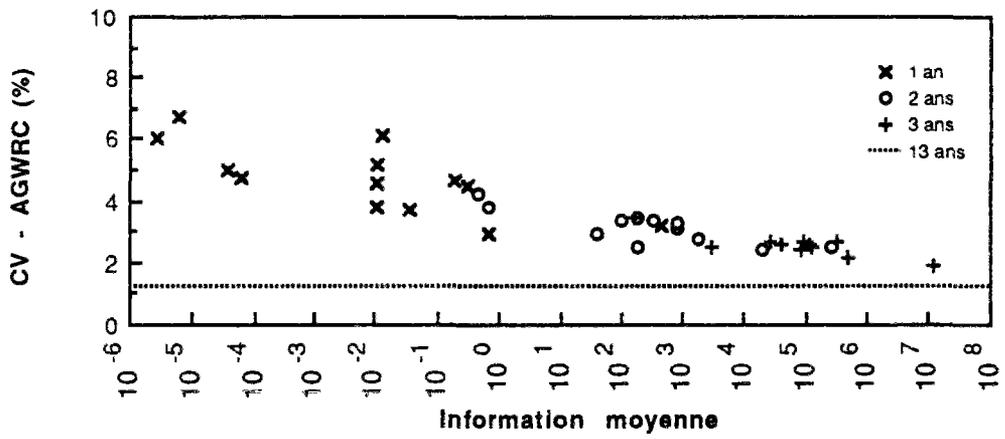
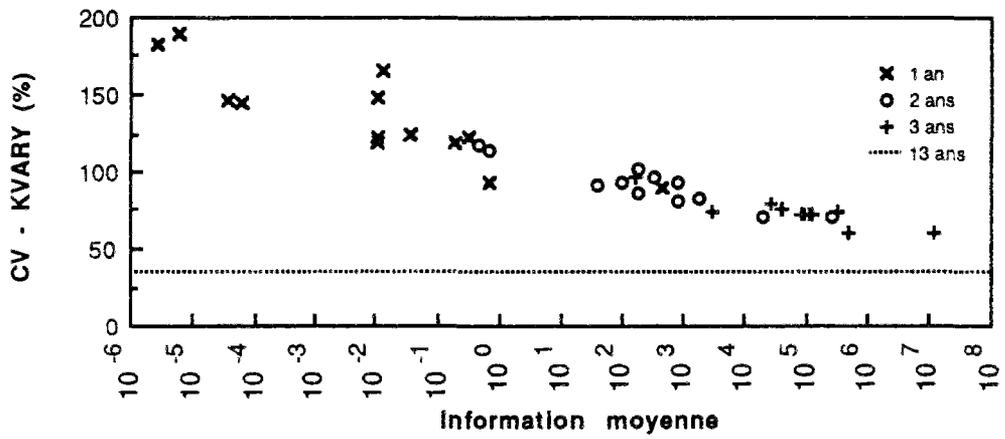
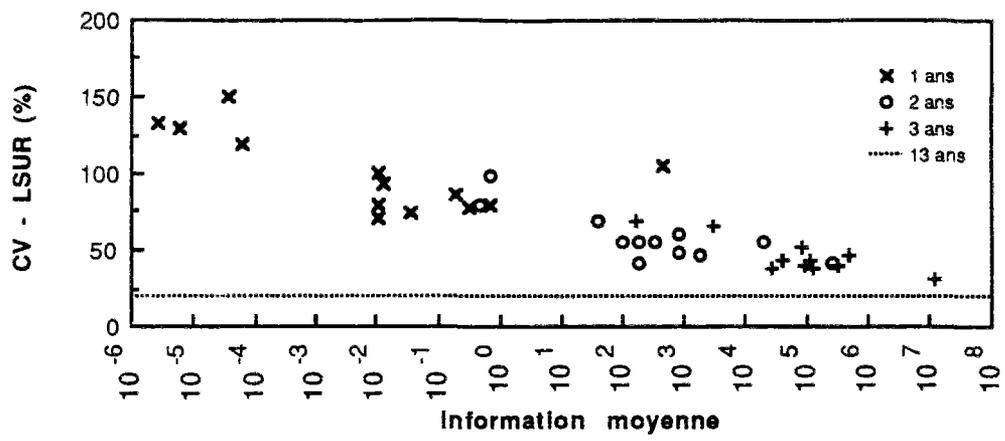
On constate une qualité très médiocre de la simulation dans l'analyse de ces chroniques tant pour les concentrations que pour les flux, et tant au pas de temps journalier que mensuel.

Les écarts absolus de concentrations de MES sont plus importants sur certains événements au printemps (e.g., mai 85 et mai 86) où l'intensité des pluies est plus importante ou pendant les mois où le couvert végétal est peu important voire inexistant.

Comme nous l'avons déjà indiqué dans le paragraphe 3.3.8.2, les erreurs dans la réponse d'un modèle sont soit dues aux erreurs de données, soit dues à l'estimation des paramètres soit dues à l'inadéquation du modèle.

D'après Johanson (1989) la variabilité spatiale et temporelle des précipitations semblerait être la principale cause des écarts dans la simulation par le modèle HSPF du flux de sédiments dans le bassin de la rivière Mgeni (299 km² - Afrique du Sud). Bien qu'on ne puisse pas écarter cette hypothèse car un pluviographe n'est qu'une mesure ponctuelle de la pluie, la surface réduite du bassin de Mèlarchez et la densité des postes pluviographiques contribuent à minimiser l'importance des erreurs de mesure des précipitations dans la qualité de la simulation.





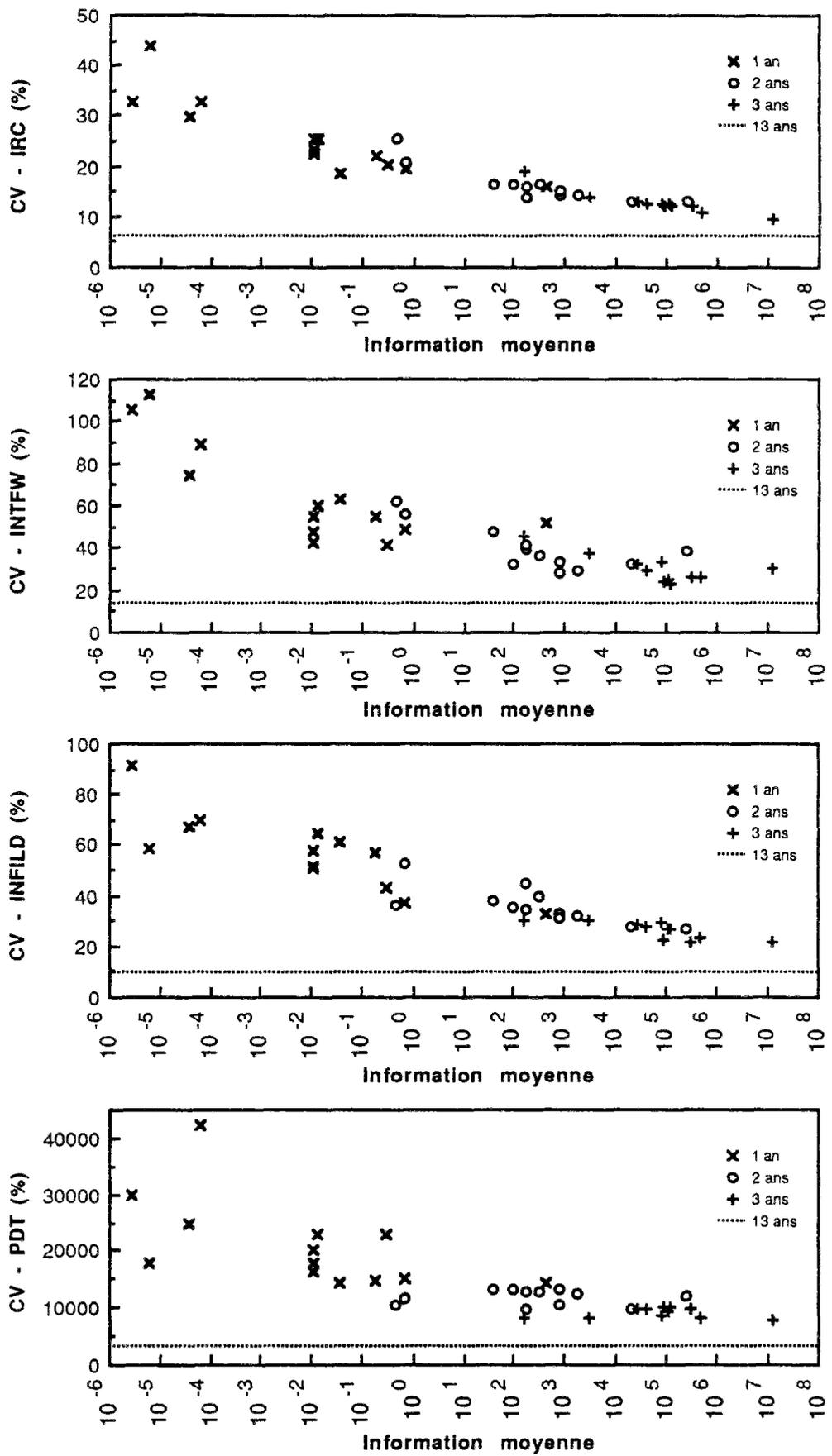


Figure 11.19 : Coefficients de variation des paramètres du modèle hydrologique HSPF en fonction de l'information moyenne de la série de données.

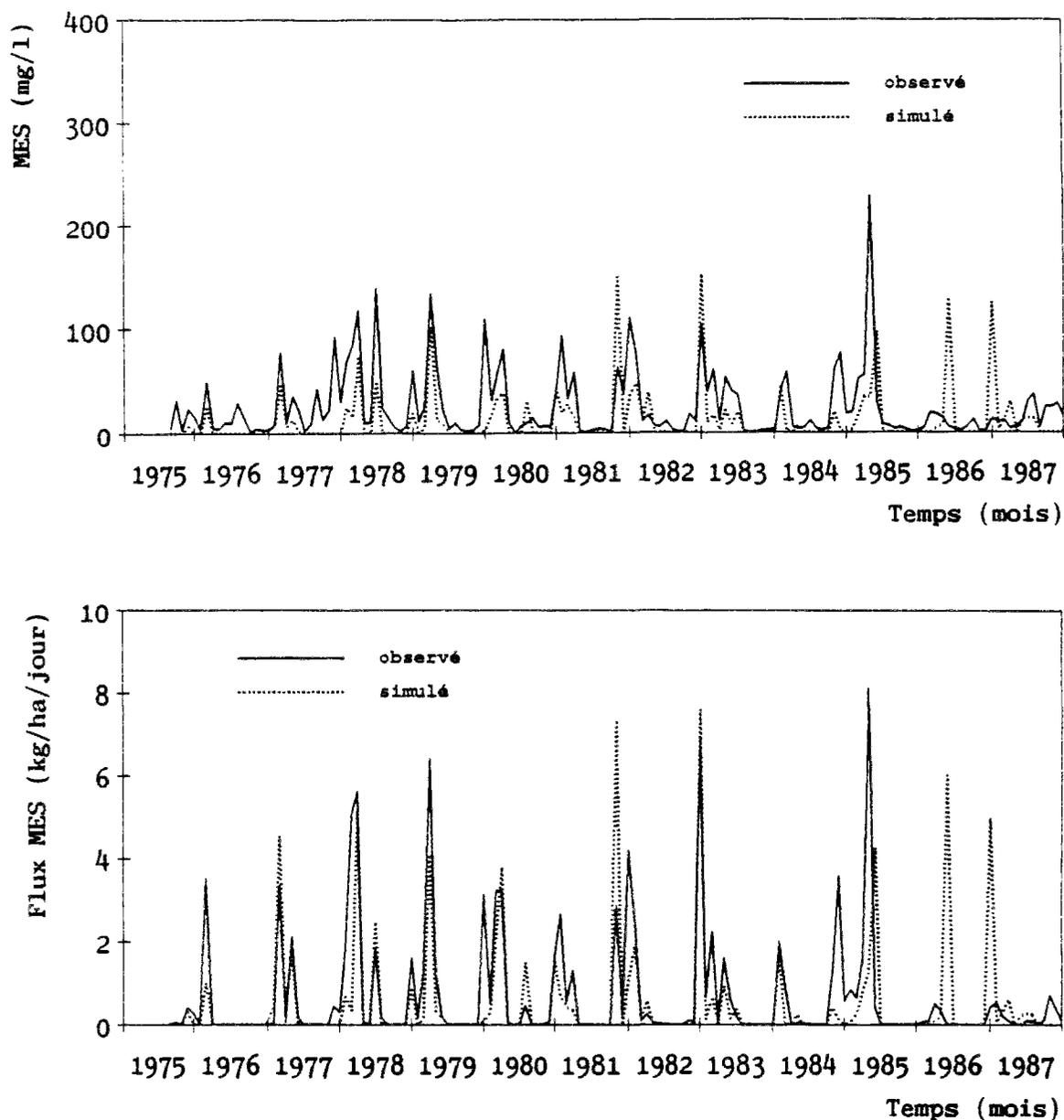


Figure 11.20 : Concentrations et flux moyens mensuels de MES observés et simulés à Mélarchez par le modèle HSPF.

Le calage du modèle HSPF de par le nombre des paramètres et le temps de calcul requis (au moins sur le VAX 750 que nous avons à disposition) est une tâche très fastidieuse et qui demande un temps considérable à l'utilisateur. On n'est jamais à l'abri, avec un calage manuel, d'erreurs dans la détermination des valeurs des paramètres. Par ailleurs, comme nous avons utilisé une seule année de données pour le calage on est exposé à une insuffisance d'information dans les données afin de caler les paramètres. Par exemple, comme on le verra dans le prochain paragraphe, la concentration de MES est très sensible aux paramètres *KSER* et *JSER* pendant les mois où la couverture végétale du sol est faible. Or, comme la réponse du modèle est insensible à ces paramètres pendant l'année de calage, l'estimation de leurs valeurs est donc sujette à une plus grande incertitude. Ce point sera approfondi dans le paragraphe suivant.

Schafer et al. (1982) ont procédé à une réinitialisation du stock de sédiments dans le réservoir *DETS* au moment du labour afin d'améliorer la simulation et le calage des autres paramètres. Une telle procédure pourrait donc être essayée à Mélarchez (e.g., après la préparation du lit de semence) en vue de mieux représenter l'évolution des concentrations pendant les mois avec absence de végétation.

L'analyse des séries de concentration de MES à Mélarchez semble confirmer l'hypothèse faite par le modèle HSPF qui suppose qu'on a des pertes de sédiments à partir du moment où l'écoulement rapide se produit car l'allure

des courbes de concentration est constituée par des impulsions (des "pulses"), correspondant bien au changement du régime hydraulique du cours d'eau, et qui reviennent très rapidement au niveau initial.

Par conséquent, la simulation hydrologique est très importante pour la qualité de la simulation du modèle érosion comme l'a aussi constaté Schafer et al. (1982). On pourrait donc obtenir *a priori* de meilleurs résultats si le calage hydrologique était réalisé conjointement avec le calage du modèle érosion. Dans la pratique, ceci se heurte à l'immense difficulté de caler simultanément environ 25 paramètres ayant des interdépendances.

La figure 11.21 présente les résultats du coefficient d'efficacité pour les concentrations et les flux de matières en suspension au pas de temps journalier et mensuel. Les traits continu et pointillé indiquent respectivement le coefficient d'efficacité moyen sur toute la période aux pas de temps journalier et mensuel.

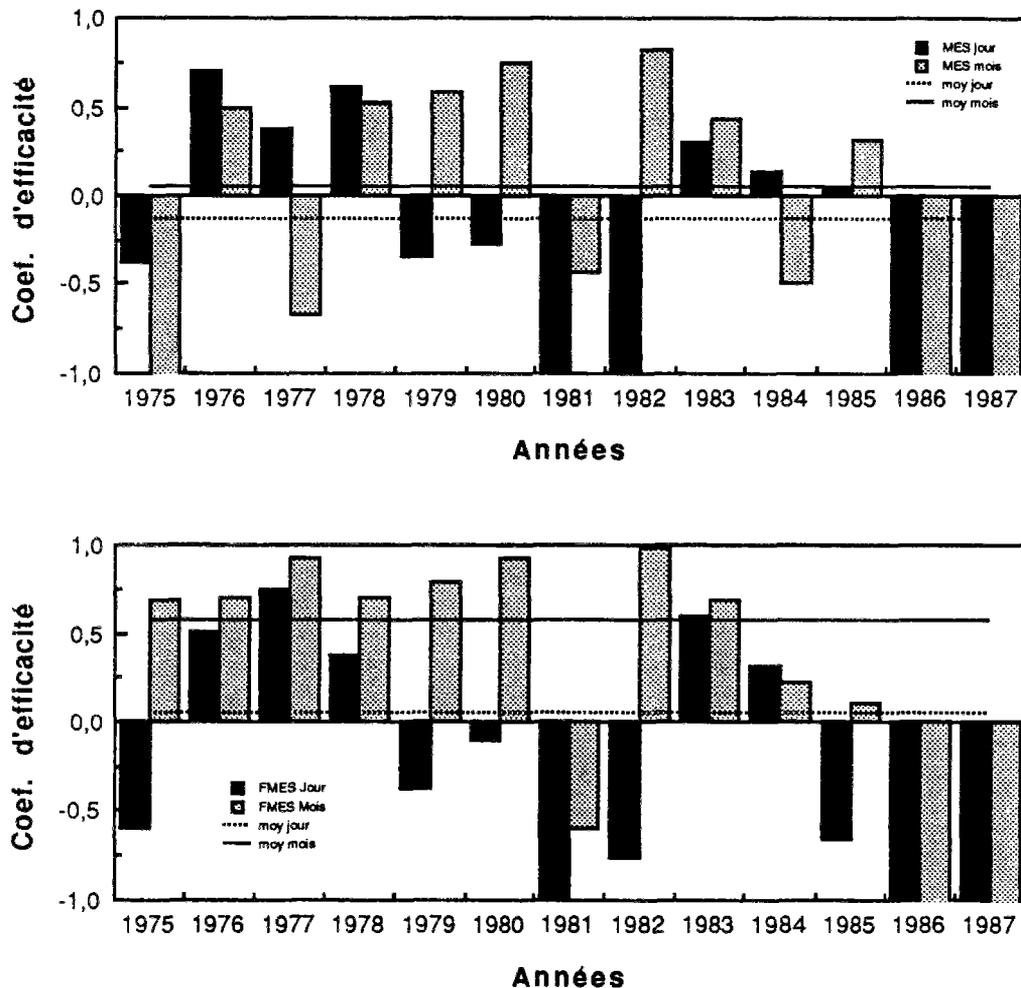


Figure 11.21 : Coefficients d'efficacité pour la simulation des concentrations et des flux de MES par le modèle HSPF.

Cette figure nous inspire trois remarques. Primo, la mauvaise qualité de la simulation est bien mise en valeur par les coefficients d'efficacité et plus particulièrement par les droites de coefficients moyens. Secundo, un décalage dans le temps est fréquemment remarqué entre les flux de MES observés et simulés dont l'effet est effacé quand on intègre les résultats au pas de temps mensuel. La qualité de l'ajustement reste très inférieure au modèle CB, lequel nous le rappelons est une simple relation concentration débit. Tertio, pour des raisons déjà évoquées dans le paragraphe 10.3.2.1, la non-stationnarité des années 1986 et 1987 pour ce qui concerne les concentrations de MES n'est pas bien entendu prise en compte par le modèle ce qui explique les très faibles coefficients d'efficacité pour cette période.

Les figures B2.3 à B2.4 (pages 78 des annexes) nous indiquent encore : (1) une tendance à la sous-estimation des concentrations de MES, (2) une autocorrélation des écarts et (3) hétéroscédasticité de la variance. La figure B2.6 (page 79 des annexes) montre que les distributions statistiques des concentrations observées et simulées sont cohérentes pour 99,75% du temps. La surestimation importante des concentrations sur quelques événements est certainement à l'origine de l'éloignement des deux courbes pour les concentrations élevées.

11.3.2.2 Analyse des incertitudes

Analyse de sensibilité

Nous avons évalué la sensibilité du flux moyen annuel de MES et des concentrations en MES de quatre événements représentatifs (voir chapitre 9).

Au regard de la figure 11.22 on remarque que le flux annuel de MES est très sensible aux paramètres *JRER*, *JSER* et *COVER*. Pour les concentrations des événements nous avons deux cas de figure. Le premier est formé par les événements N1 et N4. Dans ce cas, le stock de sédiments du réservoir *DETS* est considérable et en excès, par conséquent la concentration de MES va être sensible seulement à la fonction de transfert du modèle.

Le deuxième cas de figure est formé par les événements N2 et N3. Dans ce cas, le niveau du stock des sédiments est bas et la capacité de transport est élevée. Ainsi, en fonction de la variation des paramètres, la concentration de MES de l'événement est sensible à la fonction de production et à la fonction de transfert du modèle. Il convient de signaler que l'augmentation de *JSER* provoque la diminution de l'érosion car le modèle travaille en unités anglaises et par conséquent l'écoulement rapide est presque toujours inférieur à 1. Par ailleurs, si la diminution de *JSER* induit l'augmentation du flux de MES à l'exutoire du bassin à l'échelle d'un événement, l'effet peut être complètement opposé, comme pour l'épisode N2. En fait, quand l'érosion est limitée par le stock de sédiment, l'augmentation de la capacité de transport implique l'accélération de la vidange du réservoir de sédiments et pour certains événements (*e.g.*, N2) bien que ayant sa capacité de transport augmentée, ils "arrivent" sur un réservoir vidé par les événements précédents.

Analyse de l'incertitude dans la détermination des paramètres

Le tableau 11.6, obtenu à partir de la matrice de variance-covariance, indique premièrement une bonne précision dans la détermination des paramètres avec des coefficients de variation toujours inférieurs à 15% et deuxièmement, une corrélation assez importante entre les paramètres du modèle en dépit d'un coefficient MPI de l'ordre de 10^{-2} .

L'analyse de la relation entre l'information moyenne contenue dans les données et la précision des paramètres, illustrée dans la figure 11.23, a mis en évidence le niveau très faible d'information contenu dans les données pour une période d'un à deux ans et par conséquent une faible précision dans la détermination des paramètres. Ce n'est qu'à partir d'une période de 3 ans de données que la précision des paramètres devient raisonnable et atteint des niveaux comparables à toute la série de 12 ans de données. Au-delà d'une information moyenne de 10^{15} , la précision apportée par des données supplémentaires est négligeable.

Tableau 11.6 : Résultats de l'analyse de l'incertitude des paramètres du modèle érosion HSPF.

	KRER	JRER	AFFIX	COVER	KSER	JSER
Ecart-type	0,0035	0,0221	0,0039	0,0212	0,1971	0,0178
Coef variation (%)	5,8	1,5	13,1	3,4	4,3	0,7
Matrice de corrélation						
KRER	1	0,23	0,50	0,18	-0,53	-0,53
JRER		1	-0,04	-0,48	-0,12	0,00
AFFIX			1	-0,39	-0,27	-0,21
COVER				1	-0,17	-0,21
KSER					1	0,66
JSER						1
MPI	$5,19 \times 10^{-2}$					

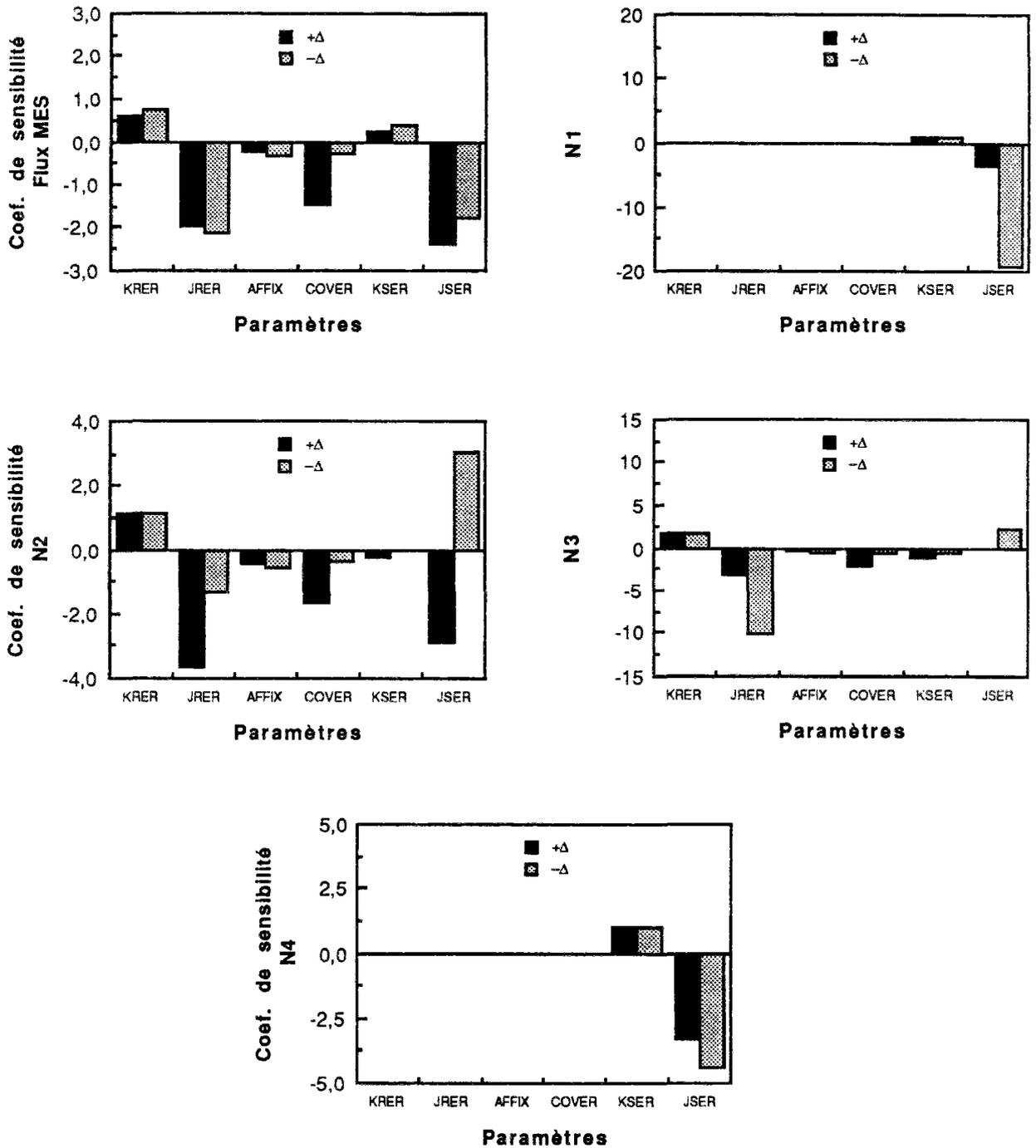
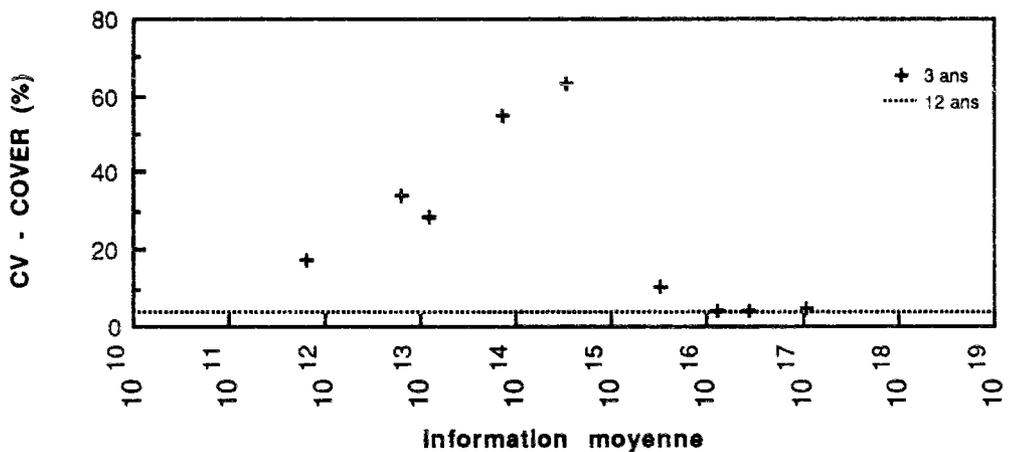
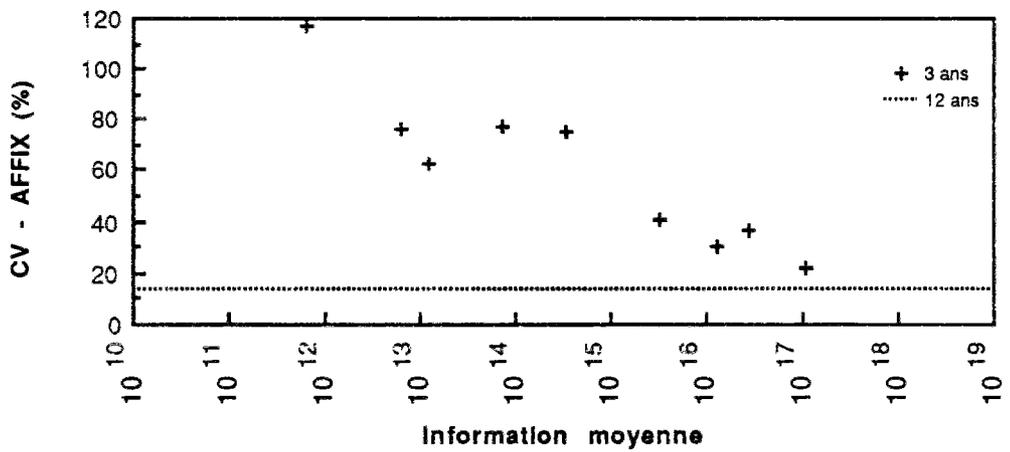
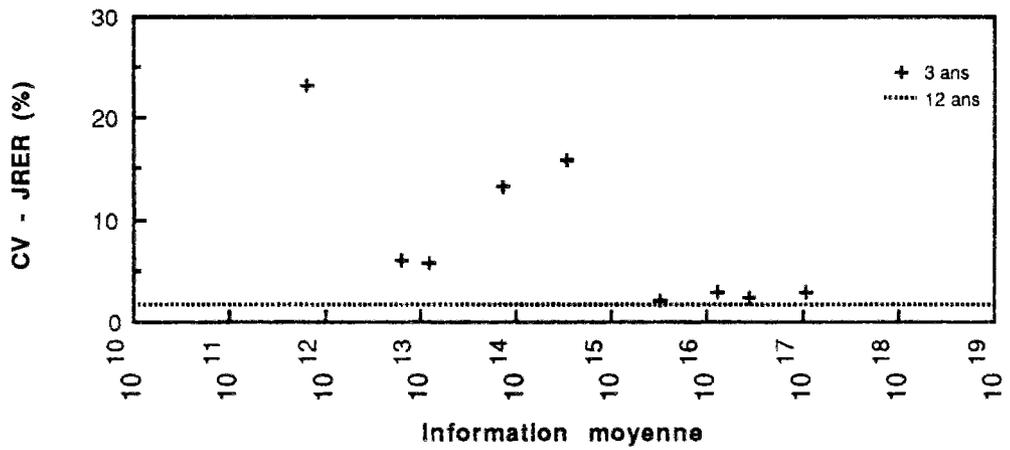
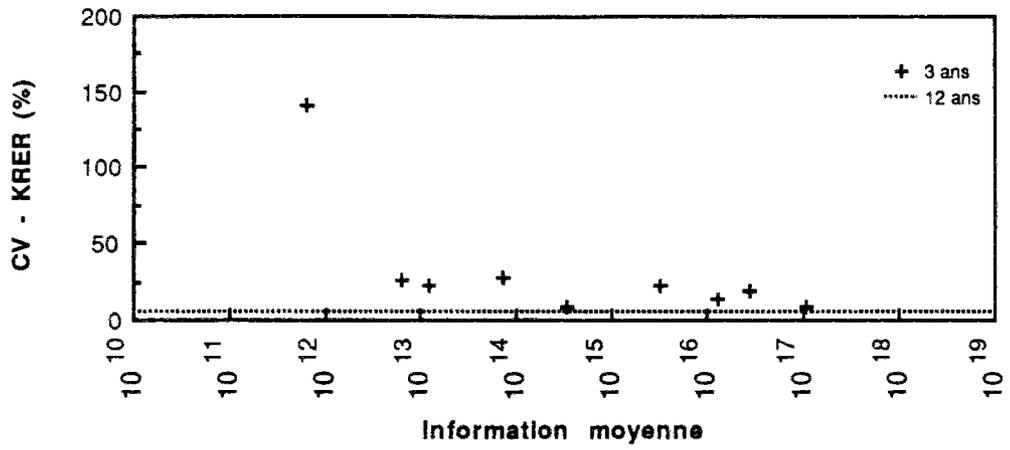


Figure 11.22 : Coefficients de sensibilité du modèle érosion HSPF.

A la vue des résultats il semble que la mauvaise qualité de l'ajustement du modèle érosion soit en partie expliquée par l'information utilisée pour caler les paramètres. Notre expérience de l'application du modèle HSPF à un bassin à très faible taux d'érosion indique donc le besoin d'au moins trois années de données pour caler les paramètres du modèle. Il convient par ailleurs de rappeler que cette condition n'est pas une assurance d'une bonne qualité de la simulation.



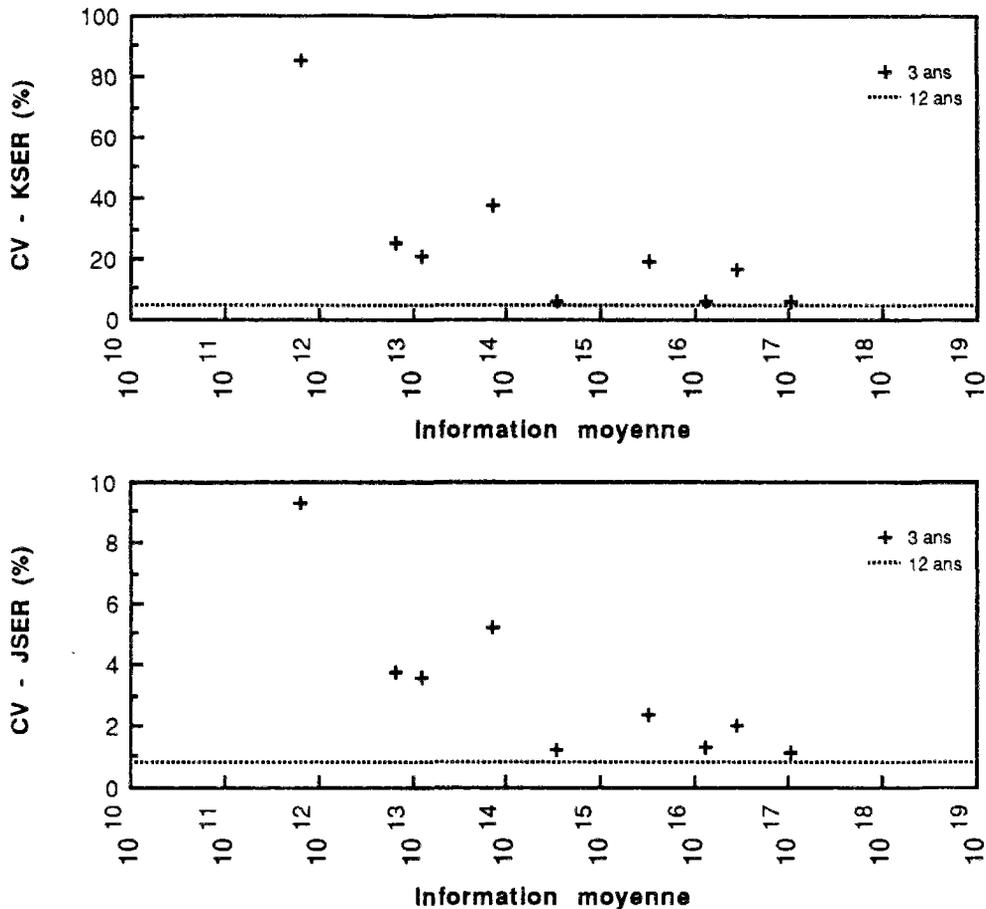


Figure 11.23 : Coefficients de variation des paramètres du modèle érosion HSPF en fonction de l'information des données.

11.3.3 - Modèle azote

11.3.3.1 - Analyse de la qualité de l'ajustement

Les chroniques des concentrations et des flux de nitrates observés et simulés à l'exutoire du bassin de Mélarchez au pas de temps mensuel sont présentées dans la figures 11.24, alors que les concentrations et les flux au pas de temps journalier sont présentés dans les figures B3.1 et B3.2, respectivement (pages 84 et 91 des annexes).

La même difficulté de simulation des fortes concentrations durant l'hiver 76/77 rencontrée avec le modèle CB se fait également sentir avec le modèle HSPF. Comme le modèle a été calé avec l'année 1977, l'ajustement des constantes de réaction afin d'augmenter le stock d'azote nitrique dans le sol et de pouvoir ainsi représenter les fortes concentrations du début de l'année va provoquer une tendance à la surestimation de la concentration en nitrates pendant l'hiver et le printemps des autres années et plus particulièrement pendant les mois de mars et avril. Ce fait est bien mis en évidence dans les figures 11.24 et B3.5 (page 92 des annexes).

Une des raisons de la mauvaise simulation des concentrations en nitrates pendant l'hiver 76/77 résulte du fait que le modèle suppose un arrêt de la minéralisation quand le sol devient sec. Or, la faible pluviosité de l'année 76 a provoqué la vidange complète du réservoir supérieur et par conséquent a empêché l'augmentation du stock d'azote nitrique dans ce réservoir.

Un autre point important à remarquer est l'influence du calage du modèle hydrologique sur la qualité de la simulation du modèle azote. Comme nous l'avons déjà indiqué, la capacité nominale du réservoir supérieur (*UZSN*) a due être réajustée pendant le calage du modèle azote. L'augmentation de *UZSN* a permis de régulariser les amplitudes des variations des concentrations de l'écoulement moyen. Ici, une fois de plus, la simulation des stocks d'eau par le

modèle hydrologique et par voie de conséquence les différents cheminements de l'eau dans le bassin versant ont une influence majeure sur la simulation de la qualité de l'eau.

Quant à la simulation des flux journaliers de nitrates on assiste à une sous-estimation presque systématique des pointes, ce qui est la conséquence de la juxtaposition des sous-estimations des débits et des concentrations de nitrates pour des valeurs élevées de ces variables. Cet effet est bien illustré par la figure B3.4 (page 92 des annexes) où on constate l'hétérocédasticité de la variance. La figure B3.3 (page 92 des annexes) nous indique une très forte autocorrélation des écarts avec une surestimation sur les hautes eaux et une sous-estimation sur les basses eaux.

En ce qui concerne la distribution statistique des concentrations observées et simulées, en dépit d'une meilleure simulation du modèle HSPF par rapport le modèle CB, on remarque un écart important pour les fortes concentrations comme l'illustre la figure B3.6 (page 93 des annexes).

La figure 11.25 résume les résultats du coefficient d'efficacité pour la simulation des concentrations et des flux de nitrates au pas de temps journalier et mensuel. Les traits continu et pointillé indiquent respectivement la moyenne arithmétique du coefficient d'efficacité annuels pour le pas de temps journalier et mensuel.

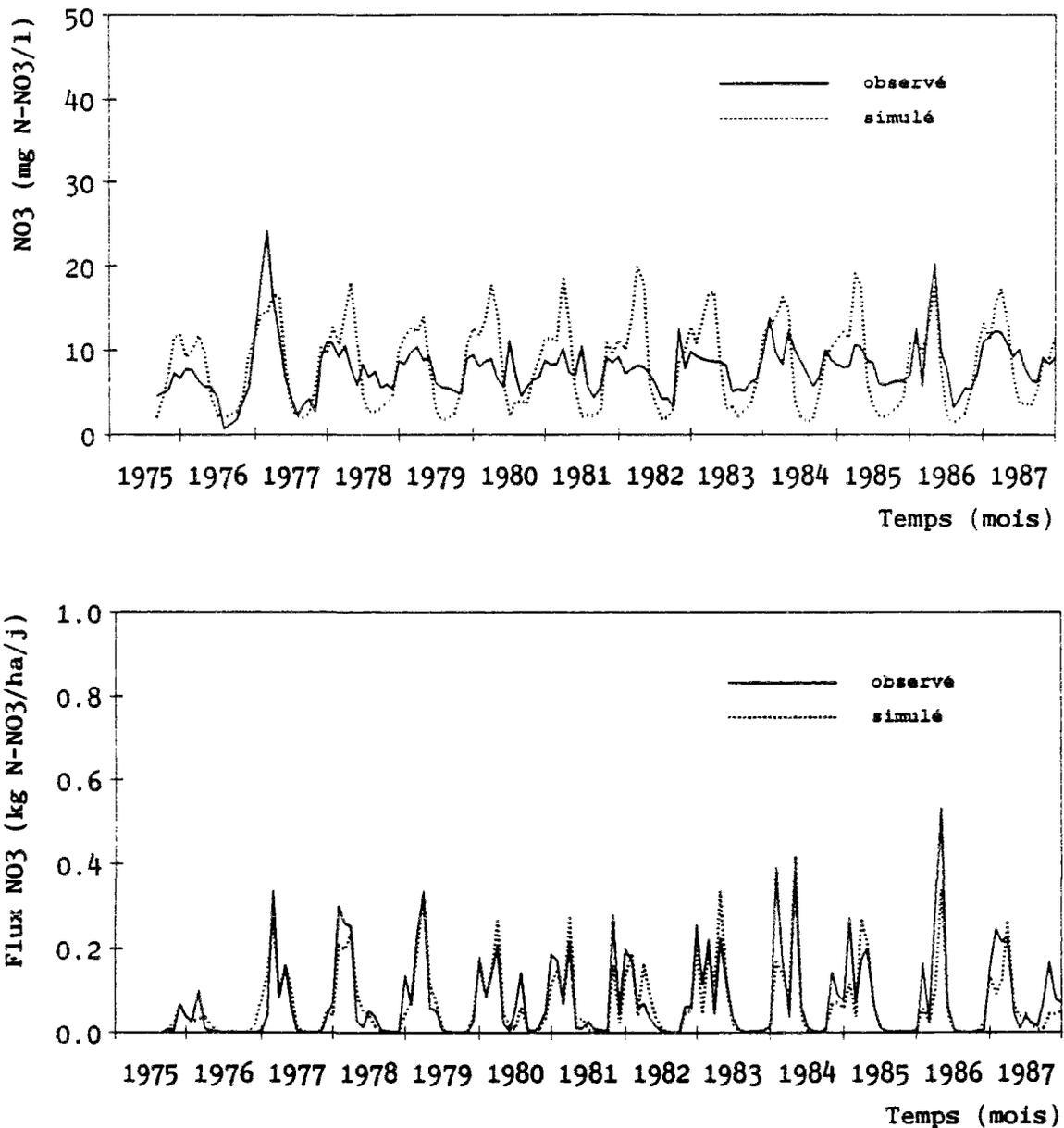


Figure 11.24 : Concentrations (fig. supérieure) et flux (fig. inférieure) moyens mensuels des nitrates observés et simulés à Mélarchez par le modèle HSPF.

Les valeurs des coefficients d'efficacité pour les concentrations nous indiquent la mauvaise qualité de simulation, qu'elle soit au pas de temps journalier ou au pas de temps mensuel et pourtant un jugement qualitatif des graphiques de chroniques pourrait qualifier la simulation de raisonnable. Le coefficient d'efficacité semble donc un bon critère numérique pour évaluer le modèle azote car il pénalise sévèrement la simulation de la concentration des nitrates.

Comme le coefficient d'efficacité revient à comparer les résultats de la simulation avec un simple modèle dont la réponse serait constante et égale à la moyenne des valeurs observées, plus l'évolution des concentrations observées est uniforme plus le modèle simple a des chances d'être plus proche des valeurs observées. Dans le cas du bassin de Mélarchez, à l'exception des années 1977 et 1986 où le modèle HSPF a été plus performant que le modèle à concentration constante, on observe une faible variabilité des concentrations tout au long de l'année.

Cette monotonie de concentrations en nitrates (coefficient de variation des concentrations journalières en nitrates $\cong 50\%$) fera que la variabilité des flux sera donc, dans sa plus grande partie, expliquée par les débits. Comme la variabilité des débits et par conséquent celle des flux (coefficient de variation des débits journaliers $\cong 235\%$) est relativement importante on pouvait donc espérer avoir une qualité de la simulation des flux de nitrates par le modèle HSPF beaucoup plus performante qu'avec un modèle à flux constant comme nous le pouvons constater dans la figure 11.25.

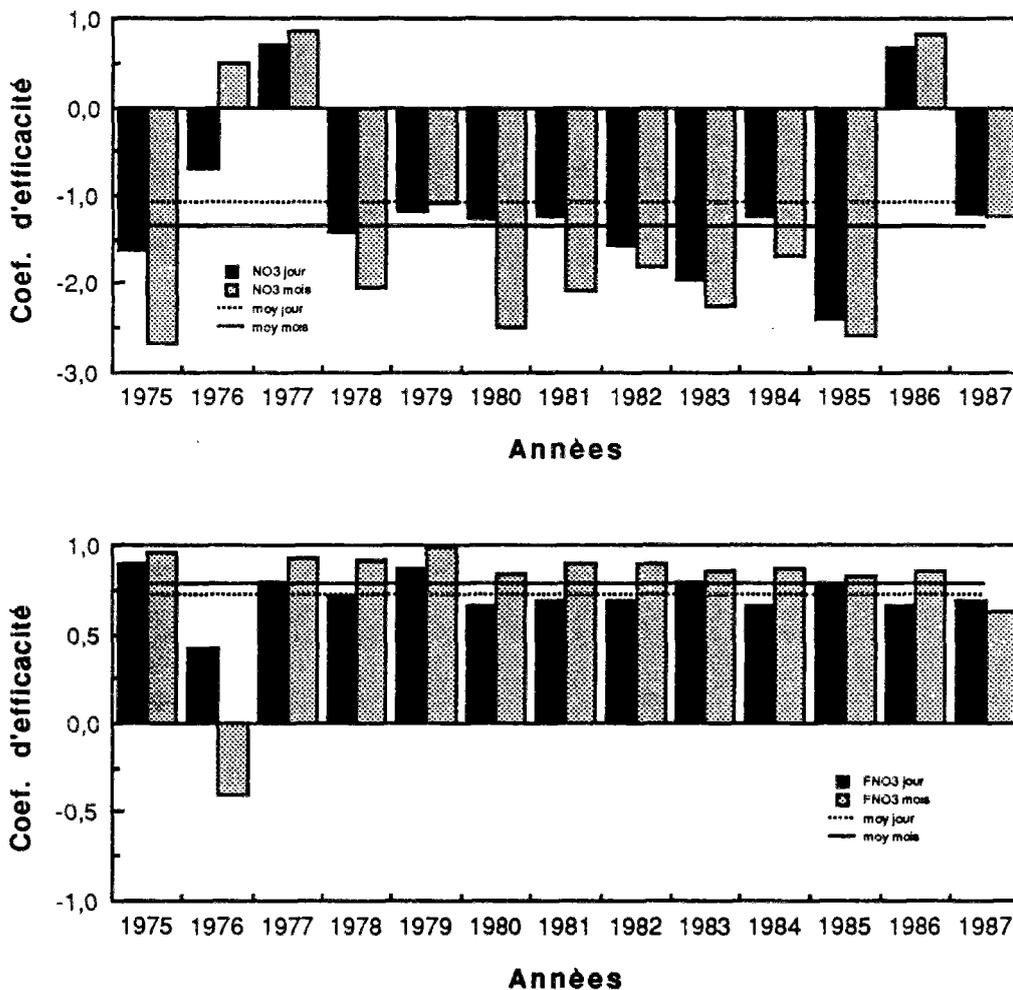


Figure 11.25 : Coefficients d'efficacité pour la simulation des concentrations (fig. supérieure) et des flux (fig. inférieure) des nitrates observés et simulés à Mélarchez par le modèle HSPF.

11.3.3.2 - Analyse des incertitudes

Analyse de sensibilité

Nous avons analysé la sensibilité du flux moyen annuel de nitrates et des concentrations en nitrates de cinq événements, les mêmes utilisés pour l'analyse de sensibilité du modèle CB. La figure 11.26 présente les coefficients de sensibilité de ces six variables par rapport aux paramètres du modèle azote.

On peut remarquer que c'est la constante de minéralisation de l'azote organique le paramètre ayant l'influence la plus importante qu'il s'agisse des flux ou des concentrations en nitrates. Par conséquent, le fait de stopper la minéralisation dans un réservoir, en particulier le réservoir supérieur, au moment où il est vide aura donc un impact majeur sur la réponse du modèle, notamment après de longues périodes d'étiage.

Comme on pouvait le présumer d'après la structure du modèle, la constante d'absorption de l'azote par les plantes a un effet plus important sur les concentrations en nitrates pendant le printemps comme l'illustre l'événement N5 sur la figure 11.26.

A ces considérations s'ajoute l'influence des paramètres de retardement de la fonction de transfert du modèle azote, tout particulièrement ceux des réservoirs supérieur (*ULPF*) et inférieur (*LLPF*). Ceci explique les résultats obtenus pendant le calage avec l'augmentation de la capacité nominale du réservoir supérieur (*UZSN*).

Analyse de l'incertitude dans la détermination des paramètres

Le calcul de la matrice de variance-covariance, décrit dans le paragraphe 9.5.3, conduit aux résultats indiqués dans le tableau 11.7. Le coefficient de retardement du réservoir superficiel (*SLMPF*) a été exclu de cette analyse en raison de son influence négligeable sur les variables de sortie du modèle.

Les coefficients de variation indiquent que les constantes de réaction *KADAM* (adsorption de l'ammonium), *KDNI* (dénitrification), *KDSAM* (désorption de l'ammonium), *KIMNI* (immobilisation des nitrates) et *KNI* (nitrification de l'ammonium) sont mal connues. Autrement dit, l'information contenue dans les séries des concentrations en nitrates à l'exutoire du bassin n'est pas suffisante pour les identifier. Cette observation met en question le réel besoin de l'introduction de ces paramètres pour la simulation de la concentration en nitrates à l'exutoire d'un bassin versant.

Par ailleurs, la matrice de corrélation montre que ces paramètres ont aussi une interaction non négligeable entre eux et avec les autres paramètres du modèle. Ceci conduit à une valeur très réduite du MPI, de l'ordre de 10^{-5} .

Pour ce qui concerne la relation entre l'information contenue dans les données et la précision des paramètres, nous pouvons remarquer sur la figure 11.27 qu'à Mélarchez, c'est à partir d'une information moyenne de l'ordre de 10^9 que le gain en précision des paramètres devient négligeable avec l'introduction d'information supplémentaire. Ce seuil peut être atteint avec deux années de données, mais ce n'est qu'à partir de trois ans que la probabilité de dépasser ce seuil devient importante.

Tableau 11.7 : Résultats de l'analyse de l'incertitude des paramètres du modèle azote HSPF.

	KADAM	KAM	KDNI	KDSAM	KIMNI	KNI	KLPN	LLPF	ULPF
Ecart-type	1,21	0,0009	0,05	1,35	0,032	0,259	0,044	1,54	1,48
Coef. variation (%)	606	30,8	253	675	63,8	104	19,9	38,5	39,5
Matrice de corrélation									
KADAM	1	-0,04	0,12	0,77	-0,20	0,34	-0,11	0,10	-0,66
KAM		1	-0,08	-0,15	0,59	-0,63	-0,23	0,30	0,09
KDNI			1	-0,13	-0,51	-0,07	0,47	-0,73	-0,29
KDSAM				1	0,14	0,51	-0,17	0,05	-0,36
KIMNI					1	-0,18	-0,12	0,12	0,46
KNI						1	0,45	-0,32	-0,48
KLPN							1	-0,70	-0,10
LLPF								1	-0,07
ULPF									1
MPI	2,19 10^{-5}								

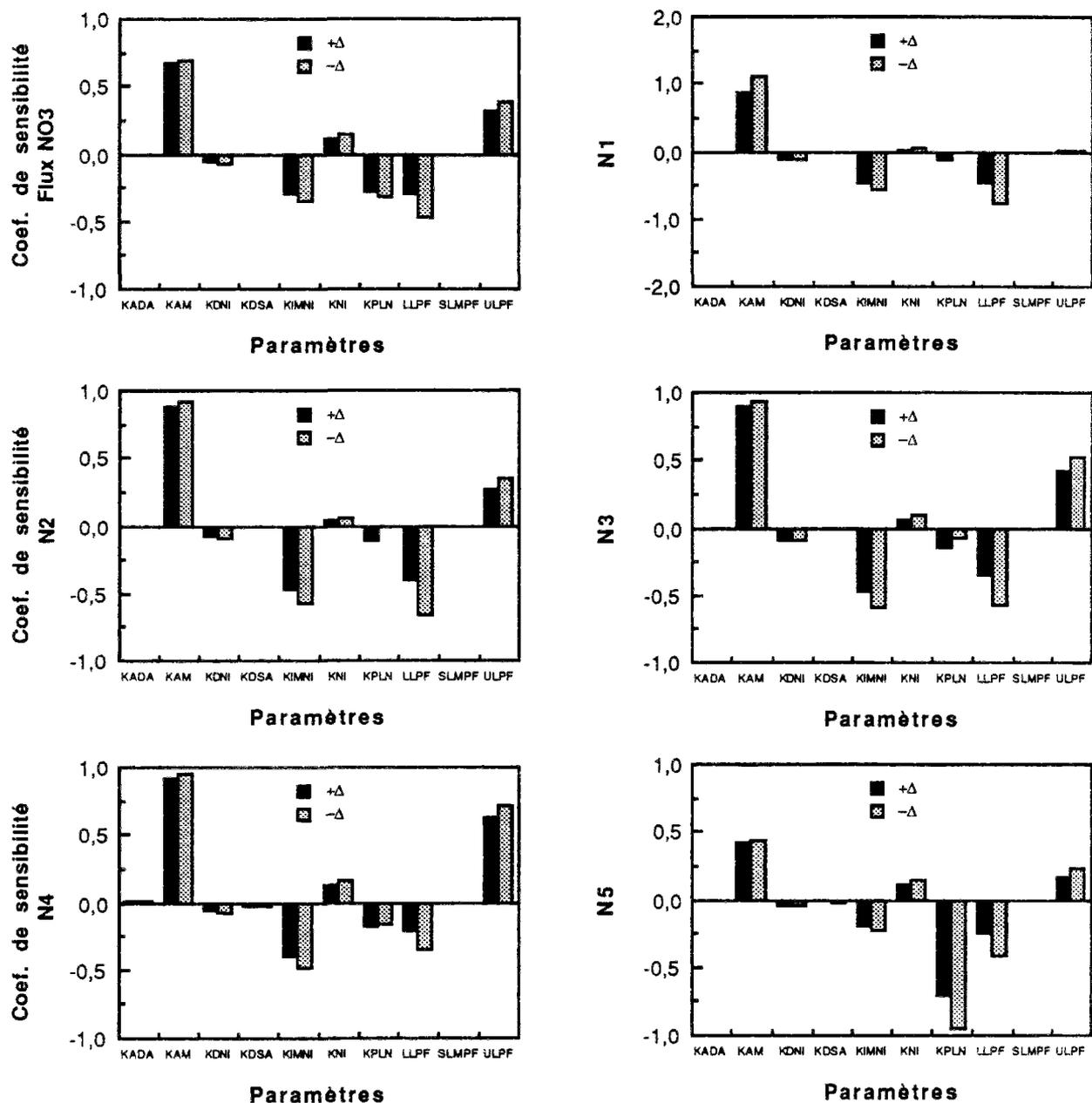
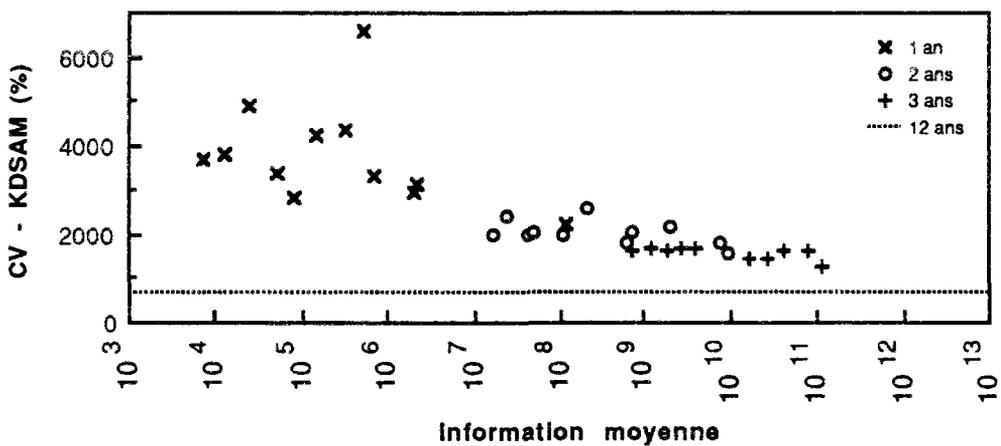
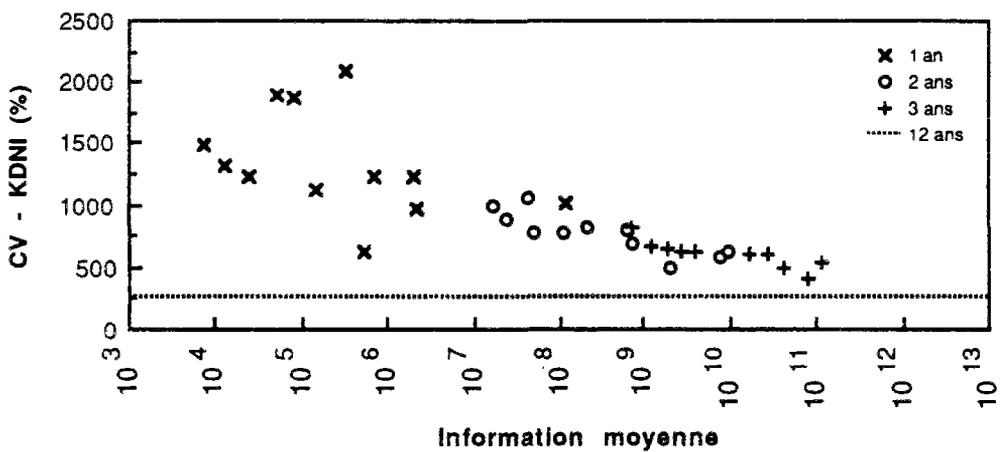
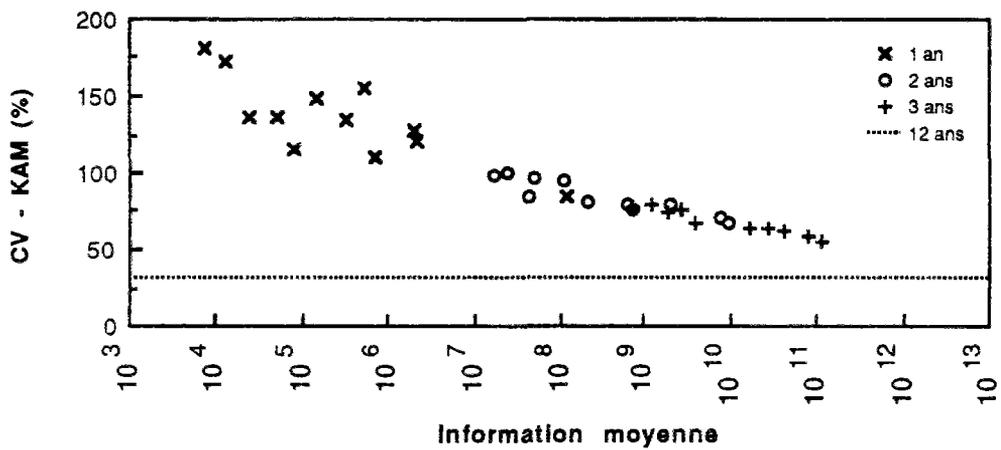
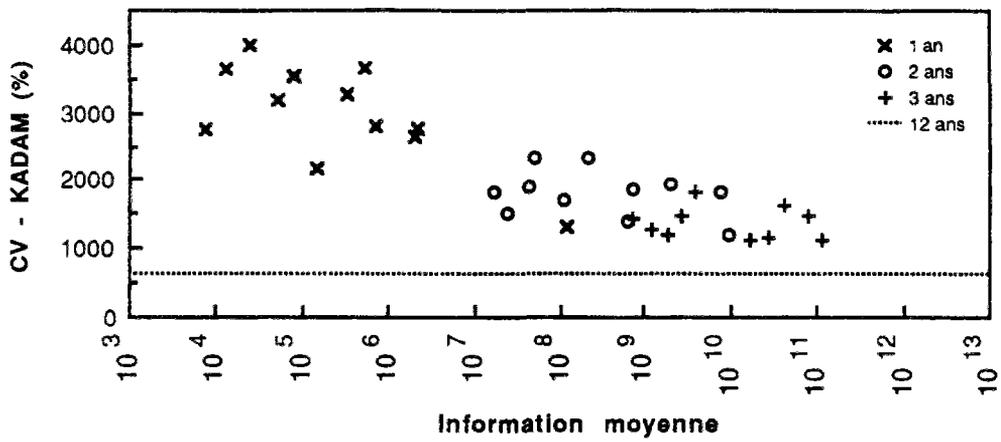


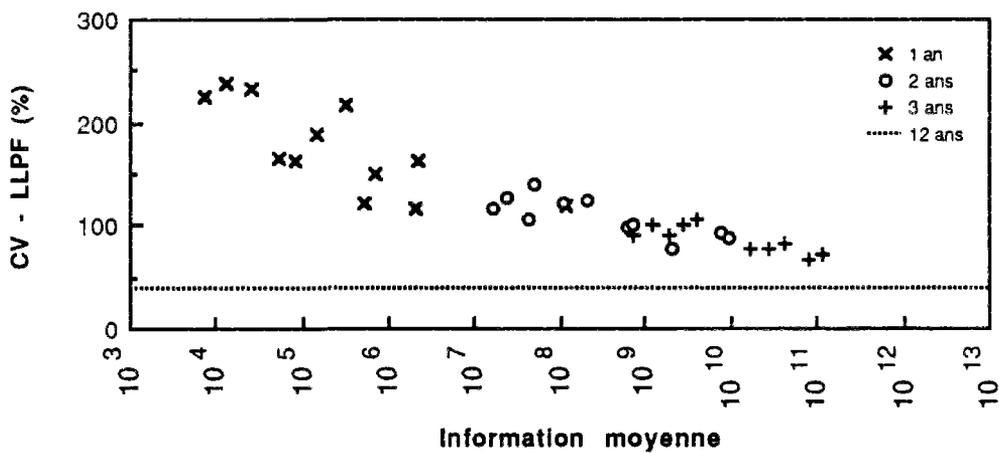
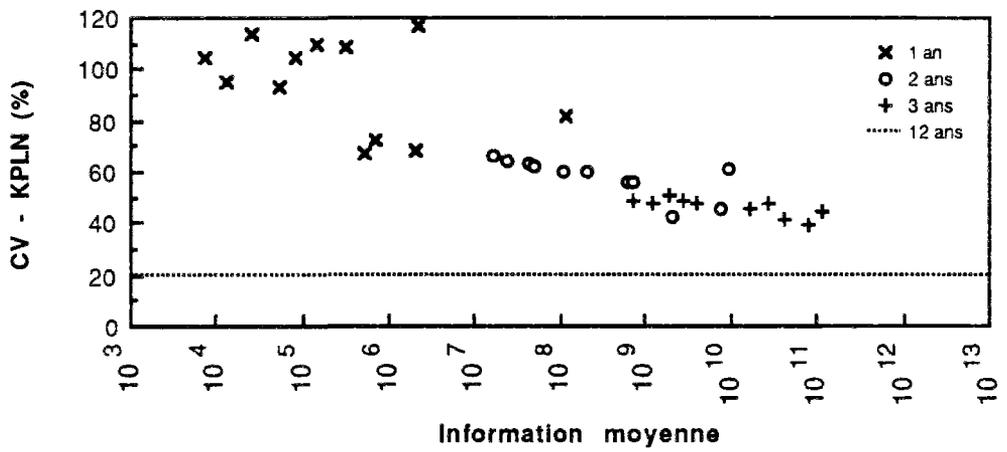
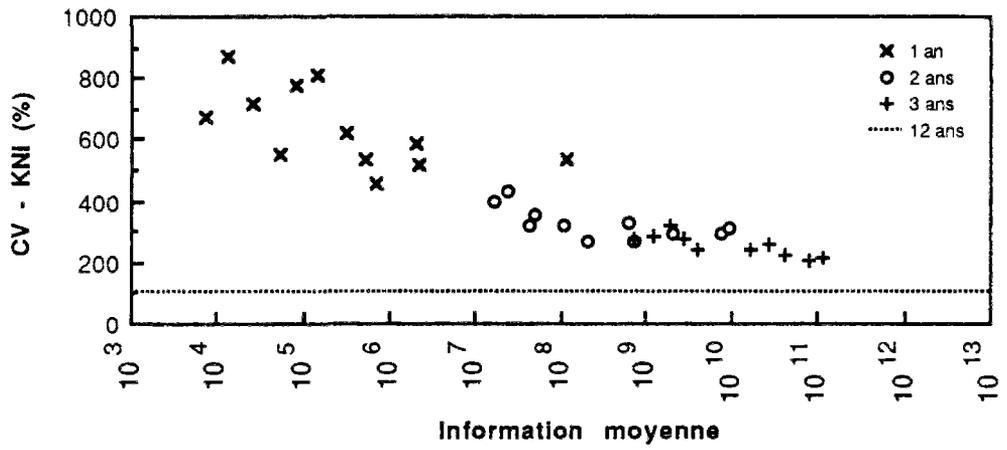
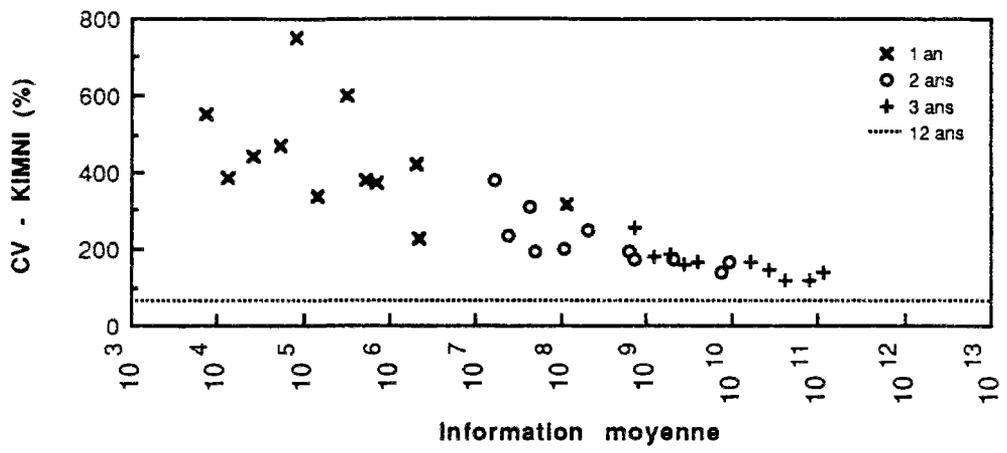
Figure 11.26 : Coefficients de sensibilité du modèle azote HSPF.

11.3.4 - Modèle phosphore

11.3.4.1 - Analyse de la qualité de l'ajustement

Les chroniques des concentrations et des flux du phosphore dissous observées et simulées à l'exutoire du bassin de Mélarchez au pas de temps mensuel sont présentées dans la figure 11.28 et celles des concentrations et des flux au pas de temps journalier dans les figures B4.1 et B4.2, respectivement (page 98 et 105 des annexes).





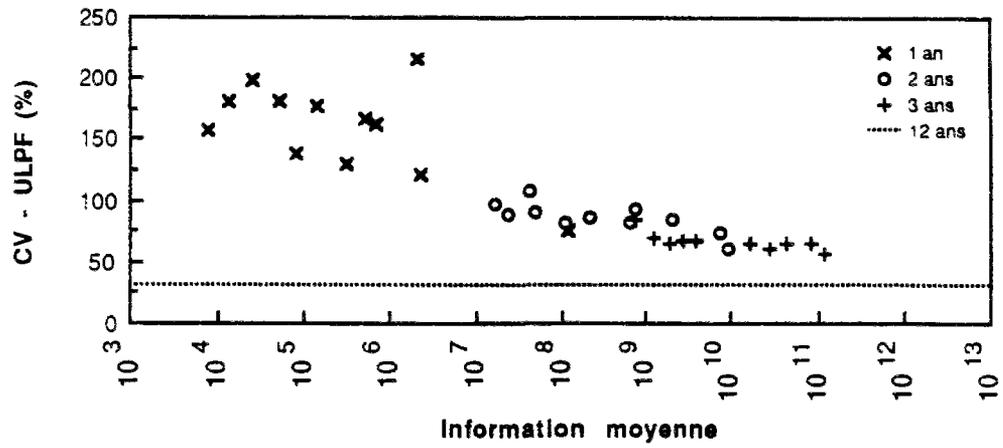


Figure 11.27 : Coefficients de variation des paramètres du modèle azote HSPF en fonction de l'information moyenne des données.

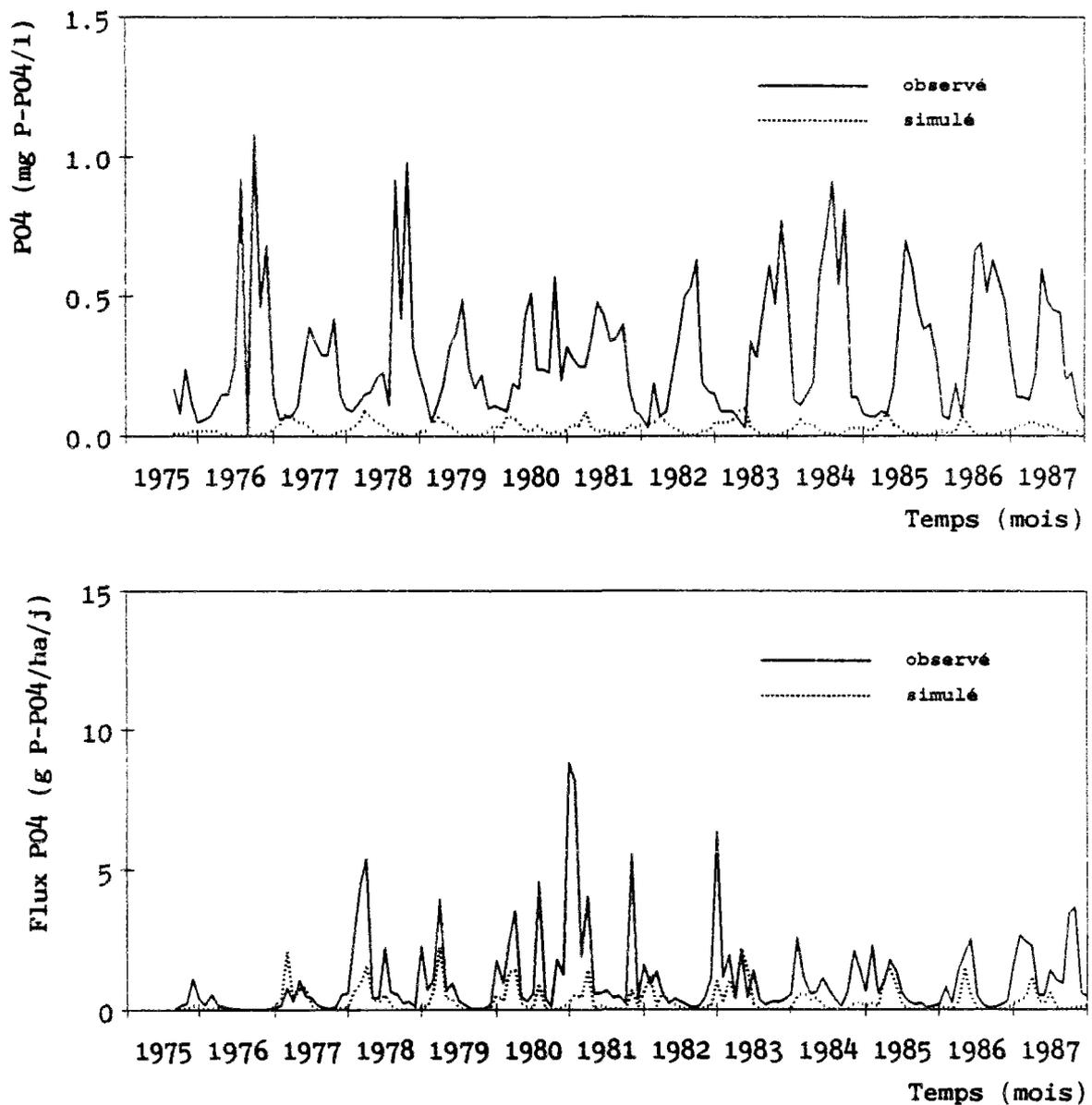


Figure 11.28 : Concentrations (fig. supérieure) et flux (fig. inférieure) moyens mensuels du phosphore dissous observés et simulés à Mélarchez par le modèle HSPF.

L'analyse globale des chroniques nous indique une qualité de la simulation très médiocre des concentrations ou des flux du phosphore dissous, au pas de temps journalier comme mensuel. On peut remarquer que la simulation des concentrations pour les périodes de hautes eaux peut être considérée comme raisonnable bien qu'elle reste aussi tributaire de la bonne représentation des écoulements par le modèle hydrologique. C'est notamment le cas des écoulements survenus après la période estivale. Pour ces événements (*e.g.*, reprise des écoulements pendant l'hiver 84/85) le réservoir inférieur est relativement vide et par conséquent la capacité d'infiltration est élevée. L'écoulement à l'exutoire sera donc composé dans sa presque totalité par l'écoulement souterrain avec une très faible concentration en phosphore.

Malgré une certaine cohérence dans la simulation des concentrations durant les hautes eaux, ceci ne suffit pas pour une bonne simulation des flux en phosphore dissous dont les valeurs simulées sont nettement sous-estimées par rapport aux valeurs observées.

Comme nous avons l'indiqué précédemment, outre les erreurs d'inadéquation du modèle et de détermination des paramètres, un autre type d'erreur vient s'ajouter. Il s'agit de la non représentativité des données par rapport aux phénomènes modélisés. Cela ne veut pas dire qu'il existe des erreurs de mesures ou un défaut du protocole d'échantillonnage, mais qu'il existe d'autres phénomènes, les sources ponctuelles en l'occurrence, pas prises en compte dans la modélisation qui introduisent un "bruit" dans les données. L'analyse de cette hypothèse a été présentée dans le paragraphe 10.3.4.

Tous les autres critères graphiques présentés dans les figures B4.3, B4.4, B4.5 et B4.6 (pages 106 à 107 des annexes) attestent aussi de la mauvaise qualité de la simulation.

Quant aux critères numériques, la figure 11.29 présente les résultats du coefficient d'efficacité pour les concentrations et les flux du phosphore dissous au pas de temps journalier et mensuel. Les traits continus et pointillés indiquent respectivement le coefficient d'efficacité moyen sur toute la période pour le pas de temps journalier et mensuel respectivement.

Comme on pouvait le prévoir à partir des critères graphiques, le coefficient d'efficacité pour la simulation des concentrations est nettement inférieur à 1. Cela veut dire qu'un modèle à concentration constante est plus performant que le modèle HSPF. Les résultats s'améliorent un peu pour les flux mais restent encore assez mauvais.

11.3.4.2 - Analyse des Incertitudes

Analyse de sensibilité

L'analyse de sensibilité s'est portée sur le flux moyen annuel et sur la concentration des cinq événements, les mêmes utilisés pour l'analyse de sensibilité du modèle phosphore CB et des modèles azote. La figure 11.30 présente les coefficients de sensibilité de ces six variables par rapport aux paramètres du modèle phosphore.

Il apparaît que ce sont les constantes des réactions responsables de l'équilibre entre le phosphore adsorbé et le phosphore dissous dans l'eau du sol, qui ont l'effet le plus important sur les variables étudiées. Cette influence s'accroît au fur et à mesure que le délai entre l'événement et la dernière pluie avant l'événement augmente comme l'indiquent les événements N1 et N3.

Par ailleurs, les paramètres de la fonction de transfert du modèle, *i.e.*, les coefficients de retardement du réservoir superficiel et inférieur peuvent aussi avoir une influence sur la simulation d'autant plus importante que l'écoulement superficiel ou souterrain devient prépondérant par rapport aux autres écoulements. Il en résulte, comme d'ailleurs pour les autres modèles de qualité de l'eau, que la simulation hydrologique, notamment le partage des écoulements aura une action certaine sur la réponse du modèle phosphore.

Analyse de l'incertitude dans la détermination des paramètres

Le tableau 11.8, obtenu à partir du calcul de la matrice de variance-covariance, confirme d'une part que les paramètres sont mal connus et d'autre part que nous avons d'importantes interdépendances entre les paramètres les plus sensibles du modèle phosphore. Cette corrélation se traduit également par une valeur réduite du MPI, de l'ordre de 10^3 .

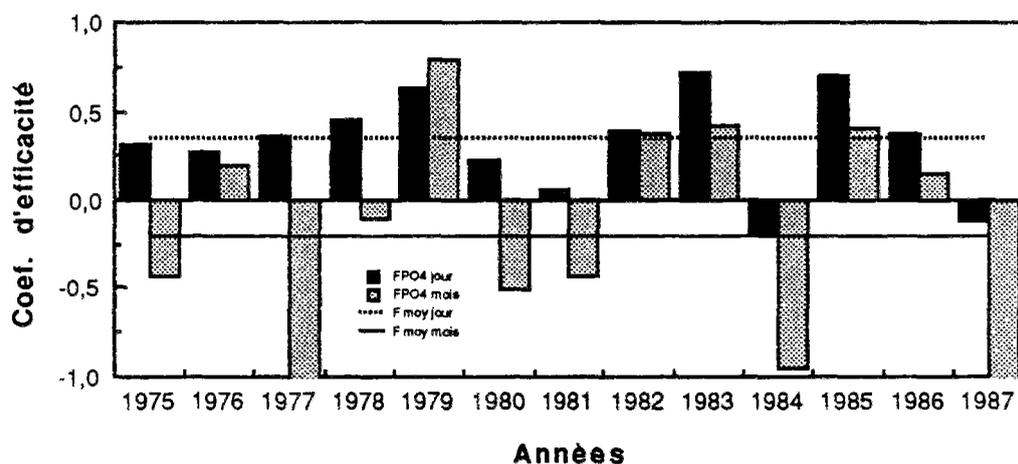
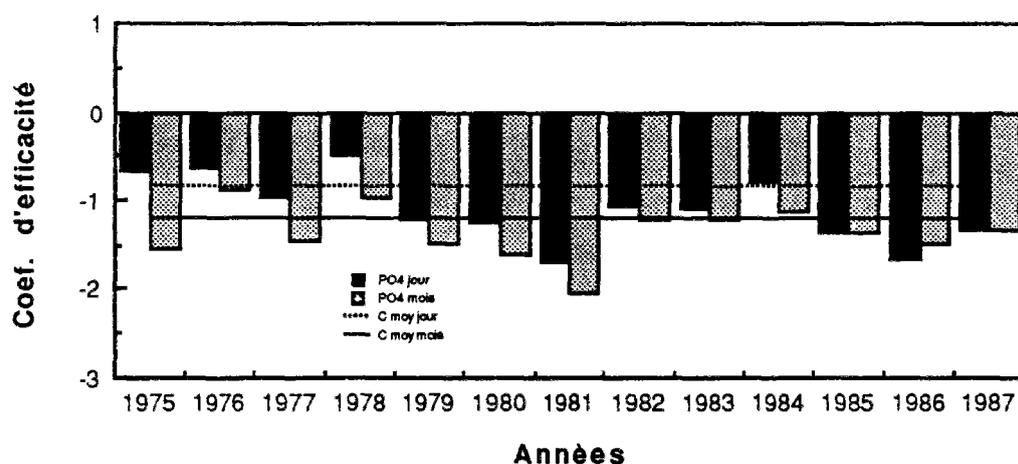


Figure 11.29 : Coefficients d'efficacité pour la simulation des concentrations et des flux du phosphore dissous à Mélarchez par le modèle HSPF.

Tableau 11.8 : Résultats de l'analyse de l'incertitude des paramètres du modèle phosphore HSPF.

	KADP	KDSP	KMP	KPLP	LLPF	SLMPF	ULPF
Ecart-type	3,26	0,0007	0,001	3,39	18,9	0,149	83,6
Coef. variation (%)	326	133	969	915	471	149	1670
Matrice de corrélation							
KADP	1	0,04	0,81	0,06	-0,83	0,07	0,03
KDSP		1	-0,19	0,03	0,25	0,91	-0,03
KMP			1	0,19	-0,65	-0,19	-0,35
KPLP				1	-0,13	0,02	-0,09
LLPF					1	0,12	-0,11
SLMPF						1	-0,04
ULPF							1
MPI	3,14 x 10⁻³						

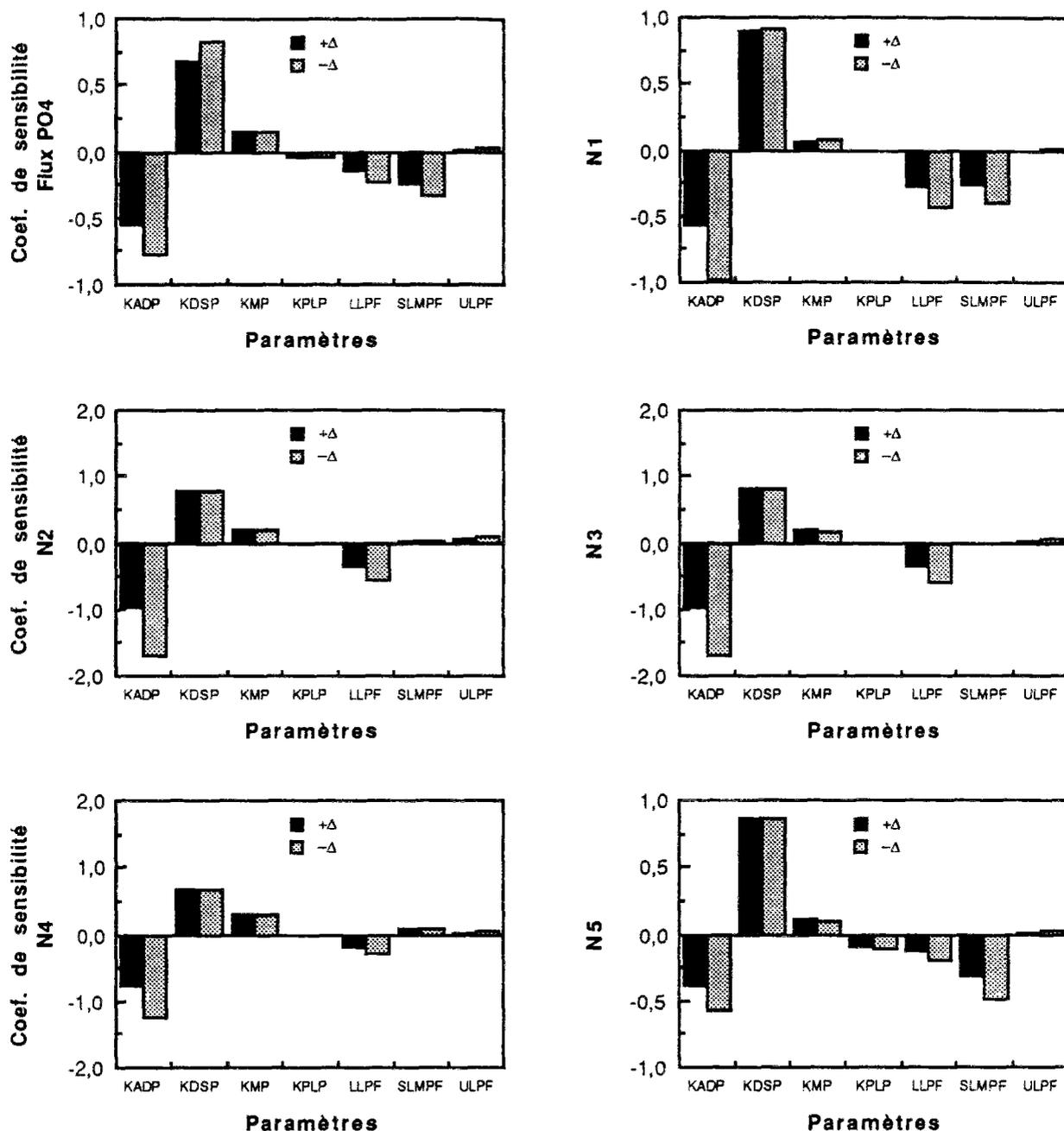
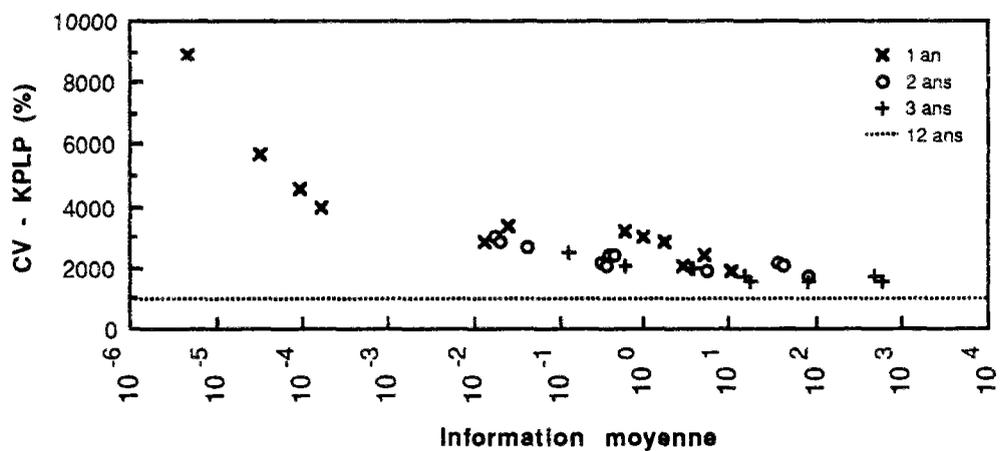
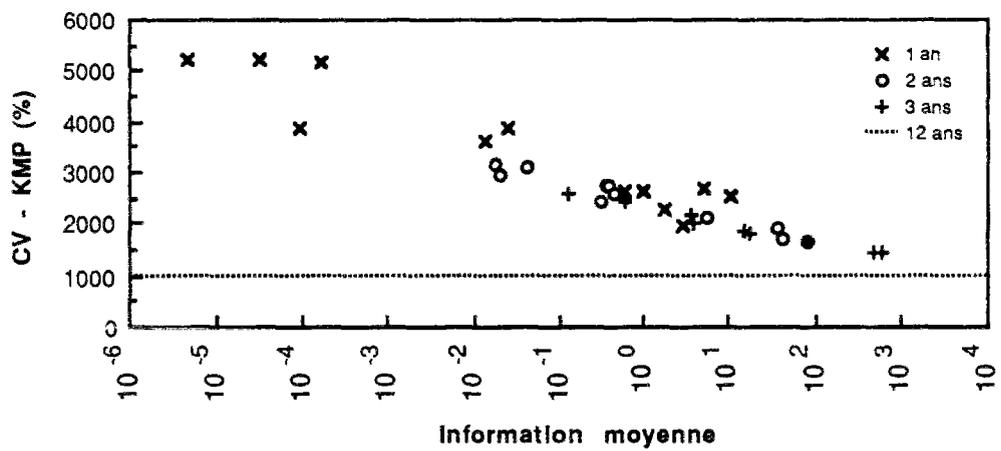
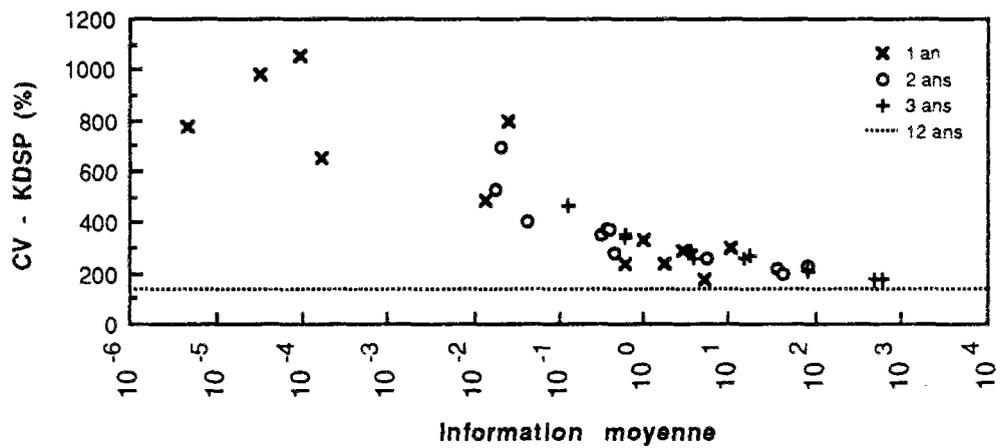
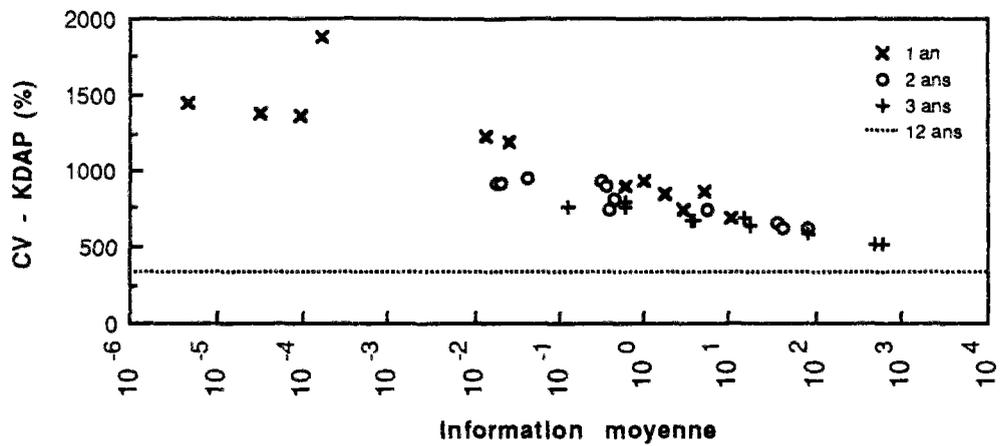


Figure 11.30 : Coefficients de sensibilité du modèle phosphore HSPF.

L'analyse de la relation entre l'information moyenne contenue dans les données et la précision des paramètres, illustrée dans la figure 11.31, montre un niveau en général très faible d'information par rapport aux paramètres du modèle, ceci expliquant la très faible précision des paramètres. Deuxièmement, à partir d'une information moyenne de l'ordre de 10^1 peu d'améliorations dans la précision des paramètres sont obtenues avec l'introduction d'information supplémentaire. Ce seuil est normalement franchi avec trois ans de données.

A partir des résultats précédents on peut dire que indépendamment de l'inadéquation du modèle lui-même, l'erreur de la simulation due à la détermination des paramètres avec l'échantillon des données de calage peut être non négligeable avec une seule année de données.



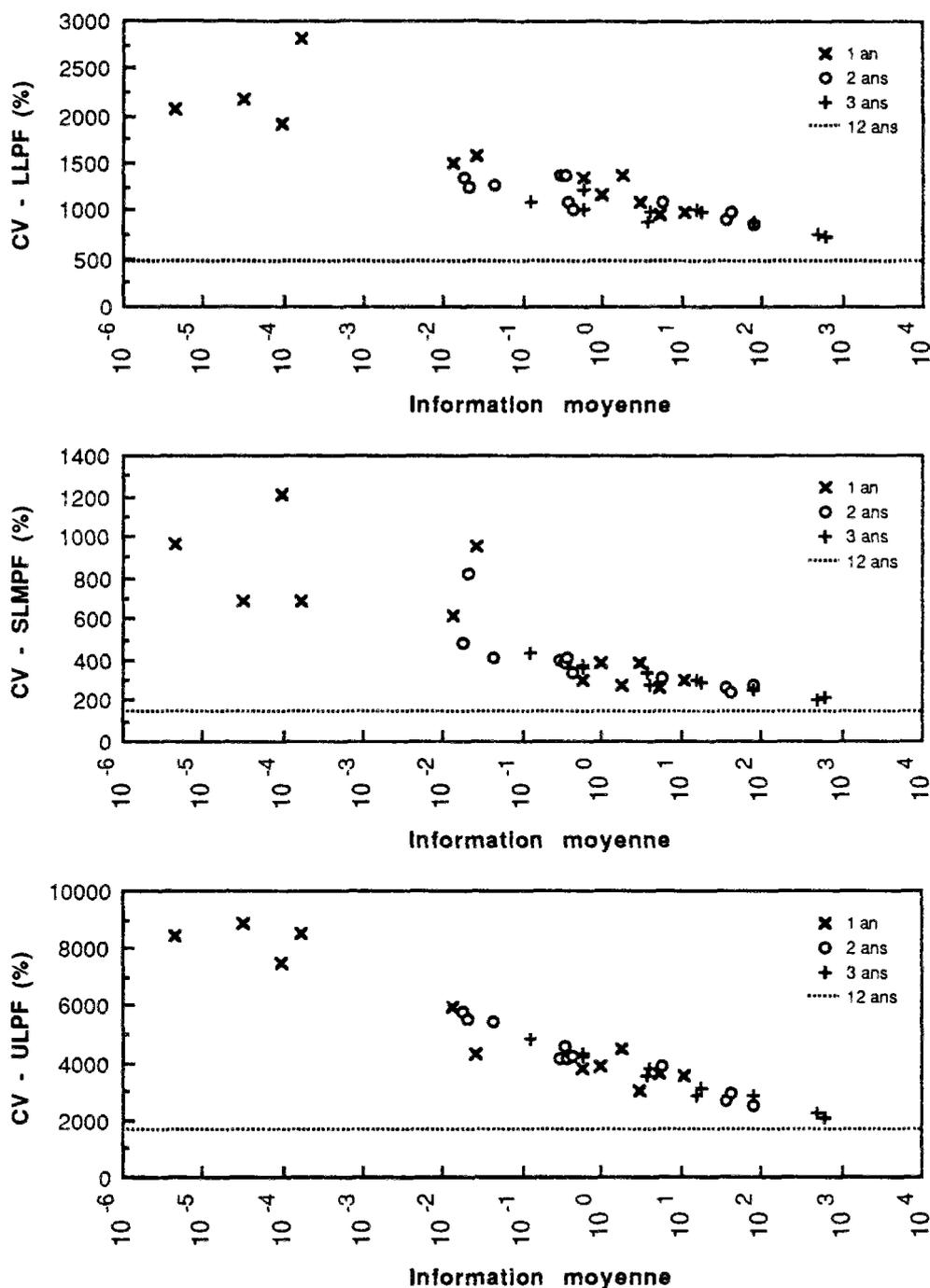


Figure 11.31 : Coefficients de variation des paramètres du modèle phosphore HSPF en fonction de l'information moyenne des données.

11.4 - CONCLUSION

Le modèle HSPF est actuellement le modèle conceptuel décrivant le plus grand nombre de processus mis en jeu dans le transport des polluants diffus d'origine agricole dans un bassin versant. Il synthétise les efforts de modélisation des 20 dernières années de *U.S. Environmental Protection Agency* dans le domaine de la PDOA. Nous avons appliqué le modèle HSPF pour simuler les débits et les concentrations et flux de matières en suspension, de nitrates et de phosphore dissous à l'exutoire du bassin versant de Mélarchez.

La richesse des processus représentés dans le modèle HSPF va de pair avec le nombre des paramètres à estimer. L'évaluation première des valeurs des paramètres a été réalisée en suivant les directives proposées par les auteurs. Les résultats peu concluants obtenus par cette procédure nous ont conduit à calibrer manuellement les paramètres les plus sensibles. Cette tâche a été très difficile d'une part en raison du nombre des paramètres existants et d'autre part en raison de leur interdépendance.

Les résultats de la simulation des débits à l'exutoire sont très raisonnables et la qualité de l'ajustement est comparable à celle obtenue avec le modèle CB. Toutefois, le modèle HSPF présente les mêmes défauts que le modèle CB, c'est-à-dire, des difficultés pour simuler certaines crues isolées de printemps et d'été et la reprise des écoulements après une période d'étiage prolongée. Par ailleurs, la structure des réservoirs du modèle, tout particulièrement l'existence du réservoir inférieur en "cul de sac", nous laisse peu de marge pour modifier la distribution entre les différents types d'écoulements sans dégrader substantiellement la simulation des débits à l'exutoire.

L'analyse de sensibilité des paramètres du modèle hydrologique met en évidence l'importance de l'écoulement souterrain non seulement sur le débit annuel mais aussi à l'échelle de l'averse. Ceci indique qu'une fraction importante des écoulements transite par le réservoir souterrain. Ce comportement du modèle hydrologique aura donc un impact considérable dans la simulation de la qualité de l'eau.

L'analyse des incertitudes des paramètres du modèle hydrologique indique qu'il sont identifiables avec une bonne précision autour des valeurs optimales obtenues par calibration. Par contre, on observe une importante dépendance entre les paramètres qui explique en partie des difficultés lors de la phase de calibration. Comme pour le modèle CB, il semble qu'à partir de trois années de données peu d'information supplémentaire soit apportée par l'augmentation de l'échantillon de calibration.

La qualité de la simulation des concentrations de matières en suspension ainsi que des flux à l'exutoire du bassin de Mélarchez est assez médiocre. Ces résultats sont d'une part, dûs à l'utilisation d'une seule année comme échantillon de calibration et d'autre part, à une forte dépendance du modèle érosion à la décomposition des écoulements dont la distribution n'était pas modifiable de par la structure du modèle hydrologique.

L'analyse de l'incertitude des paramètres du modèle érosion indique que ce n'est qu'à partir de trois années de données qu'on atteint un niveau d'information minimal capable d'identifier des paramètres. Ces résultats justifient en partie la qualité de la simulation du modèle HSPF notamment par rapport à celle obtenue avec le modèle CB qui, pour la simulation des flux de MES, a été nettement supérieure.

La structure réaménagée des réservoirs du modèle de transport de solutés HSPF (par rapport à celle du modèle hydrologique) montre comment une représentation du cycle de l'eau par un modèle hydrologique pluie-débit n'est pas forcément la structure la mieux adaptée à la simulation du transport des polluants.

La simulation des nitrates tend à surestimer les concentrations pendant les périodes de fort lessivage. Ce comportement systématique du modèle est dû principalement à la calibration du modèle sur une année exceptionnelle en terme de lessivage, ce qui a conduit à une augmentation de la constante de minéralisation afin d'accroître le stock d'azote pendant l'hiver 1977. Néanmoins, la performance des modèles HSPF et CB dans la simulation des flux de nitrates est comparable car la variabilité des flux est expliquée pour l'essentiel par les débits.

L'analyse de sensibilité des paramètres du modèle azote indique que les paramètres les plus sensibles sont ceux de la cinétique des processus de minéralisation-immobilisation. Les autres processus du cycle de l'azote simulés ont peu d'impact sur la concentration de nitrates à l'exutoire. Ce résultat est confirmé par l'analyse de l'incertitude des paramètres qui indique une faible précision des autres constantes de réaction et par conséquent une impossibilité de les estimer par calibration à partir de la série de données de concentration de nitrates à l'exutoire. Par ailleurs, comme pour le modèle CB, peu d'information supplémentaire susceptible d'identifier les paramètres est apportée à partir de trois années de données.

Notre objectif dans la simulation du phosphore avec le modèle HSPF a été de vérifier si la représentation exclusive du lessivage du phosphore de la solution du sol pouvait expliquer la variabilité des flux à l'exutoire de Mélarchez. Pour cela nous avons calibré le modèle uniquement avec la série des données de concentration de phosphore dissous pendant l'hiver et le printemps de 1977. Malgré une certaine cohérence dans la simulation des concentrations durant les hautes eaux, ceci ne suffit pas à une bonne simulation des flux en phosphore dissous dont les valeurs sont nettement sous-estimées par rapport aux valeurs observées.

L'analyse de sensibilité des paramètres montre que les réactions d'adsorption-désorption du phosphore ont le plus d'impact sur les concentrations et flux de phosphore dissous à l'exutoire. Malgré l'incertitude des paramètres due

à la mauvaise qualité de la simulation, on observe que l'incertitude diminue relativement peu avec l'augmentation de l'échantillon de calibration à partir de trois années de données.

12

COMPARAISON DES MÉTHODOLOGIES D'ÉTUDE DE LA POLLUTION DIFFUSE D'ORIGINE AGRICOLE ET RÉFLEXIONS SUR L'UTILITÉ DES MODELES MATHÉMATIQUES

12.1 - INTRODUCTION

Le modèle est indissociable de son objectif. Nous avons largement discuté ce principe au cours du chapitre 3. Dans ce contexte, l'objectif du modèle n'est pas simplement de décrire l'objet modélisé, il doit répondre aux différentes questions posés (*e.g.*, évaluation des flux, des risques liés aux pointes de concentrations, de l'impact du changement de pratiques agricoles, ...). C'est par rapport aux réponses qu'il apporte qu'il est important de le juger et non pas seulement sur la qualité de l'ajustement entre une variable simulée et sa valeur observée.

Dans cette perspective, l'objectif du présent chapitre est donc d'évaluer l'utilité des modèles mathématiques de simulation de la pollution diffuse d'origine agricole par rapport aux problèmes auxquels sont confrontés les gestionnaires et que nous avons décrits dans le chapitre 2. Nous nous intéresserons ici à comparer les différentes méthodologies d'aide à la gestion de la pollution agricole parmi lesquelles s'insèrent les modèles mathématiques. Il est difficile d'évaluer *a priori* les capacités des modèles. La comparaison avec d'autres techniques ayant le même objectif peut être beaucoup plus significative.

Nous rappelons les cinq principales questions auxquelles nous pensons que les modèles mathématiques peuvent contribuer à apporter des réponses : (1) calcul des flux polluants, (2) calcul du risque lié au dépassement d'une concentration, ; (3) détermination et quantification des sources de polluants, (4) description des mécanismes de transport des polluants, (5) estimation de l'impact des changements des pratiques agricoles sur la qualité de l'eau. Ce chapitre sera structuré en cinq sous-chapitres correspondant chacun à une des questions citées ci-dessus.

12.2 - CALCUL DES FLUX

Dans ce paragraphe nous allons comparer des différentes méthodes de calcul des flux polluants à l'exutoire d'un bassin versant en fonction de l'information disponible. Nous analyserons les cas des figures le plus souvent rencontrés, c'est-à-dire : (1) absence de données de concentrations et de débits, (2) absence de données de concentrations et données de débits en continu, (3) données ponctuelles de concentration et de débits et (4) données ponctuelles de concentrations et données de débits en continu. Nous signalons que notre objectif n'est pas de faire une analyse de l'incertitude de chacune des méthodes présentées mais de pouvoir situer les modèles mathématiques de simulation parmi d'autres méthodes que nous jugeons représentatives pour chacun des cas abordés.

12.2.1 - Matières en suspension

12.2.1.1 - Méthodes alternatives pour le calcul des flux de MES

Absence de données de débit et de concentration

Comme nous avons l'indiqué dans le paragraphe 10.3.2., le modèle basé sur l'équation universelle de perte des sols modifiée par Williams surestime fortement le flux de matières en suspension à l'exutoire du bassin versant de Mélarchez. Ainsi, ce type de formulation semble peu adapté à l'estimation des flux de MES, tout au moins sur des bassins à faible taux d'érosion comme c'est le cas du bassin versant de Mélarchez.

Malgré ce constat d'échec des modèles mathématiques de simulation indépendants de calage et applicables en théorie à des sites dépourvus de données de débits et de concentrations, nous présentons trois modèles statistiques : (1) équation de Fournier, (2) équation de Flaxman et (3) équation universelle de perte des sols USLE que nous avons présentée dans le chapitre 5. Le calcul à partir de ces trois formulations nous sera utile dans la comparaison des autres méthodes que nous décrirons par la suite.

Il convient de rappeler que les modèles statistiques ont été proposés pour estimer les flux moyens de sédiments sur plusieurs années et par conséquent il serait hasardeux de les appliquer à l'échelle d'une seule année. L'exemple 12.1 illustre le calcul des flux de MES à Mélarchez avec ces trois formulations et les résultats sont résumés dans le tableau 12.2.

On observe une surestimation importante des flux de MES sur 12 ans à Mélarchez et plus particulièrement ceux calculés par les formules américaines. Bogardi et *al.* (1986) ont observé également une surestimation du flux de sédiments calculés par la formule de Flaxman sur six bassins versants hongrois.

Absence de données de concentration et données de débit en continu

Par définition, le calcul des flux simplement à partir de débits nécessite qu'une relation entre ces deux variables existe et qu'elle soit générale, *i.e.*, "universelle" et donc applicable à un bassin versant quelconque.

Les deux relations le plus généralement répandues entre les flux moyens annuels de MES et les débits sont l'équation universelle de perte des sols modifiée (MUSLE) par Williams et la formule de Dendy et Bolton (1976) (voir paragraphe 5.4.1.5). Comme nous l'avons indiqué dans le paragraphe 10.3.2., la MUSLE surestime fortement les flux de MES à Mélarchez même utilisant les débits réellement observés.

La formule de Dendy et Bolton décrite dans le paragraphe 5.4.1.3, appliquée au bassin de Mélarchez surestime aussi fortement le flux moyen annuel de MES à Mélarchez (voir calcul pour Mélarchez dans l'exemple 12.1).

Le calcul du flux de MES à Mélarchez par des relations statistiques flux-débit dites "universelles" semble donc indiquer que ce type de formulation est inadapté à l'estimation des flux de matières en suspension tout au moins sur des bassins à faible taux d'érosion.

Exemple 12.1 : Calcul du flux moyen annuel de MES à l'exutoire du bassin de Mèlarchez par des modèles statistiques.

Fournier

Données :	Pluie moyenne annuelle (P)	750 mm
	Pluie mensuelle moyenne du mois le plus pluvieux (p)	73 mm
	Dénivelé moyen (H)	27 m ²
	Surface du bassin (A)	7 km ²

Le flux moyen annuel de MES est donné par l'équation 5.1 :

$$S = \frac{1}{36} \left(\frac{p^2}{P} \right)^{2,65} \left(\frac{H^2}{A} \right)^{0,46} = \frac{1}{36} \left(\frac{73^2}{750} \right)^{2,65} \left(\frac{27^2}{7} \right)^{0,46} = 41,3 \text{ t/km}^2/\text{an} = 413 \text{ kg/ha/an}$$

Flaxman

Données :	Pluie moyenne annuelle	750 mm (29,53 in)
	Température moyenne annuelle	10°C (50°F)
	Rapport entre pluie et température (x1)	0,5906
	Pente moyenne du bassin (x2)	1,245%
	Fraction des sols > 1 mm (x3)	1%
	Fraction d'argile	20%
	pH du sol	>7
	Index d'aggrégation du sol (x4)	+20

Le flux moyen annuel est donné par l'équation 5.2 :

$$\log (S + 100) = 6,21301 - 2,19113 \log (x1 + 100) + 0,06034 \log (x2 + 100) - 0,01644 \log (x3 + 100) + 0,04250 \log (x4 + 100)$$

$$\log (S + 100) = 6,21301 - 2,19113 \log (0,5906 + 100) + 0,06034 \log (1,245 + 100) - 0,01644 \log (1 + 100) + 0,04250 \log (20 + 100)$$

$$S = 0,348 \text{ acre-ft/mi}^2 = 1,658 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{m}^2 = 1,658 \text{ m}^3/\text{ha/an}$$

Pour une densité de sédiments égale à 2,0 g/cm³ :

$$S = 3316 \text{ kg/ha/an}$$

USLE

Données :	Facteur d'érosivité des pluies (R)	651,8 (MJ mm)/(ha h an)
	Facteur d'érodabilité des sols (K)	0,058 (t ha h)/(ha MJ mm)
	Facteur de couverture végétale moyen annuel (C)	0,31
	Facteur de pente et longueur de pente (LS)	0,183
	Facteur de pratiques agricoles conservatrices (P)	1
	Densité de drainage	0,53 km/km ²

L'érosion total sur le bassin est donnée par l'équation 5.4 :

$$A = R K C L S P = 651,8 \times 0,058 \times 0,31 \times 0,183 \times 1 = 2,14 \text{ t/ha/an}$$

Le rapport de restitution de MES (SDR) d'après la figure 3.3 pour un sol limoneux est de l'ordre de 50%. Le flux moyen annuel de MES est donc (équation 5.8) :

$$S = SDR A = 0,5 \times 2,14 = 1,07 \text{ t/ha/an} \approx 1000 \text{ kg/ha/an}$$

Dendy et Bolton

Données :	Débits moyen annuel (Q)	183 mm
	Surface du bassin (A)	7 km ²

Le flux annuel de MES est donné par l'équation 5.3a pour débit moyen annuel > 50 mm

$$S = 756 e^{0,002163 Q} (1,54 - 0,26 \log A) = 756 e^{0,002163 \times 183} (1,54 - 0,26 \log 7) = 672 \text{ t/km}^2/\text{an} = 6720 \text{ kg/ha/an}$$

Données ponctuelles de concentration et de débit

Afin d'estimer l'incertitude dans le calcul du flux moyen annuel de MES à partir des données ponctuelles de concentrations et de débits, nous avons adopté un protocole usuel d'échantillonnage qui consiste en une mesure mensuelle instantanée du débit et de la concentration de matières en suspension.

Nous avons ensuite calculé le flux moyen annuel de MES sur les 12 années, pour lesquelles nous disposions des données, en simulant une mesure mensuelle tirée au hasard. Ce processus a été répété 2000 fois pour estimer la variabilité d'un tel protocole. Nous avons estimé les flux moyen par la moyenne des flux journaliers (équation 2.7) comme décrit dans le paragraphe 2.3.2.

Il convient néanmoins de rappeler que ce protocole appliqué sur le bassin de Mélarchez tend à sous-estimer l'incertitude sur les flux par rapport à un protocole basé sur des mesures réellement instantanées car d'une part les données des débits correspondent à des débits moyens journaliers (et non instantanés) et, d'autre part, les données de concentrations de MES sont des moyennes journalières pondérées (sur trois jours) par le débit. Par conséquent, l'incertitude doit être interprétée non pas comme un chiffre absolu plutôt comme un minimum.

Le critère statistique généralement utilisé pour exprimer l'incertitude d'une méthode d'estimation de flux, comme celle que nous employons, est l'écart quadratique moyen que l'on définit ainsi :

$$EQM = \sqrt{BIAIS^2 + DISPERSION^2} \quad (12.1)$$

Tableau 12.1 : Critères statistiques de l'estimation du flux moyen annuel de MES par une mesure instantanée mensuelle.

Critère	Valeur (kg/ha/an)
Moyenne observée	247
Moyenne calculée	253
Biais	+6
Ecart-type	123
EQM	123
Minimum	43
Maximum	936
Quartile inférieur	158
Quartile supérieur	322
EQM _{mensuel}	1296

Le biais de la méthode est défini comme la différence entre la moyenne des estimations et la vraie valeur. Il mesure l'éloignement et la direction du centre de la distribution calculée par rapport à la vraie valeur et la dispersion (*i.e.*, la variance des flux estimés) traduit la reproductivité de l'estimation. La figure 12.1 indique la distribution des flux moyens annuels et des écarts quadratiques moyens des flux mensuels respectivement sur les 2000 simulations et le tableau 12.1 les critères statistiques des estimations.

On observe un faible biais de la méthode comme l'ont aussi observé Walling et Webb (1981) sur la rivière Creedy (UK) avec 7 années de données. L'écart quadratique moyen est d'environ 50% (minimum 17% et maximum 379%) avec un intervalle d'échantillonnage de 14 jours.

Nous avons indiqué également sur le tableau 12.1 l'écart quadratique moyen sur le flux mensuel de MES (*i.e.*, la moyenne des 2000 EQM des flux mensuels sur 12 années) qui nous sera utile pour évaluer les modèles mathématiques de simulation.

La distribution bimodale des écarts quadratiques moyens est due à un biais introduit par la procédure de tirage au hasard. En fait, la série de données de concentrations présente des valeurs manquantes. Si on tire une valeur manquante, on choisit la valeur la plus proche en remontant vers le début du mois ou le cas échéant en descendant. Il se trouve que les trois jours suivant le 13 février 1976, le plus grand flux de MES de toute la série de données, sont des valeurs manquantes, ce qui augmente la probabilité de ce jour d'être choisi au mois de février.

Données ponctuelles de concentration et données de débit en continu

Dans ce cas de figure, outre les méthodes présentées précédemment, on peut rajouter les méthodes par extrapolation (*i.e.*, les relations concentrations-débits).

Pour les méthodes par extrapolation, nous avons utilisé une équation du type $C = a Q^b$ où les coefficients a et b , pour des raisons indiquées dans le paragraphe 2.3.4.2, ont été calculés par optimisation (algorithme de Rosenbrock). Nous avons, dans un premier temps, utilisé seulement l'année 1977 pour effectuer le calage des paramètres a et b . Ensuite, nous avons utilisé toute la série de données disponibles (*i.e.*, 1975 à 1987) afin d'enlever l'incertitude due à l'estimation des paramètres et avoir ainsi une idée de l'incertitude due à l'inadéquation de la relation concentration-débit.

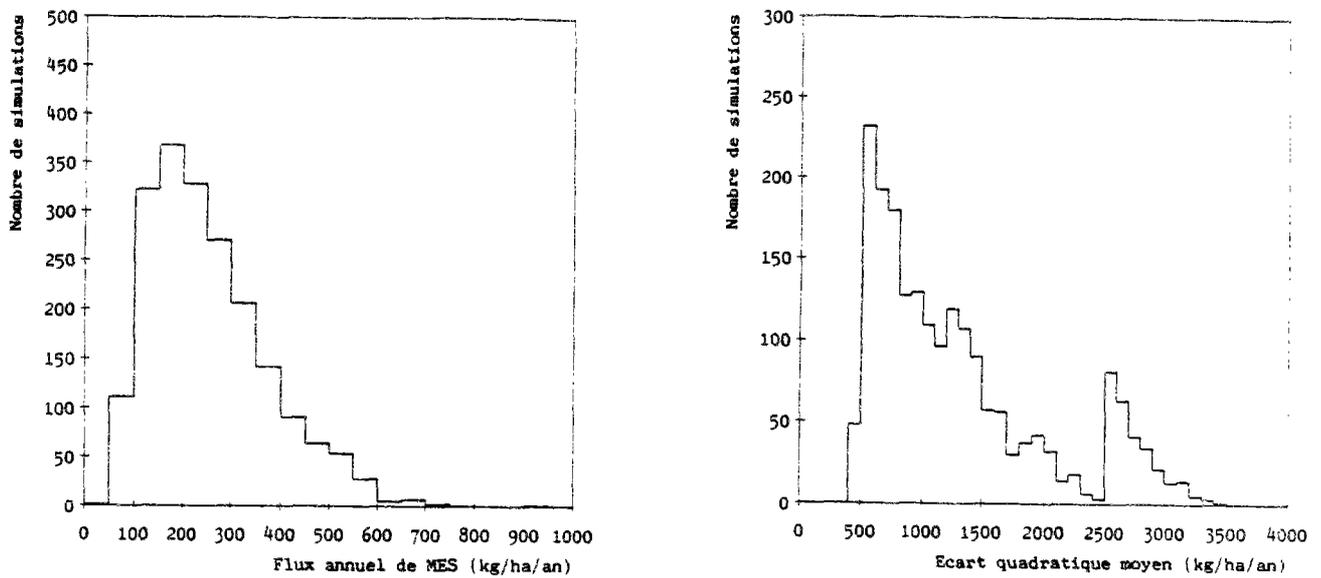


Figure 12.1 : Distribution des flux moyens annuels (à gauche) et des écarts quadratiques moyens des flux mensuels (à droite) de MES sur 2000 simulations (de 12 ans chacune) avec une mesure mensuelle de concentration et débit.

Nous avons également utilisé une relation très simple du type $F = \bar{C} Q$ où \bar{C} est la concentration moyenne sur toute la période pondérée par les débits (*i.e.*, le rapport entre le flux moyen et le débit moyen entre 1975 et 1987). Pour le bassin de Mèlarchez $\bar{C} = 98,77 \text{ mg/l}$.

Les relations obtenues avec l'année 1977 et toute la période sont respectivement :

$$C_{MES} = 2,321 Q^{0,744} \quad (1977) \quad (12.2)$$

$$C_{MES} = 2,824 Q^{0,621} \quad (1975-1987) \quad (12.3)$$

où C est la concentration moyenne journalière de MES en mg/l et Q est le débit moyen journalier en l/s.

Les résultats du coefficient d'efficacité obtenus pour les concentrations et les flux par ces relations sont représentés dans la figure 12.2.

Les résultats du coefficient d'efficacité pour les flux de MES calculés par la méthode extrapolation avec concentration constante sont représentés dans la figure 12.3.

12.2.1.2 - Comparaison des différentes méthodologies pour le calcul des flux de MES

Nous allons premièrement évaluer les différentes méthodologies pour ce qui concerne le calcul du flux moyen annuel de MES à l'exutoire du bassin de Mèlarchez sur toute la période de 1975 à 1987. Le tableau 12.2 résume les résultats pour les différentes méthodes.

Au vu des résultats on peut remarquer que l'incertitude dans la méthode par interpolation (5) est nettement supérieure à celle des méthodes par extrapolation (6 à 10). Par ailleurs, il faut noter que la performance des modèles est légèrement inférieure à celle des relations concentration-débit. Ceci signifie que l'erreur sur les débits générée par le modèle hydrologique dégrade très peu l'estimation du flux moyen annuel comparée avec la méthode 6, laquelle utilise les débits observés pour le calcul des flux.

Les modèles statistiques surestiment fortement le flux moyen de MES à l'exutoire du bassin de Mèlarchez notamment les équations américaines (2 et 3). Il s'agit là d'un exemple de plus de la non-universalité des modèles

statistiques de pertes de sols sur des bassins versants. Il faut néanmoins signaler que la formule de Fournier a présenté une bonne estimation du flux de MES à Mélarchez si on la compare non seulement avec les modèles statistiques mais aussi avec les autres méthodes. Toutefois, avec les données dont nous disposons il n'est pas possible de porter un jugement sur l'incertitude en prévision d'une telle approche.

Les figures 10.20, 11.21, 12.2 et 12.3 ainsi que le tableau 12.2 montrent une précision d'estimation des flux mensuels similaire entre les méthodes d'extrapolation et le modèle CB. Par contre l'écart de la méthode par interpolation est nettement supérieur aux autres méthodes. Par conséquent, si le problème consiste à évaluer le flux de MES à un pas de temps mensuel, un protocole de suivi avec une mesure du débit et de la concentration par mois aura une très grande incertitude.

On peut conclure que pour le bassin versant de Mélarchez, les modèles mathématiques de simulation n'apportent pas d'améliorations significatives pour le calcul du flux de MES si l'on dispose d'une mesure du débit en continu sur la période pendant laquelle on souhaite évaluer les flux. L'intérêt reste néanmoins présent quand les séries des débits disponibles sont courtes et qu'il est nécessaire d'extrapoler au-delà. Nous analyserons leur utilité en fin de chapitre.

Enfin, il convient de noter l'intérêt de comparer les résultats de la simulation avec d'autres méthodes simples de calcul car une interprétation rapide, par exemple, de la figure 10.20 par un modélisateur "optimiste" pourrait laisser entendre une très bonne performance des modèles conceptuels de simulation.

12.2.2 - Azote

12.2.2.1 - Méthodes alternatives pour le calcul des flux de nitrates

Absence de données de débit et de concentration

La méthode la plus employée pour évaluer les flux d'azote des bassins versants en l'absence de données est celle des coefficients d'exportation que nous avons décrite dans le paragraphe 2.3.1.1.

Le calcul du flux d'azote à Mélarchez par des coefficients d'exportations proposées par Reckhow *et al.* (1980) est présenté dans l'exemple 2.1 (parmi les nombreux coefficients d'exportation cités dans la littérature l'étude de Reckhow nous a semblé la plus complète). Toutefois, il faut signaler que les flux spécifiques d'azote proposés par Reckhow sont nettement inférieurs aux pertes spécifiques signalées par Belamie (1986). Si l'on admet un écart-type des coefficients d'exportation de 18 kg N/ha/an, d'après les valeurs présentées par Reckhow, l'intervalle de confiance (95%) pour une prévision à partir d'une valeur moyenne des coefficients d'exportation est de l'ordre de ± 40 kg N/ha/an.

Tableau 12.2 : Comparaison des différentes méthodes pour le calcul des flux de MES.

Méthode	Flux MES kg/ha/an	EQM †(annuel) kg/ha/an	EQM (mensuel) kg/ha/an
1 Fournier	413	—	—
2 Flaxman	3316	—	—
3 Dendy et Bolton	6720	—	—
4 USLE	1000 \pm 10925*	1443	—
5 $F = \sum C_i Q_i / n$	253 \pm 241	123	1296
6 $F_{75.87} = a Q^b$	246 \pm 65	89	351
7 $F_{77} = a Q^b$	429 \pm 324	215	542
8 $F = \bar{C} Q$	244 \pm 64	88	361
9 Modèle CB	246 \pm 72	99	300
10 Modèle HSPF	192 \pm 107	130	451
Flux observé	244	108**	—

† Ecart quadratique moyen

* Intervalle de confiance à 95 %

** Ecart-type

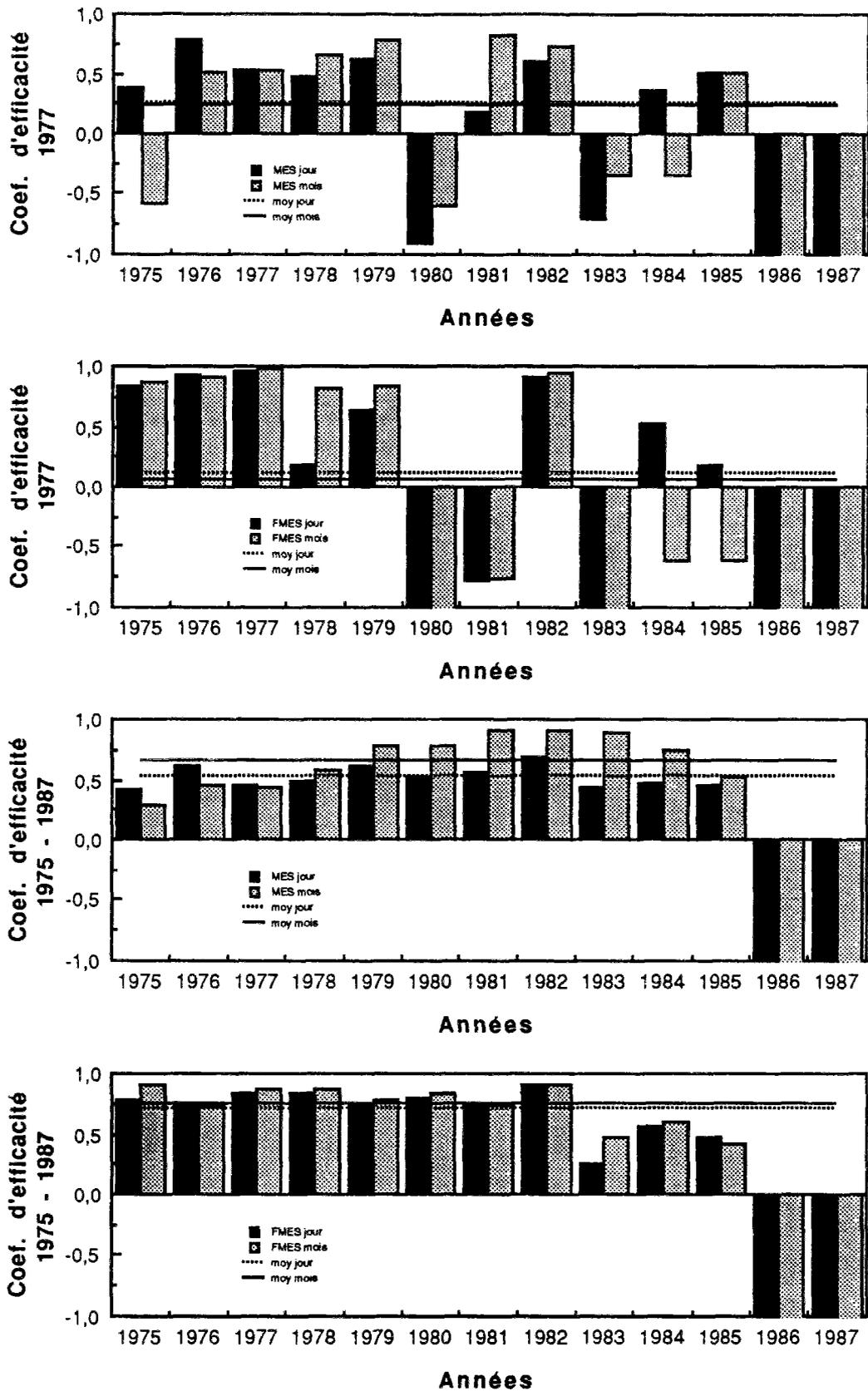


Figure 12.2 : Coefficients d'efficacité pour la simulation des concentrations et des flux de MES à Mélarchez à partir des équations 12.2 et 12.3.

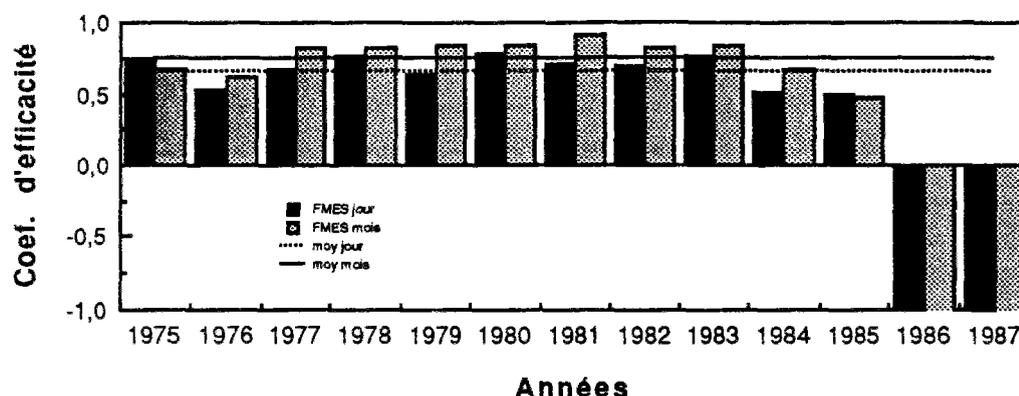


Figure 12.3 : Coefficients d'efficacité pour la simulation des flux de MES à Mélarchez à partir d'une concentration constante.

Une deuxième méthode utilise les fonctions de charge décrites dans le paragraphe 2.3.1.2. Pour le bassin de Mélarchez, l'exemple 2.2 illustre le calcul des flux spécifiques d'azote par la fonction de charge proposée par Pintér et Jolánkai (1982). Afin d'avoir une idée de l'incertitude d'une telle méthode nous avons recalculé les flux spécifiques moyens d'azote à Mélarchez et les intervalles de confiance en prévision à partir d'une relation, du type de celle proposée par Pintér et Jolánkai, établie avec les données présentées par Belamie (1986). Cette relation est donnée par:

$$F_N = 0,067 Q \quad (12.4)$$

où F_N est le flux spécifique moyen d'azote inorganique en kg N/ha/an et Q est le débit moyen annuel en mm/an. Si on admet que l'incertitude sur l'estimation du débit moyen annuel à Mélarchez est égale à l'écart quadratique moyen du modèle CB sans calage, le flux moyen annuel en nitrates et les intervalles de confiance en prévision (95%) sont respectivement $F_N = 12,3$ kg N/ha/an et $\pm 23,9$ kg N/ha/an. On peut donc dire que ce type de fonction de charge est très peu précis.

Absence de données de concentration et de débit en continu

Une fonction de charge peut être dans ce cas utilisée non plus avec le débit calculé par un modèle mais cette fois-ci avec les débits mesurés. A partir du débit moyen annuel mesuré à Mélarchez on obtient par l'équation 12.7 un flux moyen annuel en nitrates de 16,6 kg N/ha/an dont les intervalles de confiance en prévision (95%) sont $\pm 19,6$ kg N/ha/an. Malgré la réduction de l'incertitude par l'introduction des données de débits observés par rapport à la même méthode avec les débits estimés par un modèle hydrologique, elle reste néanmoins encore très importante.

Données ponctuelles de concentration et de débit

Tableau 12.3 : Critères statistiques de l'estimation du flux moyen annuel de nitrates par une mesure instantanée mensuelle.

Critère	Valeur (kg N/ha/an)
Moyenne observée	26,9
Moyenne calculée	26,4
Biais	-0,5
Ecart-type	4,83
EQM	4,86
Minimum	14,2
Maximum	43,8
Quantile inférieur	22,0
Quantile supérieur	29,5
EQM _{mensuel}	57,3

L'estimation du flux moyen annuel de nitrates à partir d'un protocole de mesure de la concentration et du débit de fréquence mensuelle nous conduit aux résultats présentés dans le tableau 12.3. La distribution des flux moyens annuels de nitrates et des écarts quadratiques moyens des flux mensuels sur les 2000 simulations sont présentées dans la figure 12.4.

Les intervalles de confiance à 95 % de la moyenne sont $\pm 9,5$ kg N/ha/an. On remarque donc une diminution très importante de l'incertitude sur le flux moyen annuel de nitrates par l'introduction de l'information sur les débits et les concentrations à l'exutoire du bassin même avec une fréquence mensuelle.

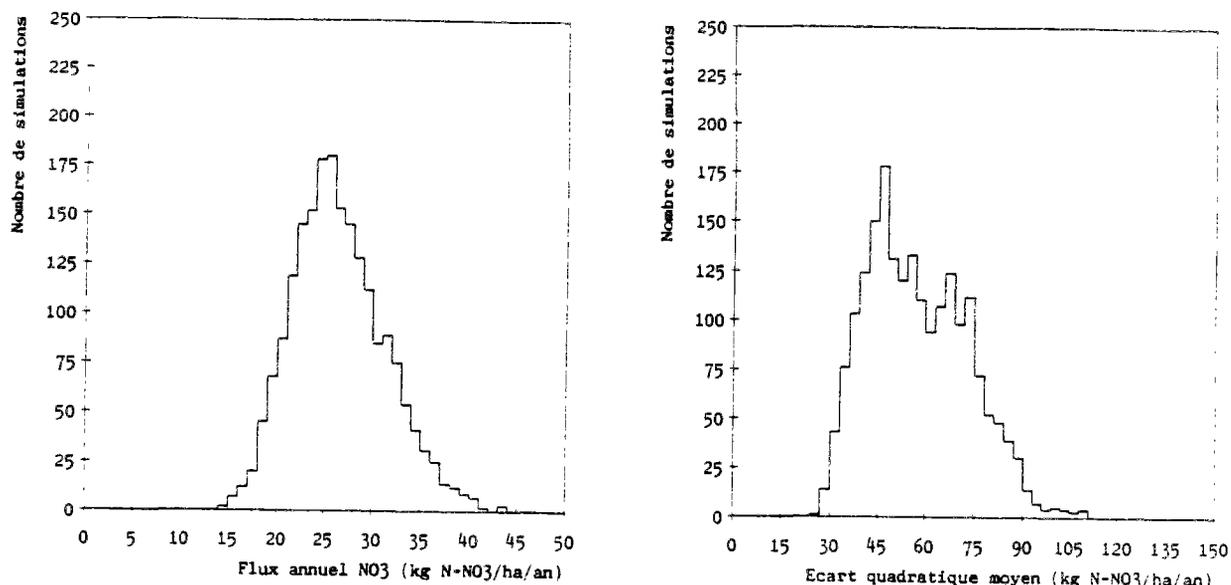


Figure 12.4 : Distribution des flux moyens annuels (à gauche) de nitrates et des écarts quadratiques moyens des flux mensuels sur 2000 simulations (de 12 ans chacune) avec une mesure mensuelle de concentration et débit.

Données ponctuelles de concentration et données de débit en continu

Si l'on dispose du débit en continu, on peut utiliser cette information pour extrapoler les concentrations non mesurées par l'intermédiaire d'une relation concentration-débit.

Les relations concentration-débit établies par optimisation avec les données de l'année 1977 et les données sur toute la période sont respectivement :

$$C_{NO_3} = 4,687 Q^{0,142} \quad (1977) \quad (12.5)$$

$$C_{NO_3} = 5,334 Q^{0,282} \quad (1975-1987) \quad (12.6)$$

où C_{NO_3} est la concentration moyenne journalière de nitrates en mg N-NO₃/l et Q est le débit moyen journalier en l/s. Pour la relation du type $F = \bar{C} Q$, la concentration moyenne en nitrates sur toute la période pondérée par les débits à Mélarchez est égale à 10,74 mg N-NO₃/l.

Les résultats du coefficient d'efficacité pour les concentrations et les flux de nitrates calculés pour les équations 12.5 et 12.6 sont présentés dans la figure 12.5 et ceux de flux de nitrates calculés à partir d'une concentration constante sont présentés dans la figure 12.6.

On peut remarquer d'ores et déjà que la relation optimisée avec les données de l'année 1977 surestime les concentrations et les flux car il s'agit d'une année exceptionnelle pour les concentrations de nitrates en raison de la sécheresse de 1976. Par ailleurs, il est intéressant d'observer les bons résultats donnés par la relation $F = \bar{C} Q$ pour le calcul du flux moyen journalier et mensuel de nitrates à l'exutoire du bassin versant de Mélarchez. Cette performance est expliquée par la faible variabilité des concentrations en nitrates par rapport à la variabilité des débits. Par conséquent, la variance des flux de nitrates sera expliquée avant tout par celle des débits.

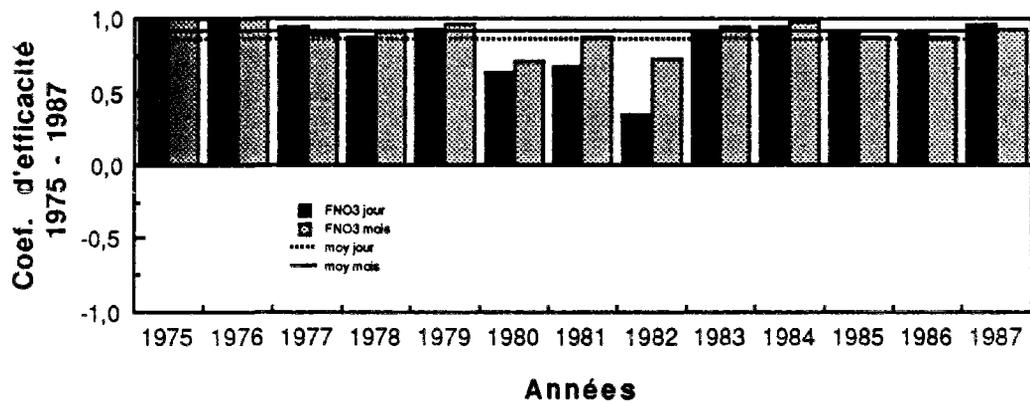
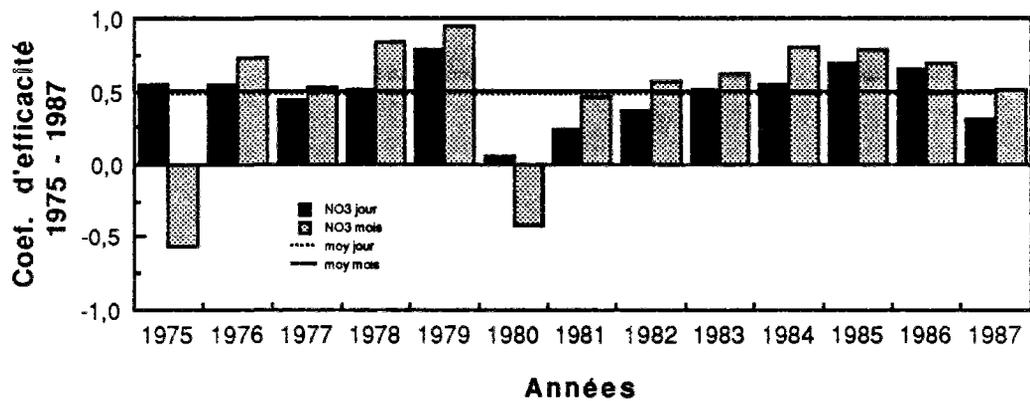
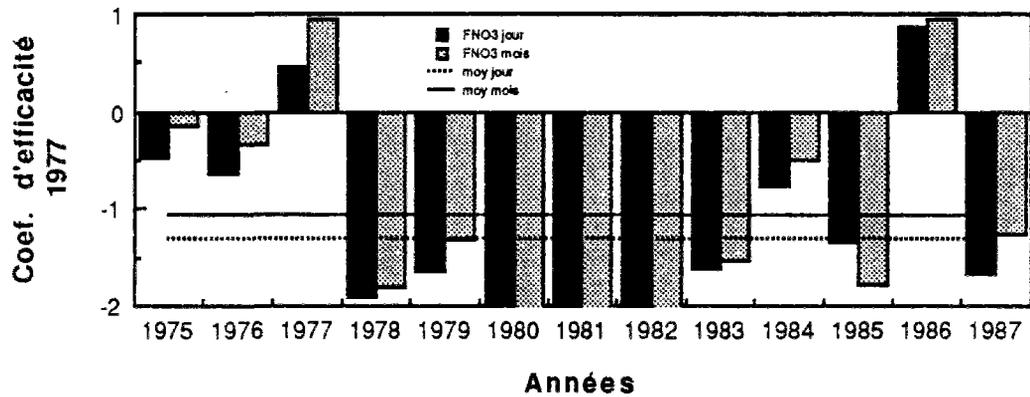
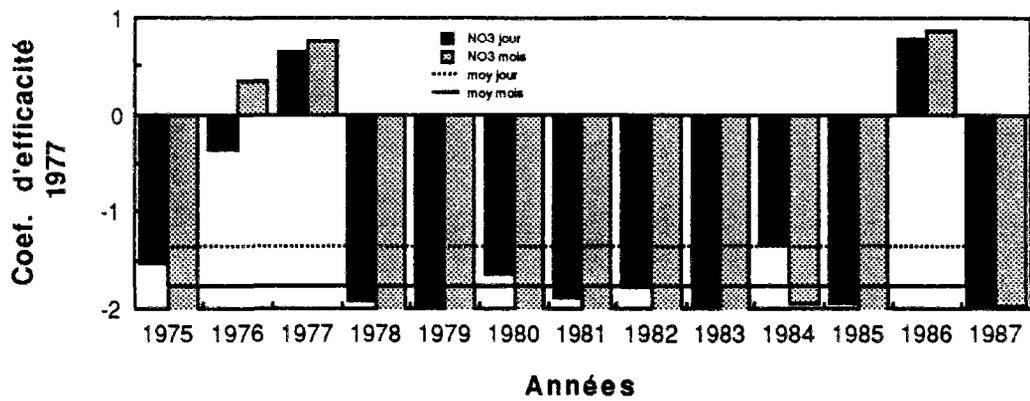


Figure 12.5 : Coefficients d'efficacité pour la simulation des concentrations et des flux de nitrates à Mélarchez à partir des équations 12.5 et 12.6.

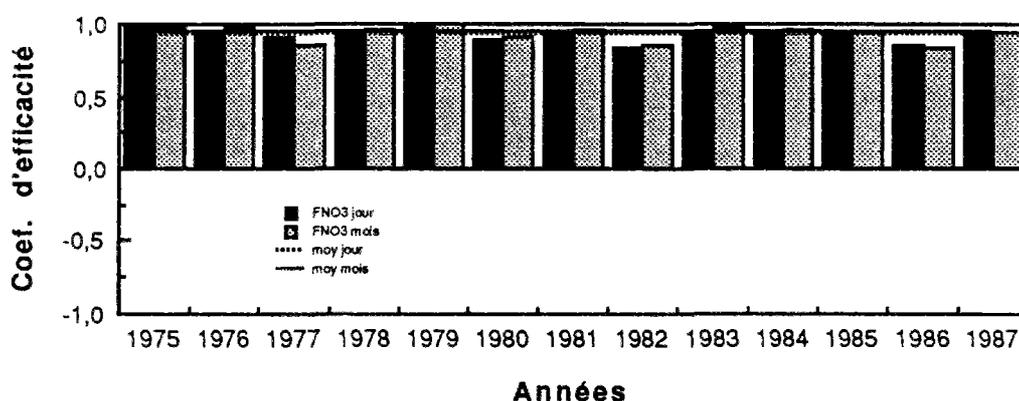


Figure 12.6 : Coefficients d'efficacité pour la simulation des flux de nitrates à Mélarchez à partir d'une concentration constante.

12.2.2.2 - Comparaison des différences méthodologies pour le calcul des flux de nitrates

Le tableau 12.4 résume les résultats pour le calcul du flux moyen annuel de nitrates à l'exutoire du bassin de Mélarchez pour les différentes méthodologies utilisées :

On observe que d'une part, les méthodes statistiques (1, 2 et 3) sous-estiment systématiquement le flux annuel de nitrates à Mélarchez et que d'autre part, elles présentent également une très grande incertitude. L'intervalle de confiance du flux moyen estimé par les fonction de charge est à peu de chose près l'intervalle des pertes spécifiques en nitrates observé en France (Belamie, 1986). Par conséquent, une telle méthode n'apporte pas d'information supplémentaire par rapport à une simple plage de valeurs des flux moyens annuels observées sur différents bassins expérimentaux français.

Tableau 12.4 : Comparaison des différentes méthodes pour le calcul des flux de nitrates.

Méthode	Flux NO ₃ kg N-NO ₃ /ha/an	EQM †(annuel) kg N-NO ₃ /ha/an	EQM (mensuel) kg N-NO ₃ /ha/an
1 Coef. d'exportation	8,4 ± 40*	—	—
2 Fonction de charge a/Q calculé	12,3 ± 23,9	—	—
3 Fonction de charge a/Q observé	16,6 ± 19,6	—	—
4 $F = \sum C_i Q_i / n$	26,4 ± 9,5	4,9	57,3
5 $F_{75.87} = a Q^b$	29,2 ± 4,9	7,2	15,1
6 $F_{77} = a Q^b$	56,2 ± 80,3	33,7	57,5
7 $F = \bar{C} Q$	27,2 ± 3,9	6,0	13,2
8 Modèle CB	27,5 ± 6,0	9,2	19,4
9 Modèle HSPF	23,4 ± 4,8	7,0	17,8
Flux observé	26,5	8,7**	—

† Ecart quadratique moyen

* Intervalle de confiance à 95 %

** Ecart-type

L'incertitude de la méthode d'interpolation (4) bien que nettement supérieure à celle des méthodes par extrapolation est beaucoup plus faible pour l'azote (EQM environ 18%) que pour les MES (EQM environ 50%). Ceci est le résultat d'une moindre variabilité des concentrations des nitrates par rapport aux MES.

La performance des modèles mathématiques est analogue à celle des autres méthodes par extrapolation. Toutefois, ils ont l'avantage d'avoir utilisé une seule année de données pour arriver à cette performance et d'autre part ils constituent une méthode d'extrapolation sur des périodes où on ne dispose pas des données de débits.

Comme pour les matières en suspension, la méthode 7 (*i.e.*, relation concentration-débit constante) s'avère un très bon critère d'évaluation des modèles mathématiques de simulation car elle évalue si l'introduction d'une représentation des transformations biochimiques de l'azote dans le sol et du transport des polluants augmente la connaissance sur le système ou si simplement avec la croissance du débit on arrive à une bonne estimation du flux des polluants.

Pour ce qui concerne les flux mensuels d'azote, on remarque (voir figures 10.23, 11.25, 12.5 12.6 et tableau 12.4) une précision comparable entre les différentes méthodes d'extrapolation. Par contre, on observe une grande incertitude de la méthode d'interpolation (4). Par ailleurs, il est intéressant d'observer que la méthode 7 présente encore une fois le plus petit écart quadratique moyen.

Il résulte, comme pour les MES, que l'utilisation des modèles mathématiques pour simuler les flux annuels et mensuels de nitrates à l'exutoire du bassin de Mélarchez ne diminue pas l'incertitude de l'estimation par rapport à des simples relations concentration-débit, si on dispose des données des débits en continu. Comme nous l'avons indiqué précédemment, les modèles peuvent s'avérer utiles quand on veut extrapoler au delà des séries de données de débits disponibles.

12.2.3 - Phosphore

12.2.3.1 - Méthodes alternatives pour le calcul de flux de phosphore dissous

Absence de données de débit et de concentration

Comme pour l'azote, la première méthode pour l'estimation du flux moyen annuel du phosphore à l'exutoire d'un bassin versant est celle des coefficients d'exportations. Nous avons présenté dans l'exemple 2.1 le calcul du flux moyen annuel du phosphore à Mélarchez avec les coefficients d'exportation indiqués par Reckhow et *al.* (1980). Si on admet un écart-type de 0,8 kg P/ha/an, d'après les valeurs données par Reckhow, les intervalles de confiance (95%) pour une prévision de la perte spécifique du phosphore à Mélarchez estimée à partir des coefficients d'exportation est de l'ordre de $\pm 1,8$ kg P/ha/an.

La deuxième méthode utilisée est basée sur la fonction de charge proposée par Pintér et Jolánkai (1982). Le calcul de la perte spécifique du phosphore à Mélarchez par cette méthode est illustré dans l'exemple 2.2. Afin d'avoir une idée de l'incertitude d'une prévision par une telle approche nous avons calculé l'écart quadratique moyen de l'estimation du flux moyen de phosphore des bassins versants indiqué par Belamie (1986) par la formule de Pintér et Jolánkai. Cet écart est de l'ordre de 1,0 kg P/ha/an.

Si on admet que l'incertitude sur l'estimation du débit moyen annuel à Mélarchez est égale à l'écart quadratique moyen du modèle CB sans calage, le flux moyen annuel de phosphore et les intervalles de confiance à 95% en prévision avec la formulation de Pintér et Jolánkai sont respectivement 0,57 kg P/ha/an et $\pm 2,6$ kg P/ha/an. Cette grande incertitude dans l'estimation confirme la conclusion de Belamie (1986) de la non-existence de relations linéaires entre le flux moyen annuel de phosphore et le débit moyen annuel.

Absence de données de concentration et données de débit en continu

L'équation de Pintér et Jolánkai peut être, dans ce cas, appliquée non plus avec le débit calculé mais avec les débits mesurés. Le flux moyen annuel de phosphore à l'exutoire du bassin de Mélarchez et les intervalles de confiance (95%) en prévision sont respectivement 0,76 kg P/ha/an et $\pm 2,4$ kg P/ha/an. On observe que l'incertitude de l'estimation reste encore très grande malgré la réduction de l'incertitude sur les débits.

Données ponctuelles de concentration et de débit

Tableau 12.5 : Critères statistiques de l'estimation du flux annuel du phosphore par une mesure instantanée mensuelle.

Critère	Valeur (kg P/ha/an)
Moyenne observée	0,397
Moyenne calculée	0,382
Biais	-0,015
Ecart-type	0,089
EQM	0,090
Minimum	0,186
Maximum	0,769
Quantile inférieur	0,318
Quantile supérieur	0,436
EQM _{mensuel}	1,048

L'estimation du flux moyen annuel de phosphore à partir d'une mesure de la concentration et du débit à une fréquence mensuelle nous conduit aux résultats présentés dans le tableau 12.5. Les distributions des flux moyens annuels et des écarts quadratiques moyens des flux mensuels pour les 2000 simulations sont présentées dans la figure 12.7.

Les intervalles de confiance à 95% de la moyenne sont $\pm 0,174$ kg P/ha/an. On remarque donc une nette réduction de l'incertitude sur les flux moyens annuels du phosphore à Mélarchez avec une mesure mensuelle par rapport aux coefficients d'exportation ou aux fonctions de charge.

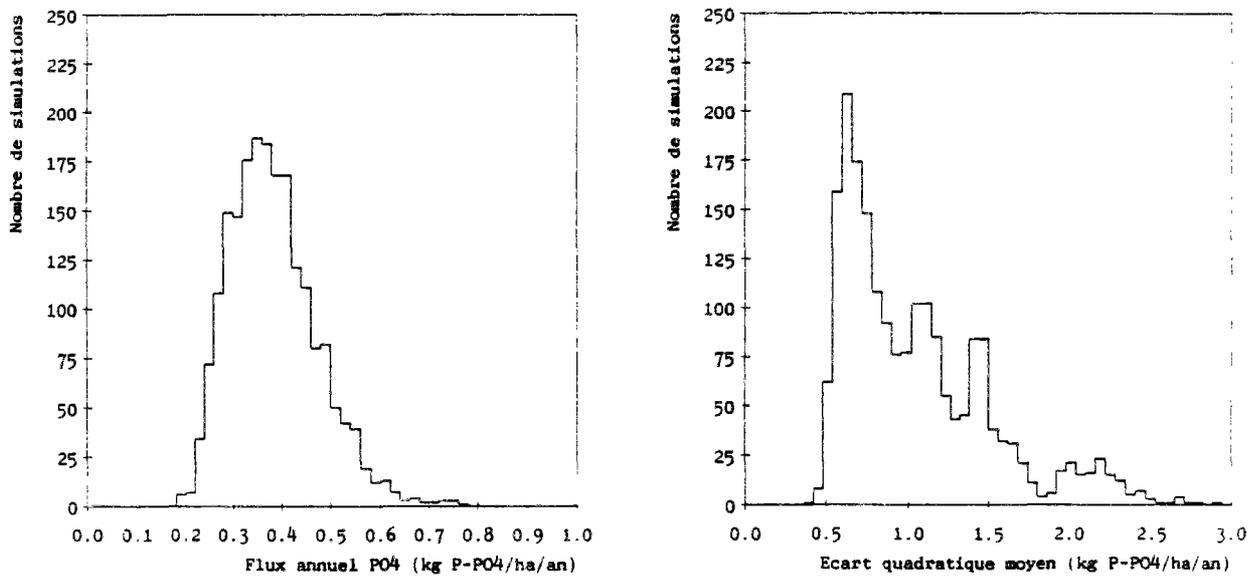


Figure 12.7 : Distribution des flux moyens annuels et des écarts quadratiques moyens des flux mensuels du phosphore dissous sur 2000 simulations (de 12 ans chacune) avec une mesure mensuelle de concentration et débit.

Données ponctuelles de concentration et données de débit en continu

Les relations concentration-débit obtenues par optimisation avec les données de l'année 1977 et les données sur toute la période sont respectivement :

$$C_{PO4} = 0,354 Q^{-0,256} \quad (1977) \quad (12.7)$$

$$C_{PO4} = 0,466 Q^{-0,198} \quad (1975-1987) \quad (12.8)$$

où C_{PO4} est la concentration moyenne journalière en phosphore dissous en mg P-PO₄/l et Q est le débit moyen journalier en l/s. Pour la relation du type $F = \bar{C} Q$, la concentration moyenne en phosphore dissous sur toute la période pondérée par les débits à Mélarchez est égale à 0,16 mg P-PO₄/l.

Les résultats du coefficient d'efficacité pour les concentrations et les flux de phosphore calculés par les équations 12.7 et 12.8 sont présentés dans la figure 12.8 et ceux des flux calculés à partir d'une concentration constante sont présentés dans la figure 12.9.

La figure 12.8 montre que l'optimisation sur toute la période, bien qu'elle apporte une amélioration pour l'estimation des concentrations et pour le flux moyen annuel, tend à surestimer les faibles flux. Ceci explique l'allure moins homogène du graphique des coefficients d'efficacité des flux pour la relation calée sur toute la période. Ce comportement peut être aussi remarqué dans la figure 12.9 pour la relation à concentration constante.

12.2.3.2 - Comparaison des différentes méthodologies pour le calcul des flux du phosphore

Le tableau 12.6 résume les résultats pour le calcul des flux du phosphore dissous à l'exutoire du bassin de Mélarchez pour les différentes méthodologies utilisées.

Tableau 12.6 : Comparaison des différentes méthodes pour le calcul des flux du phosphore dissous.

Méthode	Flux PO ₄ kg P-PO ₄ /ha/an	EQM †(annuel) kg P-PO ₄ /ha/an	EQM (mensuel) kg P-PO ₄ /ha/an
1 Coef. d'exportation	0,76 ± 1,8*	—	—
2 Fonction de charge a/Q calculé	0,57 ± 2,6	—	—
3 Fonction de charge a/Q observé	0,76 ± 2,4	—	—
4 $F = \sum C_i Q_i / n$	0,40 ± 0,17	0,09	1,05
5 $F_{75-87} = a Q^b$	0,43 ± 0,09	0,14	0,36
6 $F_{77} = a Q^b$	0,25 ± 0,18	0,23	0,42
7 $F = \bar{C} Q$	0,41 ± 0,08	0,13	0,36
8 Modèle CB	0,27 ± 0,19	0,25	0,45
9 Modèle HSPF	0,114 ± 0,39	0,37	0,568
Flux observé	0,40	0,08**	—

† Ecart quadratique moyen

* Intervalle de confiance à 95 %

** Ecart-type

De même que pour les MES et l'azote, les méthodes statistiques sont entachées d'une très grande incertitude, le flux moyen annuel pouvant varier entre 0 et 500% du flux estimé par ces méthodes.

La mauvaise simulation par les modèles mathématiques des concentrations et des flux du phosphore dissous que nous avons déjà analysée dans les chapitres 10 et 11 (voir figures 10.28 et 11.29) est encore une fois mise en évidence. On constate dans le tableau 12.6 que l'incertitude sur l'estimation des flux moyens annuels par les modèles est supérieure à celle de la méthode par interpolation (4) à partir des mesures de la concentration et du débit tous les mois même sur un bassin de faible taille comme Mélarchez.

En ce qui concerne les méthodes d'extrapolation on assiste aussi pour le flux de phosphore à une meilleure performance de la méthode 7 (i.e., relation concentration-débit avec concentration constante) aussi bien pour les flux moyens annuels que pour les flux mensuels.

Finalement, on peut conclure que l'utilisation des modèles mathématiques pour simuler le flux annuel et mensuel de phosphore à l'exutoire du bassin versant de Mélarchez ne diminue pas l'incertitude de l'estimation par rapport à de simples relations concentration-débit, si l'on dispose des données de débit en continu.

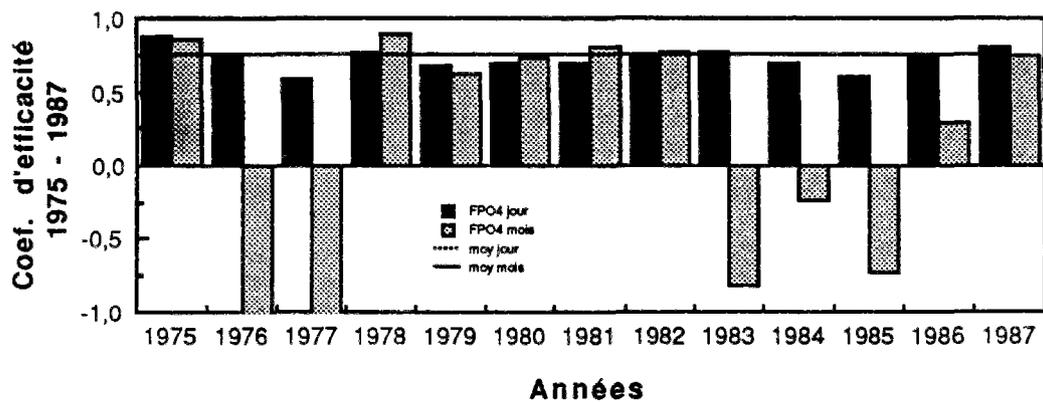
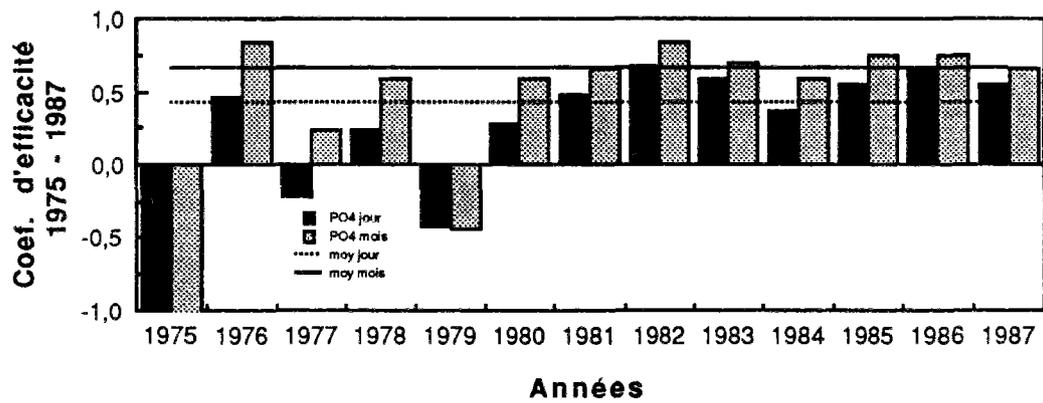
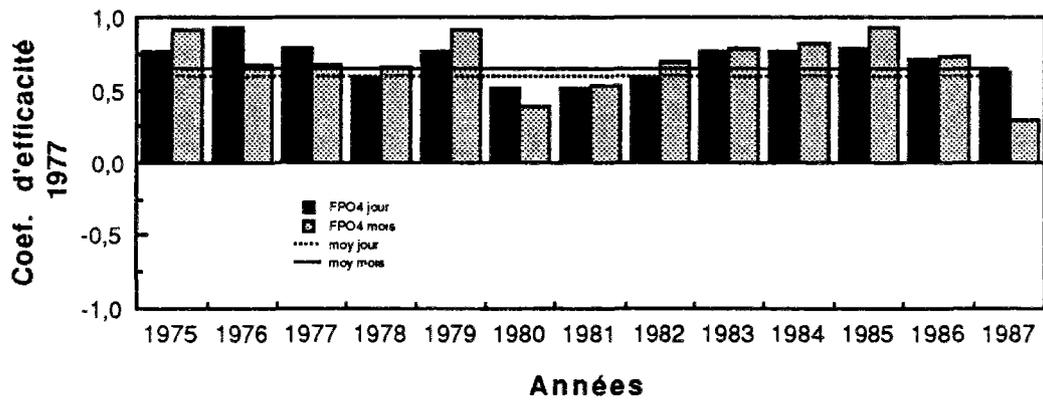
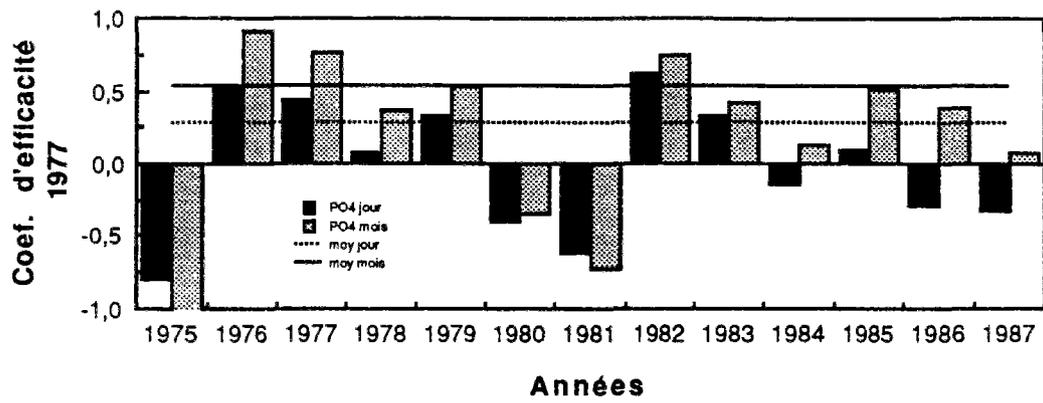


Figure 12.8 : Coefficients d'efficacité pour la simulation des concentrations et des flux phosphore dissous à Mélarchez à partir des équations 12.7 et 12.8.

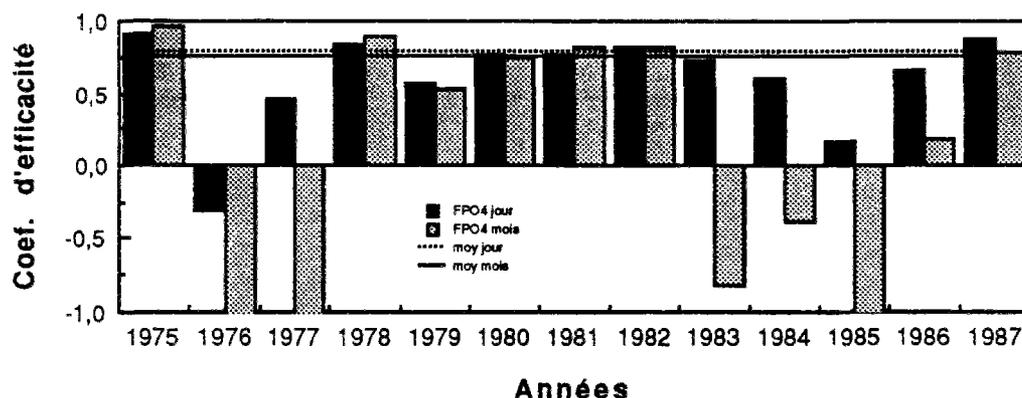


Figure 12.9 : Coefficients d'efficacité pour la simulation des flux phosphore dissous à Mélarchez à partir d'une concentration constante.

12.2.4 - Utilité des modèles mathématiques conceptuels de simulation dans le calcul des flux polluants

A partir des résultats précédents, on remarque que les modèles mathématiques de simulation appliqués au bassin versant de Mélarchez n'améliorent pas la connaissance des flux moyens annuels de matières en suspension, de nitrates et de phosphore dissous à l'exutoire.

La comparaison de la performance des modèles par rapport à d'autres méthodologies alternatives de calcul des flux a mis en évidence que la validation des modèles mathématiques uniquement avec des critères graphiques et numériques est insuffisante pour appréhender l'utilité des modèles en tant qu'outil d'aide à la gestion de la pollution diffuse d'origine agricole.

Un modèle ne doit pas être jugé, à notre avis, que sur la similitude entre une courbe des valeurs observées et simulées mais, avant tout, sur sa capacité de répondre aux questions qui ont motivé sa mise en oeuvre. Bien que cette affirmation puisse paraître évidente, la quasi-totalité des modèles susceptibles d'être employés pour la gestion de la pollution agricole se contente du premier aspect de la validation des modèles. Il n'est pas donc étonnant que les gestionnaires montrent une certaine méfiance à l'égard de ces outils. L'intérêt des modèles comme outil d'aide à la gestion ne sera reconnu pas par de belles courbes ou de beaux scores des critères numériques mais simplement s'ils peuvent apporter une réponse plus précise et/ou à moindre coût aux problèmes auxquels sont confrontés les gestionnaires.

Notre objectif n'est pas de faire le procès des modèles mais simplement d'attirer l'attention des gestionnaires et surtout des modélisateurs sur le fait que le but ultime d'un modèle est de répondre à une question posée au départ et c'est sur la réponse à cette question que sera jugée sa vraie valeur.

Nous avons vu dans les paragraphes précédents, que l'on explique au mieux la variance des flux des polluants, qu'ils soient MES, nitrates ou phosphore dissous, simplement par la variance du débit. Dans notre cas, l'introduction des représentations conceptuelles pour expliquer davantage la variabilité des concentrations n'a pas apporté des améliorations dans l'évaluation des flux moyens annuels et mensuels des polluants par rapport à un simple modèle linéaire reliant les flux aux débits.

En fait, on ne dispose pas toujours des séries de débits en continu sur les sites sur lesquels on veut calculer les flux. D'autre part, il peut s'avérer nécessaire d'extrapoler les flux sur les périodes dont on ne dispose pas des données des débits. Ainsi, les modèles mathématiques de simulation des débits constituent-ils un outil pour extrapoler les débits en l'absence de mesures.

Outre la disponibilité des données des débits, l'utilisation d'une relation du type $F = \bar{C} Q$ pour calculer les flux implique l'estimation de C . Il nous paraît donc intéressant d'évaluer l'incertitude des flux calculés par cette relation d'une part, si on diminue l'information sur C (e.g., en utilisant 1 ou 2 années de mesures) et d'autre part, si on utilise non plus les mesures des débits mais les valeurs calculées par un modèle de simulation pluie-débit.

Si on fait l'hypothèse que l'erreur dans l'estimation de C n'est pas corrélée avec l'erreur de la simulation pluie-débit, la variance total, S_T^2 , des flux calculés est :

$$S_T^2 = S_M^2 + S_P^2 \quad (12.9)$$

où S_M^2 est la variance due à l'inadéquation du modèle et S_P^2 est la variance due à l'estimation de C et Q . S_M^2 peut être pris comme étant le carré de l'écart quadratique moyen de la relation avec \bar{C} calculé sur les 12 années de données et les débits observés.

La variance des paramètres peut être calculée à partir de l'équation 2.11 dans laquelle nous avons négligé le deuxième terme. Ainsi, S_P^2 est donnée par :

$$S_P^2 = \left(\frac{\partial F}{\partial C}\right)^2 S_C^2 + \left(\frac{\partial F}{\partial Q}\right)^2 S_Q^2 \quad (12.10a)$$

ou

$$S_P^2 = Q^2 S_C^2 + \bar{C}^2 S_Q^2 \quad (12.10b)$$

Nous avons estimé la variance de \bar{C} (S_C^2) à partir des concentrations moyennes pondérées par les débits calculés pour chaque année de données. La variance des débits a été calculée à partir des écarts quadratiques moyens des débits annuels obtenus avec le modèle CB sans calage et avec le modèle HSPF calé avec une seule année de données. Les écarts quadratiques moyens pour ces deux modèles sont respectivement 85 mm/an et 57 mm/an.

Le tableau 12.7 résume les résultats des différents types d'erreurs et de l'incertitude sur le flux moyen annuel des polluants d'origine agricole.

Les résultats du tableau 12.7 montrent que sur le bassin de Mélarchez l'extrapolation du flux moyen annuel sur 12 années en couplant une relation linéaire entre flux et débit et un modèle mathématique de simulation pluie-débit, les deux calés avec une seule année des données constitue un moyen assez précis pour calculer les flux annuels des polluants à l'exutoire. A Mélarchez, les incertitudes sur les flux moyens annuels de matières en suspension, de nitrates et du phosphore dissous sont respectivement de l'ordre de 38%, 28% et 32%.

Il importe bien de comprendre que ce résultat reste valide si le système est stationnaire. Il est clair que si un changement du comportement du système au cours du temps a lieu, e.g., la diminution de concentrations de MES à Mélarchez sur les années 1986 et 1987, l'incertitude sur le calcul des flux par une telle méthode sera plus importante.

Par contre, l'incertitude sur le calcul des flux moyens annuels tend à se réduire au fur et à mesure que la taille du bassin augmente. En fait, la réponse des grands systèmes hydrologiques est en général amortie par rapport aux forçages. Si la surface d'un bassin grandit, de grandes variations dans les entrées n'engendrent pas des variations exceptionnelles dans les sorties du fait des variations des caractéristiques physiques à l'intérieur du bassin. Par ailleurs, l'effet du lit de la rivière et de son stockage est considérable et tend à atténuer les variations et contribue à masquer les impacts de l'occupation du sol. Plus le bassin est grand, plus la variance des concentrations tend à être petite et plus la variance des flux sera expliquée par la variance des débits. Autrement dit, l'incertitude de la méthode décrite ci-dessus sera d'autant plus faible que la variance des concentrations est petite et par conséquent elle diminuera avec l'augmentation de la surface du bassin.

Tableau 12.7 : Estimation des incertitudes sur le calcul du flux moyen annuel

Méthode	Flux calculé	Intervalle de confiance de la moyenne à 95 %	S_T	S_M	S_P
kg/ha/an					
MES					
$F = \bar{C}Q$	244	±64	88	88	0
$F = \bar{C}_1Q$	—	±83	113	88	71
$F = \bar{C}_1Q_{CB}$	—	±103	141	88	110
$F = \bar{C}_1Q_{HSPF}$	—	±93	127	88	91
$F = \bar{C}_2Q$	—	±78	107	88	61
$F = \bar{C}_2Q_{CB}$	—	±99	135	88	103
$F = \bar{C}_2Q_{HSPF}$	—	±88	121	88	83
NO₃					
$F = \bar{C}Q$	27,2	±3,9	6,0	6,0	0
$F = \bar{C}_1Q$	—	±6,6	10,25	6,0	8,3
$F = \bar{C}_1Q_{CB}$	—	±8,8	13,7	6,0	12,3
$F = \bar{C}_1Q_{HSPF}$	—	±7,7	12,0	6,0	10,4
$F = \bar{C}_2Q$	—	±5,5	8,5	6,0	6,1
$F = \bar{C}_2Q_{CB}$	—	±8,0	12,5	6,0	11,0
$F = \bar{C}_2Q_{HSPF}$	—	±6,8	10,5	6,0	8,6
PO₄					
$F = \bar{C}Q$	0,41	±0,08	0,13	0,13	0
$F = \bar{C}_1Q$	—	±0,11	0,17	0,13	0,11
$F = \bar{C}_1Q_{CB}$	—	±0,14	0,22	0,13	0,18
$F = \bar{C}_1Q_{HSPF}$	—	±0,13	0,20	0,13	0,15
$F = \bar{C}_2Q$	—	±0,10	0,16	0,13	0,09
$F = \bar{C}_2Q_{CB}$	—	±0,13	0,21	0,13	0,16
$F = \bar{C}_2Q_{HSPF}$	—	±0,12	0,18	0,13	0,13

\bar{C} : concentration moyenne pondérée sur toute la période ; \bar{C}_1 : concentration moyenne pondérée sur une année ; \bar{C}_2 : concentration moyenne pondérée sur deux années ; Q : débit mesuré ; Q_{CB} : débit calculé par le modèle CB sans calage ; Q_{HSPF} : débit calculé par le modèle HSPF calé avec une année de données.

12.3 - ESTIMATION DU RISQUE LIÉ AU DÉPASSEMENT D'UNE CONCENTRATION

Parmi les polluants agricoles que nous avons étudiés, seulement les matières en suspension et les nitrates peuvent provoquer des effets "aigus" comme nous l'avons déjà indiqué dans le paragraphe 2.4. Les concentrations de phosphore trouvées dans l'environnement ne représentent pas en soi une nuisance aux différents usages de l'eau ni un danger toxicologique.

Nous rappelons que l'intérêt des modèles mathématiques est d'une part de se substituer aux mesures dans la détermination de la distribution des probabilités de dépassement d'une certaine concentration et d'autre part de prévoir, avec une certaine échéance, le dépassement d'une concentration et la durée de ce dépassement. Dans les deux cas, il est important que le modèle simule raisonnablement les fortes concentrations car c'est cette plage de valeurs qui peut présenter un risque potentiel.

En ce qui concerne les distributions de probabilités des concentrations des matières en suspension et des nitrates observées et calculées à l'exutoire du bassin de Mélarchez on observe un très mauvais ajustement (voir figures A3.6, B2.6 et B3.6, pages 37, 79 et 93 respectivement des annexes) tout particulièrement pour les fortes concentrations.

On peut donc conclure que dans le cas du bassin de Mélarchez et pour les deux modèles utilisés, la modélisation ne constitue pas un moyen fiable de générer les distributions de probabilités des concentrations de MES et des nitrates.

Quant à la capacité de prévision des événements importants nous avons remarqué que les écarts de simulation sont d'autant plus importants que les concentrations sont fortes. Par ailleurs, on constate un écart important dans la simulation des périodes critiques comme par exemple les épisodes où la concentration observée de MES dépasse 400 mg/l ou, pendant l'hiver 76/77, où les concentrations en nitrates ont dépassé les limites de potabilité. Là encore, la modélisation ne constitue pas un moyen sûr d'estimation du risque de dépassement d'une concentration.

12.4 - DÉTERMINATION ET QUANTIFICATION DES SOURCES DE POLLUANTS

Il importe de bien comprendre que les conditions préalables et fondamentales à l'utilisation des modèles mathématiques pour déterminer et quantifier les sources de polluants dans un bassin ayant des sources multiples sont d'une part qu'on soit capable de simuler avec précision les mécanismes de transport, de transfert et de dégradation des polluants issus de chacune des sources, et d'autre part, que les paramètres des modèles soient indépendants de la calibration (*i. e.*, déterminables à partir des caractéristiques du bassin ou de mesures disponibles ou simples à faire).

Pour faire la part de la contribution en pollution des différentes sources, il nous semble indispensable que ces deux conditions soient réunies car il nous paraît impossible de caler les paramètres correspondants aux mécanismes respectifs de chacune des sources uniquement avec des mesures à l'exutoire d'un bassin qui en réalité représentent la somme des contributions des diverses sources. Autrement dit, quand la réponse d'un système est bruitée par différents processus il n'est pas possible de filtrer le bruit des processus afin de dévoiler la contribution de chacun des processus.

Ce problème devient important notamment dans le cas du phosphore comme nous l'avons vu dans le paragraphe 10.3.4. En fait, le phosphore des eaux superficielles provient pour la majorité de sources ponctuelles, des érosions des sols et du lessivage. Outre la complexité des mécanismes de transport et de dégradation mis en jeu, le transfert entre la phase en suspension et les sédiments des cours d'eau (*i. e.*, le stockage et déstockage) et les phénomènes d'adsorption-désorption pendant le transport sont extrêmement difficiles à représenter.

De ce fait, il nous semble que l'incertitude sur la contribution relative des différentes sources, déterminée à partir de la modélisation des mécanismes fondamentaux (*e.g.*, modélisation du phosphore par le modèle CB) et des hypothèses sous-jacentes est trop importante pour que l'on puisse s'appuyer sur ce type de modèle pour la prise de décision en matière de gestion.

L'intérêt de la modélisation hydrologique dans l'estimation de la pollution diffuse dans un bassin versant hétérogène reste néanmoins présent si on dispose à l'intérieur de celui-ci d'un sous-bassin représentatif uniquement des sources diffuses. Le modèle mathématique peut être utilisé pour extrapoler les flux diffus du bassin hétérogène à partir des données du sous-bassin pendant les périodes où on ne dispose pas des séries de débit en continu, comme nous l'avons indiqué dans le paragraphe précédent.

12.5 - DESCRIPTION DES MÉCANISMES DE TRANSPORT DES POLLUANTS

L'utilisation des modèles mathématiques comme outil de recherche dans la description des mécanismes présents dans la perte des polluants diffus d'origine agricole implique que les algorithmes des modèles représentent réellement la physique des phénomènes.

Comme nous l'avons vu tout au long de cette étude, la représentation des mécanismes fondamentaux par les modèles mathématiques conceptuels, quelle que soit la force conceptuelle de cette représentation, repose toujours sur un contrôle global entre les variables de forçage et les variables de sortie externes au système modélisé. Sans vérifier que les représentations conceptuelles correspondent réellement aux mécanismes biogéochimiques ayant vraiment lieu à l'intérieur du système (*e.g.*, comparaison entre les variables d'état simulées et des mesures de terrain), on ne peut donc en aucun cas (Roche, 1988), prouver qu'un processus a physiquement eu lieu. Il y aurait bien entendu le plus grand danger à considérer pour un modèle conceptuel que, par exemple, la part ruisselée est celle qui a été identifiée dans le modèle hydrologique et qui n'en a le nom que par commodité conceptuelle et non en raison de l'identification des mécanismes physiques.

Nous ne pensons pas que l'approche conceptuelle soit incompatible intrinsèquement pour représenter les mécanismes réels de transport des polluants mais il est indispensable qu'elle soit validée sur cet aspect là et non simplement sur la capacité de simuler correctement la réponse globale d'un système. L'application de deux modèles conceptuels pour simuler la perte de polluants agricoles sur le bassin de Mèlarchez nous a montré que même sur la représentation de la réponse globale à l'exutoire du bassin la performance des modèles reste très médiocre.

Pour améliorer le caractère explicatif des modèles, l'approche mécaniste réalise une augmentation de la dimension de la description du bassin par le découpage en niveaux de plus en plus fins dans l'espoir d'être plus fidèle à la description de mécanismes ayant lieu dans la nature. Cependant, comme nous l'avons analysé dans le paragraphe 4.2.2, la génération actuelle des modèles mécanistes de simulation du cycle de l'eau se heurte à quatre difficultés majeures :

Primo, ces modèles sont basés sur des équations valables sur des systèmes homogènes à une petite échelle. Dans les applications à l'échelle d'un bassin versant, ils sont forcément obligés de globaliser les phénomènes se produisant à petite échelle (quelques centimètres) dans l'échelle de la grille du modèle (une dizaine d'hectares). Il est simplement admis que les équations valables à une micro-échelle peuvent être appliquées à l'échelle de la grille du modèle avec les mêmes paramètres. Toutefois, on n'est pas sûr que ces équations seraient les mêmes à l'échelle de la grille ni si on peut définir des paramètres globaux pour une grille. Beven (1989) considère qu'en fait les modèles mécanistes actuels sont de simples modèles conceptuels globaux.

Secundo, les paramètres ont une très grande variabilité à l'échelle de la grille d'un modèle. Plusieurs études récentes (*e.g.*, Sharma *et al.*, 1987 ; Binley *et al.*, 1989a, 1989b) suggèrent qu'il n'est pas possible de définir un paramètre global pour une grille capable de reproduire la réponse d'une surface dont les caractéristiques varient spatialement. Ces études suggèrent donc qu'il n'est pas possible d'utiliser les équations physiques valables à micro-échelle à l'échelle de la grille d'un modèle. Par conséquent, on est contraint de développer d'autres équations plus complexes afin de prendre en compte les effets de cette hétérogénéité avec encore plus de paramètres pour la décrire.

Tertio, si l'on admet qu'il existe un paramètre global représentatif à l'échelle de la grille il faudrait l'estimer soit par des mesures de terrain soit par une connaissance *a priori*. Or, Beven (1989) conclut que l'estimation des paramètres, même physiquement basés, par des mesures de terrain ponctuelles ou par des méthodes indirectes est entachée d'une grande incertitude et peut donner de très mauvais résultats. Ceci implique donc que les paramètres les plus sensibles du modèle nécessiteront d'être calés. On perdrait ainsi un des plus grands avantages des modèles mécanistes, c'est-à-dire leur indépendance vis à vis la calibration.

Quarto, la représentation par les modèles mécanistes des différents mécanismes responsables de l'écoulement de l'eau dans un bassin versant est encore une grossière mimique de la réalité où des hypothèses très discutables (*e.g.*, l'écoulement hortonien et l'absence d'écoulement latéral dans la zone non saturée) sont présentes.

De là il nous paraît important de tirer un enseignement fondamental. Nous sommes encore loin d'avoir des modèles (conceptuels ou mécanistes) capables de décrire les mécanismes de transport de l'eau et *a fortiori* des polluants dans un bassin versant.

Les énormes difficultés auxquelles se heurte l'approche mécaniste pourrait nous conduire à la rejeter en raison de l'immense complexité du "réel". Reléguer une telle approche est à notre avis nier l'essence même de l'hydrologie en tant que science, c'est-à-dire, "... *the water balance equation exciting in all its dynamics, with the competing forces of gravity, thermodynamics, chemistry, electrochemistry, and perhaps others, in the metamorphoses of one state into another as it moves through the hydrologic cycle, in the playful changes of its rhythm and pace over several orders of magnitude, in the structural complexity of the environments through which the water has to find its ways, and in the awesome complexity of the resulting patterns of its fluctuations in space and time*" (Klemes, 1988).

Quelle que soit l'approche envisagée, la modélisation et donc la compréhension des mécanismes de transport de polluants ne pourra progresser que si elle est menée conjointement avec un programme cohérent de mesures sur le terrain, unique moyen d'assurer la consistance entre les prévisions d'un modèle et les processus se produisant dans la réalité. Comme l'a affirmé très justement Klemes (1982) "*progress in causal modeling can result only from more hydrologic knowledge and not from more "causally inspired" manipulations of the little knowledge we have*".

Nous avons l'impression qu'une grande majorité des programmes de recherche dans le domaine de l'hydrologie des bassins versants menés actuellement (en France mais aussi un peu partout dans le monde) ont un objectif beaucoup plus lié aux problèmes de gestion des ressources en eau que véritablement à l'augmentation des connaissances sur le cycle de l'eau. Klemes (1982) va jusqu'à dire que dans certains laboratoires de recherches en hydrologie, qui normalement sont supposés avoir comme objectif explicite d'aider à reconstituer le puzzle du cycle de l'eau, il est presque indécent de proposer un projet de recherche motivé par la curiosité et tourné vers un problème hydrologique fondamental, *i.e.*, un aspect de l'équation du bilan de l'eau. Tant qu'on aura besoin de prévoir l'impact des activités humaines sur l'environnement, la connaissance des processus fondamentaux sera nécessaire.

12.6 - EVALUATION DE L'IMPACT DES TECHNIQUES AGRICOLES SUR LA QUALITÉ DE L'EAU

Dans la phase d'établissement des programmes de lutte contre la pollution diffuse d'origine agricole, les modèles mathématiques pourraient être utilisés pour simuler les effets des pratiques agricoles sur la qualité de l'eau et aussi être une méthode d'aide au choix des techniques appropriées. Un tel modèle de simulation pourrait ainsi être la base d'un modèle de gestion plus large auquel les aspects économiques seraient intégrés.

Pour accomplir une telle tâche, les modèles mathématiques de simulation doivent avoir une propriété essentielle, à savoir, une relation quantitative établie entre les différentes pratiques agricoles et les valeurs des paramètres du modèle.

Il nous semble que la condition *sine qua non* que doivent remplir les modèles est le réalisme physique, c'est-à-dire, les modèles de simulation, et tout particulièrement les modèles conceptuels, doivent représenter le plus fidèlement les vrais processus ayant lieu dans la nature. Par conséquent, leur validation doit se faire non seulement par la correspondance entre valeurs observées et simulées d'une seule variable de sortie (*e.g.*, concentration d'un polluant à exutoire) mais sur plusieurs autres variables d'état (*e.g.*, humidité du sol, stock du polluant dans le sol, écoulement subsuperficiel, ...). Cette condition est à notre avis une garantie nécessaire (pas suffisante) pour tous les modèles qui se prêtent à simuler l'impact des pratiques culturales. Comme l'a dit Bachelard, "*... pour confirmer scientifiquement le vrai, il convient de le vérifier à plusieurs points de vue différents. Penser une expérience c'est alors cohérer un pluralisme initial*".

On rejoint ici encore une fois l'utilité de la mise en place de programmes d'expérimentations qui soient en consonance avec une architecture des connaissances fournie par la modélisation.

En ce qui concerne les modèles conceptuels, car il n'existe pas (encore ?) de modèles mécanistes de simulation de la pollution diffuse d'origine agricole, aucun des modèles que nous avons étudié n'a été l'objet d'une validation à plusieurs points de vue. Il nous semble donc prématuré d'avancer que les modèles de simulation de la pollution diffuse sont capables d'évaluer l'impact des changements des pratiques agricoles.

Ceci est d'autant plus vrai que notre expérience d'application des deux modèles conceptuels au bassin de Mélarchez, a montré que même sur la "simple" représentation des concentrations des polluants à l'exutoire les résultats restent assez mauvais.

L'expérience des modèles mécanistes dans la simulation du cycle de l'eau nous indique comme il est difficile d'avoir des paramètres basés physiquement et pourtant il s'agit là des paramètres, *e.g.*, la conductivité hydraulique des

sols, qui ont fait objet d'un volume considérable de recherche. Que dire, par exemple, de l'influence d'un type de labour quelconque sur la capacité d'infiltration d'un sol ?

Nous voyons donc avec très peu d'optimisme que les modèles mathématiques soient capables en général de simuler dans l'état actuel des connaissances l'impact de changement de pratiques agricoles. Ceci est plus particulièrement vrai pour les polluants transportés en suspension pour lesquels les propriétés de la surface du sol, très difficiles à appréhender, jouent certainement un rôle considérable.

Par contre, pour les polluants transportés en solution, *e.g.*, nitrates, un modèle mathématique physiquement réaliste et validé comme tel pourrait simuler un certain nombre de pratiques culturales comme par exemple la gestion de l'enfouissement de pailles, la mise en culture en hiver, le fractionnement des apports et le changement des types de cultures dont l'impact se fait sentir sur le stock du polluant dans le sol et non sur la structure physique du système.

Si l'on fait l'hypothèse qu'un modèle de simulation conceptuel puisse être physiquement réaliste, pour arriver à des modèles capables de simuler le changement des pratiques culturales il nous semble essentiel de repenser les processus de suivi des bassins versants expérimentaux, non seulement dans leur forme mais dans les crédits alloués. Il faudrait passer avec détermination d'une phase du "*comment phénoménologique*" à une phase de recherche du "*pourquoi mathématique*". Les visées à court terme de la gestion doivent un peu laisser la place au long terme de la recherche si on veut avoir des outils qui puissent vraiment servir à la première.

12.7 - CONCLUSION

Dans ce chapitre nous avons analysé l'utilité des modèles conceptuels de simulation de la PDOA par rapport à la réponse qu'ils peuvent apporter à cinq problèmes qui sont généralement posés dans la gestion de la pollution diffuse d'origine agricole : (1) calcul des flux polluants, (2) calcul du risque lié au dépassement d'une concentration, (3) détermination et quantification des sources de polluants, (4) description des mécanismes de transport des polluants et (5) estimation de l'impact des changements des pratiques agricoles sur la qualité de l'eau.

Le flux d'un polluant à l'exutoire d'un bassin versant est, par définition, le produit entre la concentration et le débit. En absence de données de ces deux variables, l'estimation des flux peut être faite par des relations statistiques (*e.g.*, coefficient d'exportation, fonctions de charges) établies sur d'autres bassins à partir des variables climatologiques (*e.g.*, précipitations, température), dont la mesure est plus abondante, et des caractéristiques physiques du bassin versant. Nous avons constaté que ces méthodes sont très peu précises et l'intervalle de confiance de l'estimation est du même ordre que l'intervalle entre le minimum et le maximum des données utilisées pour établir ces relations.

En l'absence de données de concentration, l'introduction de l'information sur les débits à Mélarchez par l'intermédiaire de sa mesure en continu réduit de peu l'incertitude sur les flux à l'exutoire. Les résultats obtenus à Mélarchez tendent à confirmer l'hypothèse de la non-existence de relations universelles valables entre le flux et les variables de forçage ou d'état de bassin versant.

L'introduction d'un protocole usuel d'échantillonnage avec une mesure de la concentration et du débit chaque mois réduit considérablement l'incertitude sur les flux par rapport aux relations statistiques mais le flux moyen annuel calculé ainsi à Mélarchez peut varier (à un niveau de confiance de 95%) entre $\pm 100\%$, $\pm 36\%$ et $\pm 43\%$ du flux réel de MES, de nitrates et du phosphore dissous.

L'application des deux modèles mathématiques pour simuler les flux des polluants agricoles à l'exutoire de Mélarchez n'a pas amélioré l'incertitude sur le calcul des flux par rapport aux méthodes d'extrapolation concentration-débit, si l'on dispose de la mesure du débit en continu. Par contre, en l'absence de séries de données de concentration et de débit sur toute la période sur laquelle on désire calculer le flux, le couplage entre un modèle de simulation pluie-débit et une relation linéaire entre flux et débit s'avère un moyen relativement précis pour l'estimation des flux. Dans le cas de Mélarchez, avec une relation flux-débit calibrée avec une seule année de données, le flux moyen annuel calculé peut varier (à un niveau de confiance de 95%) entre $\pm 32\%$, $\pm 29\%$ et $\pm 32\%$ du flux réel de MES, de nitrates et de phosphore.

Les résultats obtenus avec la simulation des concentrations en nitrates et de matières en suspension à Mélarchez ont montré que les écarts de simulation sont très importants, tout particulièrement pendant les périodes les plus sensibles, *i.e.*, les concentrations élevées. Par ailleurs, les distributions de probabilités des concentrations calculées par les modèles sont très différentes de celles observées réellement. Par conséquent, les résultats des

simulations de la qualité des eaux sur le bassin versant de Mélarchez ne permettent pas d'envisager l'utilisation des modèles mathématiques conceptuels pour l'estimation du risque lié au dépassement d'une concentration à l'exutoire.

Les conditions préalables et fondamentales à l'utilisation des modèles mathématiques pour déterminer et quantifier les différentes sources de pollution dans un bassin versant demandent qu'on soit capable de simuler les phénomènes mis en jeu dans le transport de polluants issus de chacune des sources et que les paramètres du modèle soient indépendants de calibration. Pour remplir la première condition il faut que les modèles soient validés non seulement en fonction de leur capacité à simuler la réponse globale du bassin à l'exutoire mais surtout par rapport à la justesse du réalisme physique de chacun des sous-modèles. L'absence de données capables de valider les modèles de simulation de la PDOA fait que dans l'état actuel des connaissances, il semble que la première condition ne puisse pas être véritablement vérifiée. Pour la deuxième condition, les résultats obtenus à Mélarchez vont dans le sens de confirmer l'hypothèse que la génération actuelle des modèles dits indépendants de calibration ne l'est, en fait, pas. Ainsi, il nous semble hasardeux de se fier aux estimations des sources de polluants d'un modèle dont les paramètres ont été déterminés seulement à partir d'une information *a priori* du système. Toutefois, comme on l'a vu ci-dessus, les modèles peuvent être un moyen d'extrapoler les flux des polluants d'un bassin hétérogène si on dispose d'une série courte de données représentatives de chacune des entités géographiques régionales, capable de caler les paramètres du modèle.

La description des mécanismes de transport des polluants diffus dans un bassin versant implique d'emblée que les modèles aient été validés sur cette aptitude là. Comme nous l'avons vu la totalité des modèles de simulation de la PDOA ont été testés uniquement sur leur capacité de représenter la réponse globale à l'exutoire. La mauvaise qualité de la simulation des concentrations de polluants à l'exutoire de Mélarchez indique qu'il est peu vraisemblable que les mécanismes de transport, de transfert et de transformation de polluants soient correctement représentés par les modèles conceptuels.

La condition fondamentale pour qu'un modèle puisse évaluer l'impact des pratiques agricoles sur la qualité de l'eau est, à notre avis, son réalisme physique. Bien que les considérations que nous avons faites n'autorisent pas à utiliser les modèles actuels de simulation de la PDOA pour prévoir les conditions non-stationnaires auxquelles pourrait être soumis un bassin versant, il nous semble que, si un modèle est capable de simuler correctement le comportement du bassin (*i.e.*, avec une représentation physiquement réaliste), l'impact sur la qualité des eaux du changement de certaines pratiques agricoles peut être simulé. Nous pensons notamment à celles qui n'interviennent pas dans les propriétés physiques des systèmes modélisés mais sur les stocks des polluants au cours du temps (qui sont celles d'ailleurs qui semblent avoir le plus d'impact sur le lessivage des nitrates).

CONCLUSION GÉNÉRALE

Les enjeux

On assiste au cours des dernières années à une préoccupation accrue pour la pollution diffuse d'origine agricole, non seulement de la part des gestionnaires de l'eau mais de toute la société en général. L'intérêt pour les sources diffuses de pollution d'origine agricole s'est manifesté d'avantage lorsque les efforts sur les sources ponctuelles domestiques et industrielles ont abouti à la réduction de la plupart des "points noirs" de pollution. Actuellement, il est renforcé car les problèmes de nutriments (e.g., nitrates, eutrophisation, ...) et de substances toxiques (e.g., pesticides, métaux lourds, PCB, ...) sont devenus inquiétants et on a pris conscience que leurs impacts sur l'environnement constituent un coût important pour la collectivité.

Le défi qui est donc posé à notre société est de promouvoir le développement économique, en particulier agricole, en harmonie avec une protection de l'environnement efficace et équitable. La mise en place d'une gestion intégrée des ressources naturelles rend nécessaire la mise en oeuvre de méthodologies prenant en compte les multiples facteurs (agronomiques, climatologiques, hydrologiques, ...) qui interviennent dans le transport des polluants et permettent de dégager les politiques pour minimiser ses effets. Parmi ces méthodologies, les modèles mathématiques de simulation sont de puissants outils potentiels.

Parmi les problèmes liés à la PDOA posés aux gestionnaires de l'eau et dont les modèles mathématiques peuvent contribuer à la solution on distingue : dans la phase de diagnostic, (1) le calcul des flux polluants, (2) le calcul du risque lié au dépassement d'une concentration ; dans la phase d'évaluation, (3) la détermination et quantification des sources de polluants, (4) la description des mécanismes de transport de polluants ; dans la phase d'évaluation d'alternatives de contrôle, (5) l'estimation de l'impact des changements des pratiques agricoles sur la qualité de l'eau.

Le développement des études sur les systèmes complexes et particulièrement les milieux naturels (e.g., bassins versants, rivières, lacs, nappes, estuaires, ...) associé au développement de l'informatique et à la vulgarisation des ordinateurs ont provoqué au cours des vingt dernières années une prolifération des modèles mathématiques dont la littérature des sciences de l'eau regorge. Cependant, il faut bien reconnaître que ces modèles n'ont pas toujours apporté ce qu'on attendait pour la connaissance ou pour la maîtrise des systèmes étudiés.

La diversité des points de vue, principalement en ce qui concerne les méthodes d'élaboration et de validation, a parfois provoqué chez certains chercheurs ou gestionnaires une suspicion bien compréhensible quant à l'intérêt des modèles. Il apparaît donc important de préciser certains critères que les modèles doivent essayer de respecter pour être plus crédibles. Parmi ces principes nous citons : (1) la cohérence rationnelle, (2) l'ajustement aux données expérimentales, (3) l'unicité ou l'identifiabilité, (4) la minimalité, (5) la falsifiabilité et (6) le pouvoir de prévision.

Indépendamment de la justesse intrinsèque des modèles mathématiques, c'est-à-dire, le respect des critères mentionnés ci-dessus, des raisons extrinsèques aux modèles contribuent à leur non-utilisation dans la gestion des eaux. Les principales contraintes à l'utilisation des modèles qui ne s'attachent pas directement à la crédibilité sur la performance des modèles eux-mêmes mais qui sont plutôt d'ordre comportemental, psychologique, logistique ou pédagogique sont : (1) la communication entre modélisateurs et non-modélisateurs, (2) l'interface entre le modèle et l'utilisateur, (3) la maintenance, (4) la documentation, (5) la diffusion, (6) la disponibilité des données et (7) la formation des utilisateurs. Actuellement, la mise en cause de modèles par les gestionnaires ne nous semble pas venir d'une critique fondée sur leur performance. En effet, on ne trouve dans la littérature que des modèles qui semblent "bien marcher". Comme les modèles qui ne "marchent" pas ne sont pas publiés, on peut seulement conclure, par tautologie, que les modèles fonctionnent bien. Il nous semble donc que les obstacles à l'utilisation des modèles dans la gestion de l'eau sont beaucoup plus liés aux raisons extrinsèques qu'aux raisons intrinsèques. Il nous paraît important que modélisateurs et utilisateurs soient attentifs à ces points qui bloquent la possibilité d'utiliser la capacité qu'offrent les modèles d'une meilleure compréhension des systèmes naturels, pour une meilleure gestion de l'environnement.

Malgré le nombre croissant d'applications des modèles de simulation de la PDOA reportées dans la littérature, des exemples d'études sérieuses de validation des modèles sont rares dans la littérature des sciences de l'eau. Malheureusement, beaucoup plus de chercheurs et d'ingénieurs se sont intéressés à l'élaboration des modèles mathématiques qu'à leur validation objective. Par ailleurs, il faut signaler le manque des données adaptées à la validation des modèles, qu'il s'agisse des sous-modèles hydrologique, érosion, azote ou phosphore. Ce sombre tableau ne peut pas être expliqué seulement par une absence de moyens mis en œuvre mais il est également la conséquence de l'absence de communication entre expérimentateurs et modélisateurs.

Dans le domaine de la PDOA, nous avons mis en évidence deux grandes approches de modélisation en fonction du type d'équations utilisées pour simuler les processus à l'origine du transport de polluants. La première approche utilise des algorithmes empiriques mais dont les paramètres bénéficient d'une relation fonctionnelle avec des caractéristiques physiques du bassin versant. De ce fait, ces modèles seraient indépendants de toute calibration. L'intérêt d'une telle approche consiste d'une part, à utiliser les relations empiriques entre les paramètres du modèle et les caractéristiques (physiques et d'utilisation du sol) du bassin versant pour prévoir l'impact des changements des pratiques agricoles sur la qualité des eaux et d'autre part, à estimer la perte des polluants vers les milieux aquatiques dans les bassins versants non-jaugés. La deuxième approche utilise un niveau de représentation plus fin du bassin versant dans l'espoir de mieux simuler son comportement. Dans ce cas, les algorithmes adoptés sont dépourvus de réalisme physique et les paramètres du modèle doivent être calés.

La validation des approches empirique et conceptuel

L'objectif principal de notre étude a été de contribuer à la validation de ces deux approches en utilisant deux modèles, chacun représentatif d'une des approches. Comme un modèle est indissociable de son objectif et comme cet objectif n'est pas simplement de décrire l'objet modélisé mais de répondre à différentes questions posées, nous avons analysé l'utilité des modèles mathématiques de simulation de la PDOA par rapport aux principaux problèmes auxquels sont confrontés les gestionnaires.

Comme représentant de la première approche, nous avons mis au point un modèle conceptuel de simulation (modèle CB) des débits liquide et solide, des flux et des concentrations de nitrates, de phosphore dissous et de phosphore particulaire à l'exutoire d'un petit bassin versant agricole. Ce modèle s'est inspiré des algorithmes des modèles CREAMS et SWRRB. Le modèle HSPF a été choisi comme représentant de la deuxième approche de modélisation car il s'agit du modèle conceptuel de simulation de la PDOA le plus complet publié jusqu'à présent dans la littérature. Ces modèles ont été testés avec la base de données hydrologiques, de qualité de l'eau (1975-1987) et agronomiques du bassin versant de l'Orgeval (à Mélarchez) dont l'occupation est principalement représentée par une céréaliculture intensive. Ce bassin constitue, à notre connaissance, la plus grande base de données pour l'étude de la pollution diffuse d'origine agricole en France et probablement dans le monde.

Les sous-modèles hydrologiques CB (avec calibration) et HSPF ont donné des résultats comparables avec une simulation raisonnable des débits à l'exutoire du bassin de Mélarchez. Toutefois ces modèles présentent les mêmes difficultés pour simuler certains événements, notamment les crues de printemps et d'été isolées et la reprise des écoulements en fin d'automne ou en début d'hiver après des périodes d'étiage prolongé. Ces modèles souffrent donc des "maladies" déjà signalées dans la littérature sur d'autres modèles conceptuels pluie-débit.

La décomposition du débit à l'exutoire en divers types d'écoulements, faites par les deux sous-modèles hydrologiques, sont très différentes. Dans les deux cas, il est très difficile d'altérer ce partage sans une dégradation significative de la qualité de la simulation des débits moyens journaliers. Ce comportement des modèles hydrologiques aura donc un impact certain sur la simulation de la qualité de l'eau.

L'utilisation du modèle hydrologique CB, sans calibration des paramètres, pour simuler les débits à l'exutoire a donné des résultats légèrement inférieurs aux modèles avec calibration. Cependant, l'hypothèse de généralité du modèle CB lui permettant de s'appliquer à des sites non-jaugés, qui semble vérifiée à Mélarchez, doit faire l'objet d'une vérification plus large si on veut l'utiliser en prévision.

Nous avons constaté que l'équation universelle de perte des sols modifiée (MUSLE) surestime considérablement l'érosion sur le bassin versant de Mélarchez, ce qui semble indiquer une inaptitude de cette équation à simuler les flux de MES à l'exutoire des bassins versants à faible érosion. Avec calibration des paramètres de l'indice d'érosivité, la MUSLE perd son caractère universel et devient une simple relation flux-débit. Les essais de perfectionnement du modèle par l'introduction des intensités de pluies et de l'humidité du sol simulée par le modèle hydrologique n'ont apporté aucune amélioration significative de l'estimation des flux de MES.

Le sous-modèle érosion HSPF a très mal simulé l'évolution des concentration de MES ainsi que des flux à l'exutoire de Mélarchez. Ces résultats sont d'une part, dûs à l'utilisation d'une seule année comme échantillon de

calibration et d'autre part, à une forte dépendance du modèle érosion à la décomposition des écoulements dont la distribution n'était pas modifiable de par la structure du modèle hydrologique.

La simulation des concentrations en nitrates à l'exutoire de Mélarchez a montré une incapacité des modèles CB et HSPF à simuler les périodes de grand lessivage et tout particulièrement les épisodes où les concentrations dépassent 25 mg N-NO₃/l. Ce comportement ne semble pas être dû seulement aux erreurs de simulation du modèle hydrologique mais également à la simulation de l'évolution de la concentration en azote nitrique dans le sol. Des phénomènes de courte durée doivent jouer un rôle certain dans cette évolution comme par exemple une forte minéralisation pendant une période chaude et sèche et une dénitrification importante après l'arrivée des pluies. En ce qui concerne la simulation des flux de nitrates, les performances des modèles CB et HSPF sont comparables car la variabilité des flux est expliquée pour l'essentiel par les débits

L'analyse de l'évolution des séries de concentrations en phosphore et de celles de débits semble indiquer une probabilité élevée d'avoir une composante importante du flux de phosphore dissous à l'exutoire de Mélarchez provenant des sources ponctuelles domestiques de pollution. L'absence d'une estimation précise de la pollution domestique et de son évolution dans le temps rend impossible toute modélisation des pertes de phosphore d'origine diffuse. Par ailleurs, les phénomènes ayant lieu dans le cours d'eau, notamment la sédimentation-relargage et les réactions d'adsorption-désorption, viennent ajouter une complication supplémentaire.

La simulation par le modèle CB des concentrations de phosphore dissous, avec les hypothèses de dilution en hiver et d'augmentation de la concentration en phosphore dissous pendant la saison estivale par les sources ponctuelles, représentent raisonnablement l'évolution saisonnière des concentrations à l'exutoire du bassin de Mélarchez. Par contre, notamment pendant les mois à très fortes charges en phosphore dissous, le modèle sous-estime systématiquement les flux. La simulation par le modèle HSPF des flux de phosphore dissous, sans la prise en compte des sources ponctuelles, les a nettement sous-estimés.

L'analyse des incertitudes des paramètres des modèles CB et HSPF a mis en évidence de très fortes intercorrélations. Cette interdépendance alliée au nombre des paramètres explique sans doute les difficultés rencontrées lors de la calibration. Par ailleurs, l'analyse de l'information nécessaire à la calibration des paramètres a montré que la précision des paramètres ne s'améliore pas significativement à partir de trois années de données sauf dans le cas du sous-modèle érosion HSPF où ce n'est qu'à partir de trois années de données qu'on atteint un niveau d'information minimal capable d'identifier les paramètres.

Utilité des modèles mathématiques dans la gestion de la pollution agricole

La comparaison des méthodologies de calcul de flux polluants à l'exutoire des bassins agricoles nous montre que :

- en l'absence de données de concentration et de débit les relations statistiques (*i.e.*, coefficients d'exportation) sont très peu précises et l'intervalle de confiance de l'estimation est du même ordre que l'intervalle entre le minimum et le maximum des données utilisées pour établir ces relations.
- l'introduction de l'information sur les débits à Mélarchez par l'intermédiaire de sa mesure en continu réduit très peu l'incertitude sur les flux de polluants à l'exutoire.
- un protocole usuel d'échantillonnage avec une mesure de la concentration et du débit chaque mois réduit considérablement l'incertitude sur les flux par rapport aux relations statistiques mais le flux moyen annuel calculé ainsi à Mélarchez peut varier (à un niveau de confiance de 95%) entre $\pm 100\%$, $\pm 36\%$ et $\pm 43\%$ du flux réel de MES, de nitrates et du phosphore dissous.
- si l'on dispose de la mesure du débit en continu, l'application des modèles mathématiques CB et HSPF pour simuler les flux moyens annuels des polluants n'améliore pas l'incertitude sur le calcul de flux par rapport aux méthodes d'extrapolation concentration-débit.
- *en l'absence de données de concentration et de débit sur toute la période sur laquelle on désire calculer le flux, le couplage entre un modèle de simulation pluie-débit et une relation linéaire entre flux et débit s'avère le moyen le mieux adaptée à l'estimation du flux moyen annuel des polluants à l'exutoire de Mélarchez.* Avec une relation flux-débit calibrée avec une seule année de données, le flux moyen annuel calculé à Mélarchez peut varier (à un niveau de confiance de 95%) entre $\pm 32\%$, $\pm 29\%$ et $\pm 32\%$ du flux réel de MES, de nitrates et de phosphore dissous.

Les résultats obtenus par la simulation des concentrations de MES et de nitrates ont montré que les écarts de simulation sont d'autant plus importants que les concentrations sont élevées. Par ailleurs les distributions de probabilités des concentrations calculées par les modèles sont très différentes de celles observées réellement. Par conséquent, *les résultats des simulations de qualité des eaux sur le bassin versant de Mélarchez ne permettent pas d'envisager l'utilisation des modèles mathématiques conceptuels pour l'estimation du risque lié au dépassement d'une concentration.*

La condition préalable et fondamentale à l'utilisation des modèles pour : (1) déterminer et quantifier les différentes sources de pollution dans un bassin versant, (2) décrire les mécanismes de transport des polluants et (3) évaluer l'impact de changement des pratiques agricoles sur la qualité de l'eau, est le réalisme physique. Il est à notre avis indispensable que les modèles, soient-ils conceptuels ou mécanistes, représentent le plus fidèlement possible les vrais processus ayant lieu sur le bassin versant.

L'analyse de modèles existants dans la littérature nous indique que la génération actuelle des modèles de simulation de la PDOA est basée sur des modèles hydrologiques qui ont été conçus non pour décrire le cycle de l'eau dans un bassin versant mais simplement pour simuler le débit total à l'exutoire. Par conséquent, il est peu probable que les représentations du cycle de l'eau soient physiquement réalistes quelle que soit la valeur conceptuelle de ces représentations.

Si l'on raisonne par l'absurde et l'on admet l'hypothèse que les représentations du cycle de l'eau et des cycles biogéochimiques des modèles de simulation de la PDOA sont physiquement réalistes, il est fondamental que cette hypothèse soit validée non seulement sur une variable d'état en sortie de bassin mais sur un ensemble de variables d'état. Or, nous avons vu au cours de ce mémoire qu'aucun des modèles n'a été l'objet de tests rigoureux de validation. Ceci est principalement dû à l'absence de données adaptées à accomplir une telle tâche. Par conséquent, *l'absence de validation des modèles sur leur réalisme physique ne permet pas de les utiliser actuellement pour déterminer et quantifier les différentes sources de pollution dans un bassin versant, pour décrire les mécanismes de transport des polluants et pour évaluer l'impact de changement des pratiques agricoles sur la qualité de l'eau.*

Afin d'augmenter le réalisme physique des représentations, pour certains modèles, on a procédé à une augmentation du niveau de la description du système dans l'espoir d'être plus proche du réel. Nous considérons une telle démarche scientifiquement douteuse car elle ne respecte pas le principe fondamental de minimalité. L'analyse des incertitudes des paramètres nous a donné plusieurs exemples montrant que la complexité des structures et le grand nombre de paramètres sont bien au-delà de la "carrying capacity" de l'information contenue dans les séries de données des débits et de concentrations de polluants à l'exutoire du bassin versant de Mélarchez. Une représentation plus complexe n'est justifiable que si elle augmente la compréhension du système. Comme l'a affirmé Thom (1974) "*ce qui doit être considéré comme essentiel de l'activité scientifique c'est la simplification de la description, la réduction de l'arbitraire dans la description.*"

Epilogue

Il nous paraît que cet état de choses où les modèles ont été placés au-dessus de la connaissance sur laquelle ils sont basés vient en grande partie du fait que la recherche en hydrologie au sens large (*i.e.*, "toute action, étude ou recherche qui se rapporte à l'eau, au cycle de l'eau et à leurs applications", Roche, 1986) a été développée pour résoudre des problèmes pratiques humains et non en vue d'augmenter la connaissance sur l'eau. Ainsi la recherche a été guidée par la technique et comme l'a affirmé très justement Braben (1985), "*research driven by a technique ... seems to be a poor bet, since almost invariably the technician's skill is a solution looking for a problem*". Les motivations d'une grande partie de la recherche en hydrologie amènent Klemes (1986) à conclure que l'hydrologie n'a pas encore été consolidée en tant que science. Cette perspective historique de l'hydrologie ne se justifie pas bien sûr par une volonté délibérée de nos "ancêtres" hydrologues mais parce que les techniques développées ont été capables et suffisantes pour résoudre la plupart des problèmes pratiques posés et par conséquent il y a eu peu d'efforts d'approfondissement de la connaissance scientifique de certains aspects de l'hydrologie.

Cependant, il y a actuellement trois importantes raisons pour que la perspective hydrologique vienne à prendre une nouvelle tournure (Klemes, 1988) : (1) l'accroissement de l'échelle des interférences humaines dans l'environnement (*e.g.*, changement du climat, pollution des nappes, risques technologiques, croissance de la population, ...), (2) le développement des techniques d'observation et de mesures (*e.g.*, les mesures par radar, télédétection, ...) et (3) la coopération et l'interdépendance croissante entre les sciences bio-géophysiques, où le transport des polluants d'origine diffuse dans les bassins versants est un exemple typique. La pratique courante sur laquelle la génération actuelle des modèles mathématiques de simulation de la PDOA a été développée qui se traduit par la séquence *application* → *données* → *compréhension* doit être remplacée par l'ordre inverse *compréhension* → *données* → *application* (Dooge, 1987).

L'exemple donné dans ce travail d'utilisation des modèles mathématiques pour la simulation de la PDOA nous indique qu'on est loin d'avoir des outils performants. L'analyse de l'utilité de ces modèles mathématiques que ce soit dans un but de recherche ou dans un but de gestion montre qu'ils apportent relativement peu par rapport aux autres méthodologies existantes. Ce constat d'échec ne doit pas être considéré comme un constat d'échec de la modélisation en tant que méthode scientifique mais plutôt comme la mise en évidence de la difficulté pour les sciences de l'eau de décrire le réel.

Il nous semble donc fondamental qu'une symbiose s'installe entre modélisateurs, expérimentateurs et scientifiques du milieu naturel afin de conjuguer leurs efforts dans l'étude du cycle de l'eau dans toutes ses dimensions, théorique et expérimentation sur le terrain. L'accent doit être mis, à notre avis, sur les processus hydrologiques fondamentaux et sur la compréhension des mécanismes (physiques, chimiques et biologiques) qui en sont à la base.

Dans l'accomplissement de cette difficile tâche, la réelle utilité des modèles mathématiques réside dans la synthèse architecturée de connaissances et la possibilité d'une meilleure compréhension du comportement des systèmes naturels complexes. Le *mathématisme* sera alors non seulement descriptif mais aussi formateur et jouera son vrai rôle dans l'avancée des connaissances.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

1. Abbott, M. B. et al. - 1986a. An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, Vol. 87, 45-59.
2. Abbott, M. B. et al. - 1986b. An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Europeen, "SHE", 2: Structure of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, Vol. 87, 61-77.
3. Ågren, G. I. et E. Bosatta - 1990. Theory and model or art and technology in ecology. *Ecological Modelling*, Vol 50, N° 1-3, 213-220.
4. Ahuja, L. R. et O. R. Lehman - 1983. The extent and nature of rainfall-soil interaction in release of soluble chemicals to runoff. *Journal Environmental Quality*, Vol. 12, N° 1, 34-40.
5. Al Austin, T. - 1986. Utilization of Models in Water Resources. *Water Resources Bulletin*, Vol. 22, N° 1, 49-56.
6. Alexander, M. - 1961. *Introduction to soil microbiology*. Wiley, New York, 472 p.
7. Anderson, E. A. - 1968. Development and testing of snow pack energy balance equations. *Water Resources Research*, Vol. 4, N° 1, 19-37.
8. Andrews, D. J., K. K. S. Bhatia et E. A. McBean - 1985. Modeling of phosphorus concentrations from diffuse sources. *Proceedings of Stormwater and Water Quality Model, Users Group Meeting*, U. S. Environmental Protection Agency, EPA-600/9-85-016, Athens, GA, 241-256.
9. APHA - 1989. *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater*, APHA-AWWA-WPCF, Washington, D. C.
10. Arlot, M. P. - 1988. *Lessivage de solutés d'un sol argileux drainé*. CEMAGREF, Antony, 39 p.
11. Arnold, J. G. et al. - 1990a. *SWRRB, a basin scale simulation model for soil and water resources management*. Texas A&M University Press, College Station, 142 p.
12. Arnold, J. G. et al. - 1990b. *SWRRBWQ basin scale water quality model documentation*. U. S. Department of Agriculture, Grassland, Soil and Water Research Laboratory, Temple, Texas.
13. Arnold, J. G. et J. R. Williams - 1985. Validation of SWRRB - a simulator for water resources in rural basins. *Proceedings of Symposium Sponsored by Committee on Watershed Management, Irrigation and Drainage Division, ASCE*, 30 apr-1 may, Denver, CO, 107-114.
14. Arrignon, J. - 1976. *Aménagement écologique et piscicole des eaux douces*. Gauthier-Villards, Paris, 320 p.
15. Bache, B. W. et E. G. Williams - 1971. A phosphate sorption index for soils. *Journal of Soil Science*, Vol. 22, N° 3, 289-301.
16. Bachelard, G. - 1938. *La Formation de l'Esprit Scientifique*. J. Vrin, Paris, 256 p.
17. Bachelard, S. - 1979. Quelques aspects historiques des notions de modèle et de justification des modèles. *In*. Delattre, P et M. Thellier (ed), *Actes du Colloque "Elaboration et Justification des Modèles : Applications en Biologie"*, Tome I, Maloine Editeur, Paris, 3-19.
18. Bailleux, J. - 1974. *Les bassins versants représentatifs de l'Orgeval. Etude du bassin général contrôlé par la station du Theil*. CEMAGREF, Bulletin Technique N° 116, Antony, 74 p.
19. Balandreau, J. et al. - 1976. Etude des variations de la fixation d'azote dans une culture de maïs. *C. R. Académie de Sciences, Paris, Sér. D*, Vol. 282, 1071-1074.

20. Balland, P. - 1985a. La lutte contre l'eutrophisation des lacs. ENGREF, Département de Formation Continue, Paris, 97 p.
21. Balland, P. - 1985b. Apports diffus provenant du territoire rural : application au bassin versant du Léman. Journée "Bassin Versant", Ministère de l'Agriculture et Ministère de l'Environnement, 25 fév, Paris.
22. Ballay, D. et al. - 1985. Rapport français : "les nitrates dans l'eau". Congrès international nitrates dans les eaux, Vol 1, 22-24 oct, Paris.
23. Barnwell, T. O. et P. A. Krenkel - 1982. The use of water quality models in management decision making. Water Sci. Tech., Vol. 14, 1095-1107.
24. Barnwell, T. O., L. C. Brown et W. Marek - 1986. Development of a Prototype Expert Advisor for the Enhanced Stream Water Quality Model QUAL2E. U. S. Environmental Protection Agency, Internal Report, Athens, 87 p.
25. Beasley, D. B., L. F. Huggins et E. J. Monke - 1980. ANSWERS: A model for watershed planning. Transactions of the ASAE, Vol. 23, N° 4, 938-944.
26. Beck, M. B. - 1983a. A procedure for modeling. In : Orlob G. T. (ed), Mathematical modeling of water quality : streams, lakes and reservoirs, Wiley (IIASA), 11-41.
27. Beck, M. B. - 1983b. Sensitivity analysis, calibration and validation. In : Orlob G. T. (ed), Mathematical modeling of water quality : streams, lakes and reservoirs, Wiley (IIASA), 425-467.
28. Beck, M. B. - 1987. Water Quality Modeling: A Review of the Analysis of Uncertainty. Water Resources Research, Vol. 23, N° 8, 1393-1442.
29. Beck, M. B. et G. van Straten (ed) - 1983. Uncertainty and Forecasting of Water Quality. (IIASA) Springer-Verlag, New York, 386 p.
30. Beek, J. et M. J. Frissel - 1973. Simulation of nitrogen behaviour in soils. Wageningen, Pudoc, 67 p.
31. Belamie, R. - 1983 - Etude des pollutions diffuses en territoire rural - Elements de méthodologie - Application à l'étude des bassins versants représentatifs. Colloque sur l'eutrophisation et la pollution du Léman, Société Internationale de Limnologie, 31 oct au 3 sep, Genève, 50 p.
32. Belamie, R. - 1986. Les bassins versants agricoles et ruraux : outils pour la connaissance et le contrôle de la pollution par l'azote et le phosphore. Journée "Bassin Versant", Ministère de l'Agriculture et Ministère de l'Environnement, 25 fév, Paris.
33. Belamie, R. et al. - 1984. Recherches méthodologiques sur les transferts d'azote vers les eaux superficielles en milieu rural. C. R. Acad. Agric. de France, Vol. 70, N° 12, 1565-1576.
34. Belamie, R. et B. Volat - 1986. Etude de la qualité des eaux de drainage du périmètre expérimental d'Arrou (Eure et Loire). CEMAGREF, Antony, 39 p.
35. Belan, J. - 1979. Influence des pratiques culturales sur le lessivage de l'azote. Essai d'évaluation du lessivage par un modèle pratique. INRA, Station Agronomique du Département de l'Aisne, Laon, 89 p.
36. Benjamin, J. R. et C. A. Cornell - 1970. Probability, Statistics and Decision for Civil Engineers. Mc Graw-Hill, New York, 684 p.
37. Bennett, J. P. - 1974. Concepts of mathematical modeling of sediment yield. Water Resources Research, Vol. 10, 485-492.
38. Berg, L. et T. G. Northcote - 1985. Changes in territorial, gill-flaring and feeding behavior in juvenile Coho Salmon (*Oncorhynchus kisutch*) following short-term pulses of suspended sediment. Can. J. Fish. Aquat. Sci., Vol. 42, 1410-1417.
39. Berkheiser, V. E. et al. - 1982. Partitioning of inorganic phosphate in soil-water systems. In : Rao, P. S. C. et J. M. Davidson (ed), Retention and transformation of selected pesticides and phosphorus in soil-water systems: a critical review, U. S. Environmental Protection Agency, EPA-600/3-82-060, Athens, GA, 74-157.
40. Bernard, C. - 1985. Contrôle de la pollution agricole diffuse. Sciences et Techniques de l'Eau, Vol. 18, N° 4, 374-379.
41. Betson, R. P. - 1964. What is watershed runoff? Journal of Geophysical Research, Vol. 69, N° 8, 1541-1552.
42. Betson, R. P. et C. V. Ardis Jr. - 1978. Implications for Modelling Surface-Water Hydrology. In : Kirkby M. J. (ed), Hillslope Hydrology, Wiley, 295-323.

43. Beven, K. - 1989. Changing ideas in hydrology - the case of physically-based models. *Journal of Hydrology*, Vol. 105, 157-172.
44. Beven, K. J. et M. J. Kirkby - 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, Vol. 24, N° 1, 43-69.
45. Beven, K. J. et P. E. O'Connell - 1982. On the role of physically-based distributed modelling in hydrology. *Institute of Hydrology, Report No. 81, Wallingford, Oxon*, 36 p.
46. Bicknell, B. R., A. S. Donigan et T. A. Barnwell - 1985. Modeling water quality and effects of agricultural best management practices in Iowa River Basin. *Wat. Sci. Tech.*, Vol. 17, 1141-1153.
47. Biggar, J. W. - 1978. Spatial variability of nitrogen in soils. *In* : Nielsen, D. R. et J. G. MacDonald (ed), *Nitrogen in the Environment*, Vol. 1, Academic Press, New York, 201-212.
48. Binley, A., J. Elgy et K. Beven - 1989a. A Physically Based Model of Heterogeneous Hillslopes; 1. Runoff Production. *Water Resources Research*, Vol. 25. N° 6, 1219-1226.
49. Binley, A., K. Beven et J. Elgy - 1989b. A Physically Based Model of Heterogeneous Hillslopes; 2. Effective Hydraulic Conductivities. *Water Resources Research*, Vol. 25. N° 6, 1227-1233.
50. Biwas, A. K. - 1976. Mathematical modeling and water resources decision making. *In* : Biwas A. K. (ed), *Systems Approach to Water Management*, Mc Graw-Hill, 398-414.
51. Blanchet, R. - 1959. Pouvoir adsorbant des divers constituants du sol à l'égard des ions phosphoriques et examen des réserves externe. *C. R. Académie d'Agriculture de France*, Vol. 45, 247-252.
52. Bogardi, I. et al. - 1986. Sediment yield from agricultural watersheds. *Journal of Hydraulic Engineering, ASCE*, Vol. 112, N° 1, 64-70.
53. Bogardi, I., M. Csernátóni et L. Duckstein - 1985. Sediment yield from agricultural watersheds: an old problem readdressed. *Water International*, Vol. 10, 105-110.
54. Bogdancwicz, E. - 1980. Essai d'utilisation de chroniques existantes d'humidité volumique du sol pour expliquer une partie des variations des coefficients d'écoulement sur le bassin de Mèlarchez. *CEMAGREF, Antony*.
55. Bollinne, A. - 1978. L'érosion en région limoneuse, ses causes : ses conséquences. *Colloque l'érosion agricole des sols en milieu tempéré non méditerranéen, Strasbourg-Colmar, 20-23 septembre, Université Louis Pasteur et INRA*, 95-100.
56. Bollinne, A. - 1985. Adjusting the universal soil loss equation for use in western Europe. *In* : SCSA (ed), *Soil Erosion and Conservation*, Soil Conservation Society of America, Ankeny, Iowa, 206-213.
57. Bos, A. W. - 1983. Evaluation of agricultural non-point source control practices. *International Joint Commission*, 117 p.
58. Bosatta, E. et al. - 1981. Soil microbiology. *In* : Frissel, M. J. et J. A. van Veen (ed), *Simulation of nitrogen behaviour of soil-plant systems*, Pudoc, Wageningen, 38-44.
59. Bosc, M., C. Maertens et R. Blanchet - 1977. Relations plantes sols : principaux facteurs agronomiques déterminant l'absorption des éléments nutritifs par les racines, cas particulier du phosphore. *In* : Boiffin, J. et M. Sebillotte (ed), *Le phosphore et son emploi dans l'exploitation agricole*. Institut National Agronomique Paris-Grignon, Paris, 140-172.
60. Bourrain, X. et al. - 1989. Eutrophisation. *Agence de Bassin Seine-Normandie, SDGR/SMN/VJ/JB*, 23 p.
61. Braben, D. W. - 1985. Innovation and academic research. *Nature*, Vol. 316, 401-402.
62. Bradford, M. E. et R. H. Peters - 1987. The relationship between chemically analyzed phosphorus fractions and bioavailable phosphorus. *Limnol. Oceanogr.*, Vol. 35, N° 5, 1124-1137.
63. Brochet, P. et N. Gerbier - 1975. L'évapotranspiration. Aspect agrométéorologique, évaluation pratique de l'évapotranspiration potentielle. *Monographie N° 65, Météorologie Nationale, Paris*, 95 p.
64. Bruce, R. R. et al. - 1975. A model for runoff of pesticides from small upland watersheds. *Journal Environmental Quality*, Vol. 4, N° 4, 541-548.
65. Burrus, D. - 1984. Contribution à l'étude du transport du phosphore dans le Rhône alpin. *Thèse de Doctorat en Sciences, N° 2135, Faculté des Sciences, Université de Genève*, 100 p.

66. Catroux, G. et J. C. Germon - 1981. Les pertes d'azote par voie gazeuse. C. R. Académie d'Agriculture de France, Vol. 67, N° 10, 875-883.
67. Caussade, B. et M. Prat - 1983. Modélisation mathématique des exports diffus d'un bassin-versant ; Théorie et validation. Revue Française des Sciences de l'Eau, Vol. 2, 203-220.
68. Chalmers, A. F. - 1988. Qu'est-ce que la science ? Éditions de la Découverte, Paris, 238 p.
69. Chambon, P., L. Coin et J. Vial - 1983. Risques pour la santé humaine de certains composés azotés présents normalement ou éventuellement dans l'eau de boisson : les nitrates, nitrites et composés n-nitroso. Techniques de l'Eau et de l'Assainissement, juillet, 1-15.
70. Chauvet, E. - 1981. Eutrophisation du haut Aveyron. Thèse de Doctorat de 3ème Cycle, Université Toulouse III.
71. Chorley, R. J. - 1980. The Hillslope Hydrological Cycle. *In* : Kirkby, M. J. (ed), Hillslope Hydrology, Wiley, 1-42.
72. CIPEL - 1988a. Rapport de l'étude des pollutions d'origine diffuse dans le bassin lémanique. Commission Internationale pour la Protection des Eaux du Léman Contre la Pollution (CIPEL), Lausanne, 128 p.
73. CIPEL - 1988b. Rapports sur les études et recherches entreprises dans le bassin lémanique, campagne 1987. Commission Internationale pour la Protection des Eaux du Léman Contre la Pollution (CIPEL), Lausanne, 268 p.
74. Claassen, N. et S. A. Barber - 1974. A method for evaluating the influence of concentration on the uptake rate of nutrients. *Plant Physiology*, Vol. 54, 564-568.
75. Clark, E. H., J. A. Haverkamp et W. Chapman - 1985. Eroding soils : the off-farm impacts. The Conservation Foundation, Washington, D.C., 252 p.
76. Clarke, R. P. - 1983. A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use. *Journal of Hydrology*, Vol 19, 1-20.
77. Close, M. E. - 1989. Effect of serial correlation on ground water quality sampling frequency. *Water Resources Bulletin*, Vol. 25, N° 3, 507-515.
78. Cohn, T. A. et al. - 1989. Estimating constituent loads. *Water Resources Research*, Vol. 25, N° 5, 937-942.
79. Conesa, A. P., J. C. Fardeau et G. Simon-Sylvestre - 1979. Le phosphore et le soufre. *In* : Bonneau, M. et B. Souchier (ed) Pédologie : 2. Constituants et propriétés du sol, Masson, Paris, 395-407.
80. Cooper, J. R. et al. - 1987. Riparian areas as filters for agricultural sediment. *Soil Science Society of America Journal*, Vol. 51, 416-420.
81. Cormary, Y. - 1968. Modèles déterministes. EDF, LNH, Note HYD/5.68, 17 p.
82. Cosandey, C. - 1986. De l'origine de l'écoulement rapide de crue, dans un petit bassin-versant forestier breton. *Z. Geomorph., suppl.-Bd. 60*, Berlin-Stuttgart, 177-186.
83. Crawford, N. H. et R. K. Linsley - 1966. Digital simulation in hydrology: Stanford Watershed Model IV. Stanford University, Dept. of Civil Engineering, Tech. Report No. 39.
84. Crosson, P. - 1985. Impact of erosion on land productivity and water quality in the United States. *In* : El-Swaify S. A., W. C. Moldenbauer et A. Lo (ed), *Soil Erosion and Conservation. International Conference on Soil Erosion and Conservation (1983, Honolulu, Hawaii)*, Soil Conservation Society of America (Publ.), 217-236.
85. Crowder, B. M. - 1987. Economic costs of reservoir sedimentation : a regional approach to estimating cropland erosion damages. *Journal of Soil and Water Conservation*, Vol. 42, N° 3, 194-197.
86. Crowder, B. M. et al. - 1985. Using CREAMS and economic modeling to evaluate conservation practices: an application. *Journal Environmental Quality*, Vol. 14, N° 3, 428-434.
87. Cunge, J. A. et M. Erlich - 1986. Note descriptive générale sur le Système Hydrologique Européen (SHE). Laboratoire d'Hydraulique de France (LHF).
88. D'Souza, V. P. C. et R. P. C. Morgan - 1976. A laboratory study of effect of slope steepness and curvature on soil erosion. *Journal Agric. Eng. Res.*, Vol. 21, 21-31.
89. Davidson, J. M., P. S. C. Rao et R. E. Jessup - 1987. Critique of computer simulation modeling for nitrogen in irrigated crop lands. *In* : Nielsen, D. R. et J. G. MacDonald (ed), *Nitrogen in the Environment*, Vol. 1, Academic Press, New York, 131-143.

90. DeCoursey, D. G. - 1985. Mathematical models for nonpoint water pollution control. *Journal of Soil and Water Conservation*, Vol. 40, 408-413.
91. Delattre, P. - 1979. Le problème de la justification des modèles dans le cadre du formalisme des systèmes de transformations. *In*: Delattre, P et M. Thellier (ed), Actes du Colloque "Elaboration et Justification des Modèles : Applications en Biologie", Tome I, Maloine Editeur, 97-128.
92. Dendy, F. E. et G. C. Bolton - 1976. Sediment yield-runoff-drainage area relationships in the United States. *Journal of Soil and Water Conservation*, Vol. 31, N° 6, 264-266.
93. DeVera, M. R. - 1981. Assessment of sediment yield using the universal soil loss equation. *In* : Erosion and sediment transport in Pacific rim steeplands, International Association of Scientific Hydrology Publication, N° 132, 400-414.
94. Dépagne, J. et S. Hénin - 1988 - Evolution des teneurs en nitrate des eaux souterraines. *C. R. Acad. Agric. de France*, Vol. 74, N° 1, 65-71.
95. Dolan, D. M., A. K. Yui et R. D. Geist - 1981. Evaluation of River Load Estimation Methods for Total Phosphorus. *Journal Great Lakes Res.*, Vol. 7, N° 3, 207-214.
96. Dommergues, Y. et F. Mangenot - 1970. Le cycle de l'azote. *In* : *Ecologie microbienne du sol*, Masson, Paris, 155-228.
97. Donigian, A. S. et al. - 1977. Agricultural runoff management (ARM) model version II: Refinement and testing. U. S. Environmental Protection Agency, EPA-600/3-77-098, Athens, GA, 294 p.
98. Donigian, A. S. et al. - 1983a. HSPF parameter adjustments to evaluate the effects of agricultural best management practices. U. S. Environmental Protection Agency, Athens, GA, 107 p.
99. Donigian, A. S. et al. - 1984. Application Guide for Hydrological Simulation Program-Fortran (HSPF). U. S. Environmental Protection Agency, EPA-600/3-84-065, Athens, GA, 177 p.
100. Donigian, A. S. et H. H. Davis - 1978. User's manual for agricultural runoff management (ARM) model. U. S. Environmental Protection Agency, EPA-600/3-78-080, Athens, GA, 163 p.
101. Donigian, A. S. et N. H. Crawford - 1976a. Modeling pesticides and nutrients on agricultural lands. U. S. Environmental Protection Agency, EPA-600/2-76-043. Athens, GA, 317 p.
102. Donigian, A. S. et N. H. Crawford - 1976b. Modeling nonpoint pollution from the land surface. U. S. Environmental Protection Agency, EPA-600/3-76-083, Athens, GA, 280 p.
103. Donigian, A. S., J. C. Imhoff et B. R. Bicknell - 1983b. Predicting water quality resulting from agricultural nonpoint source pollution via simulation-HSPF. *In* : Schaller F.W. et G. W. Bailey (ed), *Agricultural management and water quality*, Iowa State University Press, Ames, Iowa, 200-249.
104. Donigian, A. S., J. C. Imhoff et B. R. Bicknell - 1983c. Modeling water quality and the effects of agricultural best management practices in Four Mile Creek, Iowa. U. S. Environmental Protection Agency, Athens, GA, 97 p.
105. Dooge, J. C. I. - 1987. Hydrology in perspective. *Int. Symposium Water Future*, IAHS et IAHR, Rome.
106. Dooge, J. C. I. - 1988. Hydrology in perspective. *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 33, N° 1/2, 61-85.
107. Downes, M. et H. Paerl - 1978. Separation of two dissolved phosphorus fractions in lake water. *J. Fish. Res. Bd. Can.*, Vol. 35, 1636-1639.
108. DuBoys, P. - 1879. Le Rhône et les rivières à lit affouillable. *Annales des Ponts et Chaussées*, Sér. 5, Vol. 18, 141-145.
109. Duffy, J. et al. - 1975. A simulation model of biophysicochemical transformations of nitrogen in tile-drained corn belt soil. *Journal Environmental Quality*, Vol. 4, N° 4, 477-486.
110. Duijsings, J. J. H. M. - 1986 Seasonal variation in the sediment delivery ratio of forested drainage basin in Luxembourg. *In* : Hadley, R. F. (ed), *Drainage basin sediment delivery*, Proc. Albuquerque Symp., Int. Assoc. Hydrol. Sci., Publ., 153-164.
111. Dunne, T., T. R. Moore et C. H. Taylor - 1975. Recognition and prediction of runoff. Producing zone in humid regions. *Bulletin des Sciences Hydrologiques*, Vol. 20, N° 3, 305-327.
112. Dupraz, C. - 1984. Bilans des transferts d'eau et d'éléments minéraux dans trois bassins versants comparatifs à végétations contrastées (Mont-Lozère, France). Thèse de Docteur-Ingénieur, Université d'Orléans, Orléans, 363 p.

113. Dutt, G. R., M. J. Shaffer et W. J. Moore - 1972. Computer simulation model of dynamic bio-physicochemical processes in soils. University of Arizona, Technical Bulletin N° 196, Tucson, 101p.
114. Duvoux, D. - 1989. Protection rapprochée des cours d'eau, les effets de l'érosion des terres agricoles. CEMAGREF, Paris, 76 p.
115. Edijatno et C. Michel - 1989. Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. La Houille Blanche, N° 2, 113-121.
116. Eichler, H. - 1978 Bodenerosion in mais- und rübenkulturen des kraichgaues. Colloque l'érosion agricole des sols en milieu tempéré non méditerranéen, Strasbourg-Colmar 20-23 sep, Université Louis Pasteur et INRA, 145-151.
117. Einstein, H. A. - 1950. The bed load function for sediment transportation in open channel flows. U. S. Department of Agriculture, Technical Bulletin N° 1026.
118. Favarger, P. Y. et J. P. Vernet - 1988. Flux particulières de quelques nutriments et métaux dans les suspensions de quatre affluents en Léman. *In* : Rapports sur les études et recherches entreprises dans le bassin lémanique, Commission internationale pour la protection des eaux du Léman contre la pollution (CIPEL). Lausanne, 155-175.
119. Ferguson, R. I. - 1986. River loads underestimated by rating curves. Water Resources Research, Vol. 22, N° 1, 74-76.
120. Ferguson, R. I. - 1987. Accuracy and precision of methods for estimating river loads. Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 12, 95-104.
121. Ferry, M. - 1985. Bilan de nitrates à l'échelle de petits cours d'eau et de nappes perchées : comparaison avec un secteur de référence en grandes cultures. Congrès international nitrates dans les eaux, Vol. 2, 22-24 oct, Paris.
122. Ferry, M. - 1989. Etude hydrogéologique du bassin d'alimentation de la source de Mélarchez. CEMAGREF, Antony, 39 p.
123. Fiering, M. B. - 1976. Reservoir planning and operation. *In* : Shen, H. W. (ed), Stochastic approaches to water resources, Vol. 2, Fort Collins, Colorado, 17-1 – 17-21.
124. Flaxman, E. M. - 1972. Predicting sediment yield in western United States. Journal of the Hydraulics Division, ASCE, Vol. 98, N° HY12, 2073-2085.
125. Forster, L., C. P. Bardos et D. D. Southgate - 1987. Soil erosion and water treatment costs. Journal of Soil and Water Conservation, Vol. 42, N° 5, 349-352.
126. Foster, G. R. - 1976. Sedimentation, general. Proc. of the National Symposium on Urban Hydrology, Hydraulics, and Sedimentation Control. University of Kentucky, Lexington, KY, 129-138.
127. Foster, G. R. - 1980. Soil erosion modelling: special considerations for nonpoint pollution evaluation of field-sized areas. *In* : Overcash, M. R. et J. M. Davidson (ed), Environmental Impact of Nonpoint Source Pollution, Ann Arbor Science, 213-240.
128. Foster, G. R. - 1982. Modeling the erosion process. *In* : Haan, C. T. et al. (ed), Hydrologic Modeling of Small Watersheds, ASAE Monograph No. 5, 297-380.
129. Foster, G. R. et al. - 1980. A model to estimate sediment from field-sized areas. *In* : Knisel, W. G. (ed), CREAMS : A field-scale model for chemicals, runoff, and erosion from agricultural management systems. Conservation Research Report N° 26, U.S. Department of Agriculture, Washington, D. C., 36-64.
130. Foster, G. R. et L. D. Meyer - 1975. Mathematical simulation of upland erosion by fundamental erosion mechanics. *In* : Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources. U. S. Department of Agriculture, ARS-S-40, 190-207.
131. Foster, G. R., L. D. Meyer et C. A. Onstad - 1977. An erosion equation derived from basic erosion principles. Transactions of the ASAE, Vol. 20, N° 4, 678-682.
132. Foster, G. R., R. A. Young et W. H. Neibling - 1985. Sediment composition for nonpoint source pollution analyses. Transactions of the ASAE, Vol. 28, 133-139, 146.
133. Fournier, F. - 1960. Climat et érosion. Presses Universitaires de France, Paris, 201 p.
134. Freeze, R. A. - 1974. Streamflow generation. Reviews of Geophysics and Space Physics, Vol. 12, N° 4, 627-647.
135. Freeze, R. A. - 1980. A Stochastic-conceptual analysis of rainfall-runoff process on a hillslope. Water Resources Research, Vol. 16, N° 2, 391-408.

136. Frere, M. - 1976. Nutrient aspects of pollution from cropland. *In* : Control of water pollution from cropland, Volume II - An overview, Agricultural Research Service (USDA) et U. S. Environmental Protection Agency, EPA-600/2-75-026b, ARS-H-5-2, 187 p.
137. Frere, M. H. - 1978. Models for predicting water pollution from agricultural watersheds. *In* : Modeling, Identification and Control un Environmental Systems, Vansteenkiste, ed. IFIP, North-Holland Publishing Company, 501-509.
138. Frere, M. H. et al. - 1977. Control of nonpoint water pollution from agriculture : some concepts. *Journal of Soil and Water Conservation*, Vol. 32, N° 6, 260-264.
139. Frere, M. H., C. A. Onstad et H. N. Holtan - 1975. ACTMO, an agricultural chemical transport model. U. S. Department of Agriculture, ARS-H-3, 54 p.
140. Frere, M. H., J. D. Ross et L. J. Lane - 1980. The nutrient submodel. *In* : Knisel, W. G. (ed), CREAMS : A field-scale model for chemicals, runoff, and erosion from agricultural management systems. Conservation Research Report N° 26, U. S. Department of Agriculture, Washington DC, 65-87.
141. Fried, M. et al. - 1957. Kinetics of phosphate uptake in soil-plant system. *Soil Science*, Vol. 84, N° 6, 427-437.
142. Fried, M., K. K. Tanji et R. M. Van De Pol - 1976. Simplified long-term concept for evaluating leaching of nitrogen from agricultural land. *Journal Environmental Quality*, Vol. 5, 197-200.
143. Frissel, M. J. et J. A. van Veen - 1978. Critique of computer simulation modeling for nitrogen in irrigated croplands. *In* : Nielsen, D. R. et J. G. MacDonald (ed), Nitrogen in the Environment, Vol. 1, Academic Press, New York, 145-162.
144. Gachon, L. - 1977. Le phosphore dans le sol. *In* : Boiffin, J. et M. Sebillotte (ed), Le phosphore et son emploi dans l'exploitation agricole. Institut National Agronomique Paris-Grignon, Paris, 82-119.
145. Galea, G. - 1974. Quelques résultats concernant l'influence du drainage sur l'écoulement superficiel des eaux. XIII Journées de l'Hydraulique, SHF, Paris, 8 p.
146. Gardner, B. R. et J. P. Jones - 1973. Effects of temperature on phosphate sorption isotherms and phosphate desorption. *Comm. in Soil Science and Plant Analysis*, Vol. 4, N° 2, 83-93.
147. Gardner, W. R. - 1965. Movement of nitrogen in soil. *In* : Bartholomew, W. V. et F. E. Clark (ed), Soil Nitrogen, American Society of Agronomy, Monograph N° 10, Madison, Wisconsin, 550-572.
148. Garen, D. C. et S. J. Burges - 1981. Approximate error bounds for simulated hydrographs. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*, Vol. 107, N° HY11, 1519-1534.
149. Garrick, M., C. Cunnane et J. E. Nash - 1978. A criterion of efficiency for rainfall-runoff models. *Journal of Hydrology*, Vol. 36, 375-381.
150. Gasching, J., R. Reboh et J. Reiter - 1981. Development of a knowledge-based expert system for water resource problems. SRI International, Artificial Intelligence Center, Computer Science and Technology Division, Final Report, 133 p.
151. Geng, Q. Z. - 1988. Modélisation conjointe du cycle de l'eau et du transfert des nitrates dans un système hydrologique. Thèse de Doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 225 p.
152. Gentil, S. et G. Blake - 1981. Validation of complex ecosystems models. *Ecological Modelling*, Vol.14, 21-38.
153. Germon, J. C. et al. - 1985. Etude de la dénitrification dans différents sols cultivés. Effet des facteurs pédologiques, climatiques et culturaux. *Congrès international nitrates dans les eaux*, Vol. 2, 22-24 oct, Paris.
154. Gerretsen, F. C. et H. DeHoop - 1957. Nitrogen losses during denitrification in solutions and in acid sandy soils. *Can. Journal Microbiol.*, Vol. 3, 359-380.
155. Gianessi, L. P. et H. M. Peskin. - 1981. Analysis of national water pollution control policies: 2. Agricultural sediment control. *Water Resources Research*, Vol. 17, N° 4, 803-821.
156. Gianessi, L. P., H. M. Peskin et J. S. Poles - 1980. Cropland soil erosion and sediment discharge to waterways in the United States. Final Report to the Soil Conservation Service, U. S. Department of Agriculture, Resources for the Future (RFF), Washington, D.C..
157. Gilley, J. E. et S. C. Finkner - 1985. Estimating soil detachment caused by raindrop impact. *Transactions of the ASAE*, Vol. 28, 140-146.
158. Girard, G., G. Morin et R. Charbonneau - 1972. Modèle précipitations-débits à discrétisation spatiale. *Cahier ORSTOM, série hydrologie*, Vol. 9, N° 4, 35-52.

159. Golterman, H. L. - 1982. La géochimie du Rhin et du Rhône et l'impact humain. *Hydrobiologia*, Vol. 91, 85-91.
160. Govers, G. - 1985. Selectivity and transport capacity of thin flows in relation to rill erosion. *Catena*, Vol. 12, 35-49.
161. Green, W. A. et G. A. Ampt - 1911. Studies on soil physics. 1. The flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science*, Vol. 4, 1-44.
162. Greenwood, D. J. - Influence of spatial variability in soil on microbial activity, crop growth, and agronomic practice. *In* : Nielsen, D. R. et J. G. MacDonald (ed), *Nitrogen in the Environment*, Vol. 1, Academic Press, New York, 213-222
163. Grobler, D. C. et M. J. Silberbauer - 1985. The combined effect of geology, phosphate source et runoff on phosphate export from drainage basins. *Water Research*, Vol. 19, N° 8, 975-981.
164. Gupta, V. K. et S. Sorooshian - 1982. Parameter estimation problems caused by model structure: case of conceptual rainfall-runoff models. Technical Report No. ESYS-CIT-82-011, Department of Systems Engineering, Case Western Reserve University, Cleveland, Ohio, 134 p.
165. Gupta, V. K. et S. Sorooshian - 1985. The relationship between data and the precision of parameter estimates of hydrologic models. *Journal of Hydrology*, Vol 81, 57-77.
166. Haan, C. T., H. P. Johnson et D. L. Brakensiek - 1982. *Hydrologic Modeling of Small Watersheds*. ASAE Monograph No. 5, ST. Joseph, MI, 533 p.
167. Hadley, R. F. et *al.* - 1985. Recent developments in erosion and sediment yield studies. Technical Documents in Hydrology, UNESCO, Paris, 127 p.
168. Hagin, J. et A. Amberger - 1974. Contribution of fertilizers and manures to the N- and P-load of waters, a computer simulation. Final Report to the Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn, Technische Universität München and Technicon, Haifa, 123 p.
169. Haith, D. A. - 1979. A mathematical model for estimating pesticide losses in runoff. *Journal Environmental Quality*, Vol. 9, N° 3, 428-433.
170. Haith, D. A. - 1982. Models for analysing agricultural nonpoint-source pollution. International Institute for Applied Systems, Research Report RR-82-17, 29 p.
171. Haith, D. A. - 1987. Extreme event analysis of pesticide loads to surface waters. *Journal WPCF*, Vol. 59, N° 5, 284-288.
172. Haith, D. A. et L. J. Tubbs - 1981. Watershed loading functions for nonpoint source. *Journal of the Environmental Engineering Division, ASCE*, Vol. 107, N° EE1, 121-137.
173. Haith, D. A. et L. L. Shoemaker - 1987. Generalized watershed loading functions for stream flow nutrients. *Water Resources Bulletin*, Vol. 23, N° 3, 471-478.
174. Haith, D. A. et R. C. Loehr (ed.) - 1979. Effectiveness of soil and water conservation practices for pollution control. U. S. Environmental Protection Agency, EPA-600/3-79-106, Athens, GA, 480p.
175. Hamlett, J. M. et *al.* - 1984. Runoff and sediment transport within and from small agricultural watersheds. *Transactions of the ASAE*, Vol. 27, 1355-1363,1369.
176. Hargrove, W. L. et D. E. Kissel - 1979. Ammonia volatilisation from surface, application of urea in the field and laboratory. *Soil Sci. Soc. Am. Journal*, Vol. 43, 359-363.
177. Heatwole, C. D., A. B. Bottcher et K. L. Campbell - 1987b. Basin scale water quality model for coastal plain flatwoods. *Transactions of the ASAE*, Vol. 30, N° 4, 1023-1030.
178. Heatwole, C. D., A. B. Bottcher et L. B. Baldwin - 1986. Basin scale model for evaluating best management practice implementation programs. *Transactions of the ASAE*, Vol. 29, N° 2, 439-444.
179. Heatwole, C. D., K. L. Campbell et A. B. Bottcher - 1987a. Modified CREAMS hydrology model for coastal plain flatwoods. *Transactions of the ASAE*, Vol. 30, N° 4, 1014-1022.
180. Henensal, P. - 1986. L'érosion externe des sols par l'eau. Approche quantitative et mécanismes. Laboratoire Central des Ponts et Chaussées (LCPC) Rapport de recherche LPC N° 138, Paris, 75 p.

181. Hewlett, J. D. et W. L. Nutter - 1970. The varying source area of streamflow from upland basins. Symposium on Interdisciplinary Aspects of Watershed Management, Montana State University, Bozeman, American Society of Civil Engineers, New York, 65-83.
182. Hébert, J. - 1979. L'azote. *In* : Bonneau, M. et B. Souchier (ed) Pédologie : 2. Constituants et propriétés du sol, Masson, Paris, 386-394.
183. Hébert, J., J. M. Machet et J. C. Rémy - 1982. Un cas de diminution de la teneur en nitrates des eaux de percolation par dénitrification non provoquée. XVII Journées de l'Hydraulique, SHF, Nantes, 7 p.
184. Hénin, S. - 1978 L'érosion liée à l'activité agricole en France. Colloque érosion agricole des sols en milieu tempéré non méditerranéen, Strasbourg-Colmar, 20-23 septembre, Université Louis Pasteur et INRA, 9-12.
185. Hénin, S. - 1980. Activités agricoles et qualité des eaux. Ministère de l'Agriculture et Ministère de l'Environnement, Tome 1 et 2, Paris, 58 p.
186. Hénin, S. et J. Ternisien - 1944. Sur une relation entre la pluviosité, le drainage et l'évaporation. C. R. Académie des Sciences (Paris), Vol. 219, p. 80.
187. Hershfield, D. M. - 1961. Rainfall frequency atlas of the United States for durations from 30 minutes to 24 hours and return periods from 1 to 100 years. U. S. Weather Bureau, Technical Report N° 40, Washington, D. C.
188. Hill, A. R. - 1982. Phosphorus and major cation mass balances for two rivers during low summer flows. *Freshwater Biology*, Vol. 12, 293-304.
189. Hillel, D. - 1974. L'eau et le sol : principes et processus physiques. Vandeur, Louvain, 288 p.
190. Hjulström, F. - 1935. Studies of morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyries. *Bulletin Geo. Inst., Univ. Uppsala*, Vol. 25, 221-527.
191. Holtan, H. N. - 1961. A concept in infiltration estimates in watershed engineering. U. S. Department of Agriculture, ARS-41-51, 25 p.
192. Holtan, H. N. et al. - 1975. USDHL-74 revised model of watershed hydrology. U. S. Department of Agriculture, Tech. Bull. N° 1518.
193. Holtan, H. N. et N. C. Lopez - 1973. USDAHL-73 revised model of watershed hydrology. U. S. Department of Agriculture, Plant Physiology Institute, Report No. 1.
194. Holthuijsen, S. - 1989. Etude de la pollution diffuse d'origine agricole à Méiarchez par HSPF, Hydrological Simulation Program-Fortran. CERGRENE, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées. Mémoire de Fin d'Etudes, Université Technique de Delft (Pays-Bas), 137 p.
195. Horton, R. E. - 1933. The role of infiltration in the hydrological cycle. *Trans. Am. Geophys. Union*, Vol. 14, 446-460.
196. Hourcade, J. C. et J. Theys - 1989. Politiques énergétiques et risques climatiques. *Futuribles*, N° 136, sep, 35-60.
197. Hubbard, R. K. et al. - 1986. Nitrate movement into shallow ground water through a coastal plain sand. *Transactions of the ASAE*, Vol. 29, N° 6, 1564-1571.
198. Hubert, P. - 1984. *Eaupuscule : une introduction à la gestion de l'eau*. Ellipses (Ed. Marketing), Paris, 192 p.
199. Imhoff, J. C., B. R. Bicknell et A. S. Donigian - 1983. Preliminary application of HSPF to the Iowa River Basin to model water quality and the effects of agricultural best management practices. U. S. Environmental Protection Agency, Athens, GA, 98 p.
200. Iskander, I. K. et J. K. Syers - 1980. Effectiveness of land application for phosphorus removal from municipal wastewater at Manteca, California. *Journal Environmental Quality*, Vol. 9, 616-621.
201. Jackson, W. L., K. Gebhardt et B. P. van Haveren - 1986. Use of the modified universal soil loss equation for average annual sediment yield estimates on small rangeland drainage basins. *Proceedings of the symposium IAHS*, 413-422.
202. Jacquet, J. - 1984. Modélisation et stratégie de la mesure dans l'eau et dans l'air. *La Houille Blanche*, N°1/2, 67-78.
203. James, L. D. et J. Burges - 1982. Selection, calibration and testing of hydrologic models. *In* : Haan, C. T. et al. (ed), *Hydrologic Modeling of Small Watersheds*, ASAE Monograph, N° 5, American Society of Agricultural Engineers, ST. Joseph, Michigan, 435-472.
204. Jamieson, C. A. et J. C. Clausen - 1988. Test of the CREAMS model on agricultural fields Vermont. *Water Resources Bulletin*, Vol. 24, N° 6, 1219-1226.

205. Jarry, F. - 1987. Le ruissellement sur les terres agricoles. Approche par simulation de pluie et par télédétection. Thèse de Doctorat de L'Université de Paris VII, 276 p.
206. Jeng, T. R. et al. - 1983. A linear program model for point-nonpoint source control decisions: theoretical development. *Ecological Modelling*, Vol. 19, 249-262.
207. Jenny, H. - 1941. *Factors of soil formation*. McGraw-Hill, New York.
208. Jensen, H. L. - 1965. Nonsymbiotic nitrogen fixation. *In* : Bartholomew, W. V. et F. E. Clark (ed), *Soil Nitrogen*, American Society of Agronomy, Monograph N° 10, Madison, Wisconsin, 440-485.
209. Johanson, R. C. - 1989. Application of the HSPF model to water management in Africa. *Proceedings of Stormwater and Water Quality Model, User Group Meeting (Denver, CO)*, EPA-600/9-89-001, U. S. Environmental Protection Agency, Athens, GA, 102-118.
210. Johanson, R. C. et al. - 1984. Hydrological simulation program-fortran (HSPF) : users manual for release 8.0. EPA-600/3-84-066, U. S. Environmental Protection Agency, Athens (GA), 767 p.
211. Johnson, A. H. et al. - 1976. Phosphorus loss by stream transport from a rural watershed: quantities, processes, and sources. *Journal Environmental Quality*, Vol. 5, N° 2, 148-157.
212. Johnson, C. W., N. D. Gordon et C. L. Hanson - 1985. Northwest rangeland sediment yield analysis by the MUSLE. *Transactions of the ASAE*, Vol. 28, N°6, 1889-1895.
213. Jones, C. A., C. V. Cole et A. N. Sharphey - 1983. Simulation of nitrogen and phosphorus fertility in the EPIC model. *In* : SCSA (ed), *Soil Erosion and Conservation*. Soil Conservation Society of America, Ankeny, Iowa, 307-315.
214. Julien, P. Y. et D. B. Simons - 1985. Sediment transport capacity of overland flow. *Transactions of the ASAE*, Vol.-23, N° 3, 755-762.
215. Juma, N. G. et B. A. Paul - 1981. Use of tracers and computer simulation techniques to assess mineralization and immobilization of soil nitrogen. *In* : Frissel, M. J. et J. A. van Veen (ed), *Simulation of nitrogen behaviour of soil-plant systems*, Pudoc, Wageningen, 145-154.
216. Kauark Leite, L. A. - 1986. Contribution de la modélisation à l'étude des pollutions diffuses d'origine agricole : étude comparative des principaux modèles évaluant l'impact de ces pollutions sur les eaux superficielles continentales. *CERGRENE, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Mémoire de DEA Sciences et Techniques de l'Environnement*, Paris, 51 p.
217. Kazmann, R. G. - 1987. Mathematical models and real world. *Environ. Geol. Water Sci.*, Vol. 10, N° 3, 125-128.
218. Keeney, D. R. - 1983. Transformations and transport of nitrogen. *In* : Schaller F. W. et G. W. Bailey (ed), *Agricultural management and water quality*, Iowa State University Press, Ames, Iowa, 48-64.
219. Khanbilvardi, R. M., A. S. Rogowski et A. C. Müller - 1983. Modeling upland erosion. *Water Resources Bulletin*, Vol. 19, N° 1, 29-35.
220. Klemes, V. - 1982. Empirical and causal models in hydrology. *In* : *Scientific basis of water-resource management*, National Academy Press, Washington, D. C., 95-104.
221. Klemes, V. - 1986. Dilettantism in Hydrology : Transition or Destiny ? *Water Resources Research*, Vol. 22, N° 9, 1775-1885.
222. Klemes, V. - 1988. A Hydrological Perspective. *Journal of Hydrology*, Vol. 100, 3-28.
223. Knisel, W. G. (ed) - 1980. *CREAMS : A field-scale model for chemicals, runoff, and erosion from agricultural management systems*. Conservation Research Report N° 26, U.S. Department of Agriculture, Washington DC, 643 p.
224. Koch, R. W. et G. M. Smillie - 1986. Biases in hydrologic prediction using log-transformed regression models. *Water Resources Bulletin*, Vol. 22, N° 5, 717-723.
225. Kuczera, G. - 1983. Improved parameter inference in catchment models: 1. Evaluating parameter uncertainty. *Water Resources Research*, Vol 19, N° 5, 1151-1162.
226. Lake, J. et J. Morrison - 1977. Environmental impact of land use on water quality. U. S. Environmental Protection Agency, EPA-905/9-77-007-B, Chicago, IL.

227. Lane, L. J. et G. R. Foster - 1980. Concentrated flow relationships. *In* : Knisel, W. G. (ed), CREAMS : A field-scale model for chemicals, runoff, and erosion from agricultural management systems. Conservation Research Report N°-26, U. S. Department of Agriculture, Washington, D. C., 474-485.
228. Lane, L. J. et V. A. Ferreira - 1980. Sensitivity analysis. *In* : Knisel, W. G. (ed), CREAMS : A field-scale model for chemicals, runoff, and erosion from agricultural management systems. Conservation Research Report N° 26, U.S. Department of Agriculture, Washington, D. C., 113-158.
229. Larsen, S. - 1967. Soil Phosphorus. *Adv. Agron*, Vol. 19, 151-210.
230. Ledoux, E. - 1975. Programme NEWSAM. Principe et note d'emploi. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Rapport ENSMP-CIG, LHM/RD/75/11.
231. Ledoux, E. et B. Tillie - 1987. Programme NEWSAM. Principe et notice d'emploi version 1987. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Rapport ENSMP-CIG, LHM/RD/87/40.
232. Ledoux, E., G. Girard et J. P. Villeneuve - 1984. Proposition d'un modèle couplé pour la simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin versant hydrologique. *La Houille Blanche*, N° 1 et 2, 101-110.
233. Lee, G. F., R. A. Jones et W. Rast - 1980. Availability of phosphorus to phytoplankton and its implications for phosphorus management strategies. *In* : Loerh, R. C. et al. (ed), Phosphorus management strategies for lakes. Ann Arbor Science, Mich., 259-308.
234. Li, R. M. - 1979. Water and sediment routing from watersheds. *In* : Shen, H. W. (ed), Modeling of Rivers, Wiley, New York, Chapitre 9.
235. Lindemann, Y. - 1986. Contribution à l'étude statistique des repartitions et à la modélisation de la dynamique de l'azote nitrique dans le sol. Thèse de Doctorat ès Sciences de l'Université de Paris, Orsay, 310 p.
236. Lilin, C. - 1982. Activités agricoles et qualité des eaux : érosion des sols et ruissellement. Ministère de l'Environnement, 30 p.
237. Lindsay, W. L. et E. C. Moreno - 1960. Phosphate phase equilibria in soils. *Soil Science Society Proceedings*, Vol. 24, 177-182.
238. Line, D. E. et L. D. Meyer - 1988. Using the CREAMS model to estimate the effect of diversions on soil loss. *Transactions of the ASAE*, Vol. 31, N° 5, 1430-1434.
239. Linsley, R. K., M. A. Kohler et J. L. H. Paulhus - 1982. *Hydrology for Engineers*. McGraw-Hill, 508 p.
240. Loehr, R. C. - 1974. Characteristics and comparative magnitude of non-point sources. *Journal WPCF*, Vol. 46, N° 8, 1849-1872.
241. Lorber, M. N. et L. A. Mulkey, 1982. An evaluation of three pesticide runoff loading models. *Journal Environmental Quality*, Vol. 11, N° 3, 519-529.
242. Lougmane, C. - 1988. Prise en compte d'un indice de l'état hydrique du sol dans la modélisation pluie-débit. Thèse de Doctorat de l'Université de Paris, Orsay, 200 p.
243. Lull, H. W. - 1964. Ecological and Silvicultural Aspects. *In* : Chow, V. T. (ed), *Handbook of Applied Hydrology*. McGraw-Hill, Chapitre 6.
244. Magette, W. L. et al. - 1989. Managing ground water quality in relation to agricultural activities. *Water Resources Bulletin*, Vol. 25, N° 3, 599-606.
245. Maïga, A. - 1985. Affinement du bilan hydrologique d'un petit bassin rural en vue d'y estimer les pertes par infiltration profonde. Mémoire de DEA, ENITRIS, Strasbourg, 72 p.
246. Mailhol, J. C. - Comparaison des modèles CREC, GR1 et CEQUEAU sur les bassins de l'Orgeval (Seine & Marne) et de l'Euron (Meurthe & Moselle), CEMAGREF, Antony, 173 p.
247. Maner, S. B. - 1958. Factors affecting sediment delivery rates in the Red Hills physiographic area. *Transactions American Geophysical Union*, Vol. 39, 669-675.
248. Martinec, J. et A. Rango - 1989. Merits of statistical criteria for the performance of hydrological models. *Water Resources Bulletin*, Vol. 25, N° 2, 421-432.
249. McCallister, D. L. et T. J. Logan - 1978. Phosphate adsorption-desorption characteristics of soils and bottom sediments in the Maumee river basin of Ohio. *Journal Environmental Quality*, Vol. 7, N° 1, 87-92.

250. McElroy, A. D. et al. - 1975. Water pollution from nonpoint sources. *Water Research*, Vol. 9, 675-681.
251. McElroy, A. D. et al. - 1976. Loading functions for assessment of water pollution from nonpoint sources. U. S. Environmental Protection Agency, EPA-600/2-76-151, Washington, D. C., 468 p.
252. McGill, W. B. et al. - 1981. Formulation, process controls, parameters and performance of PHOENIX: a model of carbon and nitrogen dynamics in grassland soils. *In* : Frissel, M. J. et J. A. van Veen (ed), *Simulation of nitrogen behaviour of soil-plant systems*, Pudoc, Wageningen, 171-191.
253. McLaughlin, D. B. - 1983. Statistical analysis of uncertainty propagation and model accuracy. *In* : Beck, M. B. et G. van Straten (ed), *Uncertainty and Forecasting of Water Quality*, Springer-Verlag, New York, 305-319.
254. McTernan, W. F., B. L. Weand et T. J. Grizzard - 1987. Evaluation of management practices to control agricultural pollutants. *Water Resources Bulletin*, Vol. 23, N° 4, 691-700.
255. Mehran, M. et K. K. Tanji - 1974. Computer modeling of nitrogen transformations in soils. *Journal Environmental Quality*, Vol. 3, N° 4, 391-396.
256. Mein, R. G. et B. M. Brown - 1978. Sensitivity of optimized parameters in watershed models. *Water Resources Research*, Vol. 14, N° 2, 299-303.
257. Menzel, R. G. - 1980. Enrichment ratios for water quality modeling. *In* : Knisel, W. G. (ed), *CREAMS : A field-scale model for chemicals, runoff, and erosion from agricultural management systems*. Conservation Research Report N° 26, U.S. Department of Agriculture, Washington, D. C., 486-492.
258. Metcalf et Eddy, Inc. - 1971. Storm water management model (SWMM). University of Florida et Water Resources Engineers, Inc., U. S. Environmental Protection Agency, Washington D. C., 4 Volumes.
259. Meybeck, M. - 1982 Carbon, nitrogen and phosphorus transport by world rivers. *American Journal of Science*, Vol. 282, 401-450.
260. Meyer, L. D. et E. J. Monke - 1965. Mechanics of soil erosion by rainfall and overland flow. *Transactions of the ASAE*, Vol. 12, 754-758, 762.
261. Meyer, L. D. et W. H. Wischmeier - 1969. Mathematical simulation of the process of soil erosion by water. *Transactions of the ASAE*, Vol. 12, 754-759.
262. Michel, C. - 1983. Que peut-on faire en hydrologie avec un modèle conceptuel à un seul paramètre. *La Houille Blanche*, N° 1, 39-44.
263. Michel, C. - 1987. Hydrologie appliquée aux petits bassins ruraux. CEMAGREF, Antony, 429 p.
264. Miller, R. J. et D. W. Wolfe - 1978. Nitrogen inputs and outputs: a valley basin study. *In* : Nielsen, D. R. et J. G. MacDonald (ed), *Nitrogen in the Environment*, Vol. 1, Academic Press, New York, 163-172.
265. Miller, W. E., J. C. Greene et T. Shiroyama - 1978. The *Selenastrum capricornutum* Printz algal assay bottle test: Experimental design, application and data interpretation protocol. U. S. Environmental Protection Agency, Corvallis, Oregon.
266. Milliman, J. D. et R. H. Meade - 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology*, Vol. 91, N° 1, 1-21.
267. Mills, W. F. et al. - 1985. Water quality assessment : a screening procedure for toxic and conventional pollutants in surface and ground water. U. S. Environmental Protection Agency, EPA 600/6-95-002, Athens, Georgia.
268. Ministère de l'Agriculture - 1980. Synthèse nationale sur les crues des petits bassins versants. Fascicule 2, Paris, 39 p.
269. Ministère de la Santé - 1988. Teneurs en nitrates des eaux destinées à la consommation humaine en 1985-1986-1987. Direction Générale de la Santé, Ministère Chargé de la Santé, Paris, 35 p.
270. Minshall, N. E., M. S. Nichols et S. A. Witze - 1969. Plant nutrients in base flows of streams. *Water Resources Research*, Vol. 5, 706-713.
271. Mizumura, K. - 1989. Hydrologic approach of prediction of sediment yields. *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, Vol. 115, N° 4, 529-535.
272. Molz, F. J. et I. Remson - 1970. Extraction term models of soil moisture use by transpiring plants. *Water Resources Research*, Vol. 6, N° 5, 1346-1356.

273. Montgomery, R. H. et K. H. Reckhow - 1984. Techniques for detecting trends in lake water quality. *Water Resources Bulletin*, Vol. 20, N° 1, 43-52.
274. Moore, I. D. et al. - 1986. Hydrologic characteristics and modelling of small forested catchment in Southeastern New Southwales, pre-logging conditions. *Journal of Hydrology*, Vol. 83, 307-335.
275. Moore, L. W. et al. - 1988. Agricultural runoff modeling in a small west Tennessee watershed. *Journal WPCF*, Vol. 60, N° 2, 242-249.
276. Morel-Seytoux, H. J. et S. A. Alhassoun - 1987. SWATC. Swiss watershed model for simulation of surface and subsurface flows in stream-aquifer system. Colorado State University, Civil Engineering Department, 297 p.
277. Morris, H. M. et J. M. Wiggert - 1972. *Applied Hydraulics in Engineering*. Wiley, New York.
278. Muller, J. C. et B. Mary - 1981. Influence des résidus de culture sur la réorganisation de l'azote minéral. *C. R. Académie d'Agriculture de France*, Vol. 67, N° 10, 888-902.
279. Mutchler, C. K. et C. E. Carter - 1983. Soil erodibility variation during the year. *Transactions of the ASAE*, Vol. 26, N° 4, 1102-1104, 1108.
280. NaNagara, T., R. E. Phillips et J. E. Leggett - 1976. Diffusion and mass flow of nitrate-nitrogen into corn roots grown under field conditions. *Agron. Journal*, Vol. 68, 67-72.
281. Nash, J. E. et J. V. Stutcliffe - 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I. A discussion of principes. *Journal of Hydrology*, Vol. 10, N° 3, 282-290.
282. Nelson, D. W. et T. J. Logan - 1983. Chemical processes and transport of phosphorus. *In* : Schaller F. W. et G. W. Bailey (ed), *Agricultural management and water quality*, Iowa State University Press, Ames, Iowa, 65-91.
283. Nichols, J. C. et M. P. Timpe - 1985. Use of HSPF to simulate the dynamics of phosphorus in floodplain wetlands over a wide range of hydrologic regimes. *Proceedings of Stormwater and Water Quality Model, Users Group Meeting*, U. S. Environmental Protection Agency, EPA-600/9-85-016, Athens, GA, 116-132.
284. Nielsen, R. D., J. W. Biggar et P. J. Wierenga - 1982. Nitrogen transport processes in soil. *In* : Stevenson, F. J. (ed), *Nitrogen in agricultural soils*. Agronomy Monograph N° 22, ASA-CSSA-SSSA, 423-448.
285. Nömmik, H. - 1965. Ammonium fixation and other reactions involving a nonenzymatic immobilization of mineral nitrogen in soil. *In* : Bartholomew, W. V. et F. E. Clark (ed), *Soil Nitrogen*, American Society of Agronomy, Monograph N° 10, Madison, Wisconsin, 200-260.
286. Novotny, V. - 1988. Diffuse (nonpoint) pollution - a political, institutional and fiscal problem. *Journal WPCF*, Vol. 60, N° 8, 1404-1413.
287. Novotny, V. et D. Chesters - 1981. *Handbook of nonpoint pollution : sources and management*. Van Nostrand Reinhold Publ., New York, 555 p.
288. Novotny, V. et G. Bendoricchio - 1989. Linking nonpoint pollution and deterioration. *Water Environment & Technology*, nov, 400-407.
289. Nye, P. H. et F. H. C. Marriott - 1969. A theoretical study of the distribution of substances around roots resulting from simultaneous diffusion and mass flow. *Plant and Soil*, Vol. 30, 459-472.
290. Nye, P. H. et P. B. Tinker, 1977. *Solute movement in the soil-root system*. Blackwells Sci. Publ., Oxford.
291. Oberlin, G. - 1978. L'ETR en hydrologie. *Société Hydrotechnique de France*, XV Journées de l'Hydraulique, Toulouse, 5-7 sep, 12 p.
292. Oberlin, G. - 1981. Influence du drainage et de l'assainissement rural sur l'hydrologie. *CEMAGREF*, BI N° 285, 45-56.
293. OCDE - 1982. *Eutrophication of waters : monitoring, assessment and control*. Organisation for Economic Cooperation and Development, Paris, 154 p.
294. OCDE - 1986. *Pollution des eaux par les engrais et pesticides*. Organisation de Coopération et de Développement Economiques, Paris, 159 p.
295. Olsen, A. R. et S. E. Wise - 1982. Frequency analysis of pesticide concentrations for risk assessment (FRANCO Model). U. S. Environmental Protection Agency, EPA-600/3-82-044, Athens, GA, 116 p.
296. Olsen, S. R. et W. D. Kemper - 1968. Movement of nutrients to plant roots. *Adv. Agron.*, Vol. 68, 91-152.

297. Olsen, S. R., R. A. Bowman et F. S. Watanabe - 1977. Comportement du phosphore dans le sol et interactions avec les autres éléments nutritifs. *Phosphore et Agriculture*, N° 70, 35-52.
298. Onishi, Y. et al. - 1982. Methodology for overland and instream migration and risk assessment of pesticides. U. S. Environmental Protection Agency, EPA-600/3-82-024, Athens, GA, 205 p.
299. Onstad, C. A. - 1984. Sediment yield modelling. *In* : Hadley, R. F. et D. E. Walling (ed), *Erosion and sediment yield: some methods of measurement and modelling*, University Press, Cambridge, 71-90.
300. Onstad, C. A. et G. R. Foster - 1975. Erosion modeling on a watershed. *Transactions of the ASAE*, Vol. 18, 288-292.
301. Orand, A. et M. Colon - 1988. Etude des affluents du léman et de son émissaire - Campagne 1987. *In* : *Rapports sur les études et recherches entreprises dans le bassin lémanique*. Commission internationale pour la protection des eaux du Léman contre la pollution (CIPEL), Lausanne, 141-154.
302. Ouahni, L. - 1989. Contribution au perfectionnement et à la validation du modèle CB. CERGNE, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées. Mémoire de Fin d'Etudes, Ecole Hassania de Casablanca (Maroc), 73 p.
303. Palmer, R. S. - 1963. The influence of a thin water layer on water drop impact forces. *International Association of Scientific Hydrology Bulletin*, N° 65, 141-148.
304. Perrier, A. - 1977. Projet de définitions concernant l'évapotranspiration en fonction de considérations théoriques et pratiques. *La Météorologie*, Numéro Spécial "Evapotranspiration", Vol. 6, N° 11, 7-16.
305. Phien, H. N., A. Sunchindah et D. Patnaik - 1982. Normality of hydrological data. *Water Resources Bulletin*, Vol. 18, N° 1, 37-42.
306. Philip, J. R. - 1957. The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Science*, Vol. 83, N° 5, 345-357.
307. Phillips, R. E. et al. - 1976. Diffusion and mass flow of nitrate-nitrogen to plant roots. *Agron. Journal*, Vol. 68, 63-66.
308. Piest, R. F. et E. H. Grissinger - 1980. Gully erosion. *In* : Knisel, W. G. (ed), *CREAMS : A field-scale model for chemicals, runoff, and erosion from agricultural management systems*. Conservation Research Report N° 26, U. S. Department of Agriculture, Washington, D. C., 455-462.
309. Pilleboue, E. - 1987. Estimation de la pollution diffuse dans un bassin versant hétérogène, Limites des différentes méthodes et éléments de recherche. *Sciences de l'Eau*, Vol. 6, 49-65.
310. Pilleboue, E. et J. M. Dorioz - 1986. Mass-balance and transfer mechanisms of phosphorus in rural watershed of Lac Léman, France. *In* : Sly P. G. (ed), *Sediments and Water Interactions*, Springer-Verlag, New York, 91-102.
311. Pintér, G. G. et G. Jolánkai - 1982. Case study on non-point source plant nutrient load calculations. *Proceedings of the Exeter Symposium*, July, IAHS Publ. N° 139, 207-214.
312. Prat, M. - 1982. Simulation numérique du transport de produits réactifs dans les sols, cas de l'azote dans les relations bassin-versant rivière. Thèse de Docteur-Ingénieur de l'Institut National Polytechnique de Toulouse, 184 p.
313. Preston, S. D., V. J. Bierman et S. E. Silliman - 1989. An evaluation of methods for estimation of tributary mass loads. *Water Resources Research*, Vol. 25, N° 6, 1379-1389.
314. Priestley, C. H. B. et R. J. Taylor - 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, Vol. 100, N° 2, 81-92.
315. Probst, J. L. et A. Bazerbachi - 1986. Transport en solution et en suspension par la Garonne supérieure. *Sci. Géol. Bull.*, Vol. 39, N° 1, 79-98.
316. Probst, J. L., Z. Kattan et D. Etchanchu - 1985. Exportation des nitrates sur quatre bassins versants français agricoles. *Congrès international nitrates dans les eaux*, Vol. 2, 22-24 oct, Paris.
317. Rao, P. S. C., J. M. Davidson et L. C. Hammond - 1976. Estimation of non-reactive and reactive solute front locations in soils. *Proceedings of the Hazardous Waste Research Symposium*. U. S. Environmental Protection Agency, EPA-600/9-76-015, 235-242.
318. Rao, P. S. C., J. M. Davidson et R. E. Jessup - 1981. Simulation of nitrogen behaviour in root zone of cropped land areas receiving organic wastes. *In* : Frissel, M. J. et J. A. van Veen (ed), *Simulation of nitrogen behaviour of soil-plant systems*, Pudoc, Wageningen, 81-95..
319. Rast, W. et G. F. Lee - 1983. Nutrient loading estimates for lakes. *Journal of Environmental Engineering*, ASCE, Vol. 109, N° 2, 502-517.

320. Rauws, G. et G. Govers - 1988. Hydraulic and soil mechanical aspects of rill generation on agricultural soils. *Journal of Soil Science*, Vol. 39, 111-124.
321. Reckhow, K. H. et S. C. Chapra - 1983. Confirmation of water quality models. *Ecological Modelling*, Vol 20, 113-133.
322. Reckhow, K. H., J. B. Butcher et C. M. Marin - 1985. Pollutant runoff models: Selection and use in decision making. *Water Resources Bulletin*, Vol. 21, N° 2, 185-195.
323. Reckhow, K. H., M. N. Beaulac et J. T. Simpson - 1980. Modeling phosphorus loading and lake response under uncertainty : a manual and compilation of export coefficients. U.S. Environmental Protection Agency, EPA 440/5-80-011, Washington D. C., 214 p.
324. Reddy, K. R. et al. - 1979a. A nonpoint source model for land areas receiving animal wastes: I. Mineralisation of organic nitrogen. *Transactions of the ASAE*, Vol. 22, 863-872.
325. Reddy, K. R. et al. - 1979b. A nonpoint source model for land areas receiving animal wastes: II. Ammonia volatilisation. *Transactions of the ASAE*, Vol. 22, 1398-1405.
326. Réménéieras, G. - 1986. *L'hydrologie de l'ingénieur*. Eyrolles, Paris, 456 p.
327. Rémy, J. C. et J. Hébert - 1977. Le devenir des engrais azotés dans le sol. *C. R. Académie d'Agriculture de France*, Vol. 63, N° 11, 700-714.
328. Richards, R. P. et J. Holloway - 1987. Monte Carlo studies of sampling strategies for estimating tributary loads. *Water Resources Research*, Vol. 23, N° 10, 1939-1948.
329. Rigler, F. H. - 1966. Radiobiological analysis of inorganic phosphorus in lake water. *Tech. Int. Verein. Limnol.*, Vol. 16, 456-470.
330. Ritchie, J. T. - 1972. Model for Predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. *Water Resources Research*, Vol. 8, N° 5, 1204-1213.
331. Ritter, W. F. et K. A. Manger - 1985. Effect of irrigation efficiencies on nitrogen leaching losses. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, Vol. 111, N° 3, 230-240.
332. Roche, M. - 1971. Les divers types de modèles déterministes. *La Houille Blanche*, N° 2, 111-129.
333. Roche, M. - 1986. *Dictionnaire Français d'Hydrologie de Surface*. Masson, Paris, 288 p.
334. Roche, P. A. - 1988a. Les modèles. *In* : Valiron, F. (ed), *Gestion des Eaux : Automatisation, Informatisation et Télégestion*, Tome III, 138-166.
335. Roche, P. A. (ed) - 1988b. *Guide de prévision des crues*. Société Hydrotechnique de France, Ministère Chargé de l'Environnement, Tome I, 324 p.
336. Roche, P. A. et D. Thiéry - 1984. Simulation globale de bassins hydrologiques. Introduction à la modélisation et description du modèle GARDENIA. BRGM, Département Eau, N° 84 SGN 337 EAU, Orléans, 97 p.
337. Roehl, J. W. - 1962. Sediment source areas, delivery ratios and influencing morphological factors. *International Association of Scientific Hydrology Publication*, N° 59, 202-213.
338. Roka, F. M., B. V. Lessley et W. L. Magette - 1989. Economic effects of soil conditions on farm strategies to reduce agricultural pollution. *Water Resources Bulletin*, Vol. 25, N° 4, 821-827.
339. Römkens, M. J. M. et D. W. Nelson - 1974. Phosphorus relationships in runoff from fertilized soils. *Journal Environmental Quality*, Vol. 3, N° 1, 10-13.
340. Roose, E. - 1984. Erosion et conservation des sols. Place de la recherche française en régions tempérées et tropicales. *Association Française pour l'Etude du Sol, Livre jubilaire du cinquantenaire 1934-1984*, 321-333.
341. Roose, E. - 1987. Causes et facteurs de l'érosion hydrique sous climat tropical, conséquences sur les méthodes antiérosives. *Machinisme Agricole Tropical*, N°87, 4-18.
342. Rosenbrock, H. H. - 1960. An automatic method of finding the greatest or least value of a function. *Computer J.*, Vol. 3, 175-184.
343. Russell, M. et M. Gruber - 1987. Risk assessment in environmental policy-making. *Science*, Vol. 236, 286-290.

344. Ryden, J. C. et J. K. Syers - 1975. Rationalization of ionic strength and cation effects on phosphate sorption by soils. *J. Soil Sci.*, Vol. 26, 395-406.
345. Ryden, J. C. et L. J. Lund - 1980. Nature and extent of directly measured denitrification losses from some irrigated vegetable crop production units. *Soil Sci. Soc. Am. Journal*, Vol. 44, 505-511.
346. Ryden, J. C., J. K. Syers et J. R. McLaughlin - 1977. Effects of ionic strength on chemisorption and potential-determining sorption of phosphate by soils. *J. Soil Sci.*, Vol. 28, 62-71.
347. Ryden, J. C., J. K. Syers et R. F. Harris - 1973. Phosphorus in runoff and streams. *Adv. Agron.*, Vol. 25, 1-45.
348. Sagher, A., R. F. Harris et D. E. Armstrong - 1975. Availability of sediment phosphorus to microorganisms. University of Wisconsin, Water Resources Center, Technical Report WISWRC-75-01, Madison.
349. Sauerbeck, D. R. et B. G. Johnen - 1976. Root formation and decomposition during plant growth. *Soil Organic Matter Studies*, Braunschweig, 141-148.
350. Schafer, D. E. et al. - 1982. Calibration of hydrology and sediment on small agricultural watersheds using HSPF. *Proceedings of Stormwater and Water Quality Management Modeling, Users Group Meeting, U. S. Environmental Protection Agency, EPA-600/9-82-015, Athens, GA, 54-68.*
351. Schröder, H., P. Harremoës et J. F. Simonsen. - 1985. Water pollution caused by nitrogen from urban wastewater and from agriculture. *Congrès international nitrates dans les eaux*, Vol. 1, 22-24 oct, Paris.
352. Schwab, G. O. et al. - 1966. *Soil and Water Conservation Engineering*. Wiley, New York.
353. SCSA - 1977. *Soil erosion: prediction and control*. Soil Conservation Society of America, Ankeny, Iowa, 393 p.
354. SCSA - 1985. *Soil erosion and conservation*. Soil Conservation Society of America, Ankeny, Iowa, 793 p.
355. Seligman, N. G. et H. van Keulen - 1981. PAPRAN: A simulation model of annual pasture production limited by rainfall and nitrogen. *In* : Frissel, M. J. et J. A. van Veen (ed), *Simulation of nitrogen behaviour of soil-plant systems*, Pudoc, Wageningen, 192-221.
356. Selim, H. M. et I. K. Iskandar - 1981a. Modeling nitrogen transport and transformation in soils: 1. Theoretical considerations. *Soil Science*, Vol. 131, N° 4, 233-241.
357. Selim, H. M. et I. K. Iskandar - 1981b. WASTEN: a model for nitrogen behaviour in soils irrigated with liquid waste. *In* : Frissel, M. J. et J. A. van Veen (ed), *Simulation of nitrogen behaviour of soil-plant systems*, Pudoc, Wageningen, 96-108.
358. Seux R. et al. - 1985. Azote et phosphore dans un cours d'eau du nord de la Bretagne : origine des apports, estimation des flux. *La Tribune du CEBEDEAU*, N° 497, 38, 11-24.
359. Sevruck, B. - 1982. Methods of correction of systematic error in point precipitation measurement for operational use. WMO, Operational Hydrology Report No. 21, Geneva.
360. Shah, D. B. et al. - 1975. A mathematical model for phosphorus movement in soils. *Journal Environmental Quality*, Vol. 4, N° 1, 87-92.
361. Sharphey, A. N., L. R. Ahuja et R. G. Menzel - 1981. The release of soil P to runoff in relation to the kinetics of desorption. *Journal Environmental Quality*, Vol. 10, 386-391.
362. Sharpley, A. N., R. W. Tillman et J. K. Syers - 1977. Use of laboratory extraction data to predict losses of dissolved inorganic phosphate in surface runoff and tile drainage. *J. Environ. Quality*, Vol. 6, N° 1, 33-36.
363. Sharma, M. L. et al. - 1987. Surface water flow simulated for hillslopes with spatially dependent soil hydraulic characteristics. *Water Resources Research*, Vol. 23, 1523-1530.
364. Singh, B. B. et M. A. Tabatabai - 1976. Effects of equilibrating salt solutions on phosphate sorption by soils. *Comm. in Soil Science and Plant analysis*, Vol. 7, N° 7, 677-688.
365. Skogerboe, G. V. - 1980. Modelling process for developing solutions to water quality problems from rainfed agriculture. *In* : *Proceedings of the second international conference on the state-of-the-art in ecological modelling*, International Society of Ecological Modelling, Liège, 18-24 apr, 919-946.
366. Smith, C. J. et P. M. Chalk - 1980. Gaseous nitrogen evolution during nitrification of ammonia fertilizer and nitrite transformations in soils. *Soil Sci. Soc. Am. Journal*, Vol. 44, 277-282.

367. Smith, R. E. et J. R. Williams - 1980. Simulation of the surface water hydrology. *In* : Knisel, W. G. (ed), CREAMS : A field-scale model for chemicals, runoff, and erosion from agricultural management systems. Conservation Research Report N° 26, U.S. Department of Agriculture, Washington DC, 13-35.
368. Smith, S. J., D. E. Kissel et J. R. Williams - 1980. Nitrate production, uptake, and leaching. *In* : Knisel, W. G. (ed), CREAMS : A field-scale model for chemicals, runoff, and erosion from agricultural management systems. Conservation Research Report N° 26, U.S. Department of Agriculture, Washington DC, 493-508.
369. Soltner, D. - 1985a. Les grandes productions végétales. Collection Sciences et Techniques Agricoles, Le Clos Lorelle, 463 p.
370. Soltner, D. - 1985b. Les bases de la production végétale. Tome I. Le sol. Collection Sciences et Techniques Agricoles, Le Clos Lorelle, 452 p.
371. Sonzogni, W. C. et al. - 1982. Bioavailability of phosphorus inputs to lakes. *Journal Environmental Quality*, Vol. 11, N° 4, 555-563.
372. Sonzogni, W. C. et G. F. Lee - 1974. Nutrient sources for Lake Mendota - 1972. *Transactions of the Wisconsin Academy of Science Arts Letters*, Vol. 62, 133-164.
373. Sorooshian, S. et J. A. Dracup - 1980. Stochastic parameter estimation procedures for hydrologic rainfall-runoff model : correlated and heteroscedastic error cases. *Water Resources Research*, Vol 16, N° 2, 430-442.
374. Sorooshian, S., V. K. Gupta et J. L. Fulton - 1983. Evaluation of maximum likelihood parameter estimation techniques for conceptual rainfall-runoff models: influence of calibration data variability and length of model credibility. *Water Resources Research*, Vol 19, N° 1, 251-259.
375. Stanford, G. et E. Epstein - 1974. Nitrogen mineralization-water relations in soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, Vol. 38, 103-107.
376. Stanford, G., M. H. Frere et D. H. Schwaninger - 1973. Temperature coefficient of soil nitrogen mineralization. *Soil Science*, Vol. 115, N° 4, 321-323.
377. Stanford, G., R. A. van der Pol et S. Dzienia - 1975. Denitrification rates in relation to total and extractible soil carbon. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, Vol. 39, 284-289.
378. Stanford, G. et S. J. Smith - 1972. Nitrogen mineralization potentials of soils. *Soil Sci. Am. Proc.*, Vol. 36, 465-472.
379. Steele, T. D. - 1979. Data and information aspects of modeling. *Proceedings of the IUFRO Workshop on Water and Nutrient Simulation Models*. Swiss Federal Institute of Forestry Research, 27 aug - 1 sep, Zurich, 21-28.
380. Stewart, B. A. et al. - 1975. Control of water pollution from cropland. Volume I - A manual for guideline development. Agricultural Research Service (USDA) et U. S. Environmental Protection Agency, EPA-600/2-75-026a, ARS-H-5-1, 111 p.
381. Stewart, B. A. et al. - 1976. Control of water pollution from cropland. Volume II - An overview. Agricultural Research Service (USDA) et U. S. Environmental Protection Agency, EPA-600/2-75-026b, ARS-H-5-2, 187 p.
382. Stewart, W. F. P. et T. Rosswall - 1982. The nitrogen cycle. The Royal Society, London.
383. Storm, D. E. et al. - 1988. Modeling phosphorus transport in surface runoff. *Transactions of the ASAE*, Vol. 31, N° 1, 117-127.
384. Stumm, W. et J. J. Morgan - 1981. Aquatic chemistry. Wiley, New York, 780 p.
385. Sweeney, D. W. et al. - 1985. Measured and CREAMS-predicted nitrogen losses from tomato and corn management systems. Vol. 21, N° 5, 867-873.
386. Sweeten, J. M. et D. L. Reddell - 1978 Nonpoint sources: state of the art overview. *Transactions of the ASAE*, Vol. 21, 474-483.
387. Switzer-Howse, K. D. - 1982. Agricultural management practices for improved water quality in the Canadian Great Lakes Basin. Agriculture Canada, Direction Générale de la Recherche, 116 p.
388. Tabatabai, M. A. - 1983. Atmospheric deposition of nutrients and pesticides. *In* : Schaller F. W. et Bailey G. W. (ed), Agricultural management and water quality, Iowa State University Press, Ames, Iowa, 92-108.
389. Tanji, K. K. et M. Mehran - 1979. Conceptual and dynamic models for nitrogen in irrigated croplands. *In* : Pratt, P. F. (ed), Nitrate in effluents from irrigated lands. Final Report to the National Science Foundation, University of California, Riverside, 555-646.

390. Tanji, K. K., M. Fried et M. Van De Pol - 1977. A steady-state conceptual nitrogen model for estimating nitrogen emissions from croppéd lands. *Journal Environmental Quality*, Vol. 6, N° 2, 155-162.
391. Tardieux, P. et M. Obaton - 1977 - La fixation biologique de l'azote ; acquisitions récentes. *C. R. Académie d'Agriculture de France*, Vol. 63, N° 11, 672-686.
392. Theys, J. - 1987. L'environnement et les ressources au XXI^e siècle. *Futuribles*, N° 115, nov, 3-24.
393. Thiery, D. - 1983. Description du modèle CREACHIM. BRGM, Note Technique N° 83/15, Orléans, 53 p.
394. Thiery, D. et J. J. Seguin - 1985. Modélisation globale des transferts de nitrates dans un bassin hydrogéologique pour prévoir l'évolution des concentrations dans les eaux souterraines. BRGM, 85 SGN 663 EAU, Orléans, 182 p.
395. Thiery, D., J. Schwartz et J. J. Seguin - 1985. Modélisation des transferts de nitrates sur 2 sites de la nappe de la Beauce. BRGM, Note Technique N° 85/03, Orléans, 68 p.
396. Thom, R. - 1974. Modèles mathématiques de la morphogénèse. Union Générale d'Éditions, Paris.
397. Thom, R. - 1979. Modélisation et Scientificité. *In* : Delattre, P et M. Thellier (ed), Actes du colloque "Elaboration et Justification des Modèles : Applications en Biologie", Tome I, Maloine Editeur, Paris, 21-29.
398. Thomann, R. V. - 1982. Vérification of water quality models. *Journal of Environmental Engineering Division, ASCE*. Vol. 108, N° EE5, 923-940.
399. Thomann, R. V. - 1987. Systems analysis in water quality management - A 25 year retrospect. *In* : Beck, M. B. (ed), *Systems analysis in water quality management*, Pergamon, Oxford, 1-14.
400. Trocme, S. - Le phosphore dans les plantes. *In* : Boiffin, J. et M. Sebillotte (ed), *Le phosphore et son emploi dans l'exploitation agricole*. Institut National Agronomique Paris-Grignon, Paris, 46-81.
401. Tubbs, L. J. et D. A. Haith - 1981. Simulation model for agricultural non-point-source pollution. *Journal WPCF*, Vol. 53, N° 9, 1425-1433.
402. Turc, L. - 1961. Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle. *Ann. Agron.*, Vol. 12, N° 1, 13-49.
403. U. S. Army - 1972. Program description and user manual dor SSARR model, Streamflow Synthesis and Reservoir Regulation. U. S. Army Corps of Engineers, Program 724-K5-G0010.
404. U. S. Army - 1975. Urban Storm Water Runoff-STORM. The Hydrologic Engineering Center, U. S. Army Corps of Engineers, Davis, California, 104 p.
405. USBR - 1960. Investigation of Meyer-Peter, Muller bedload formulas. Sedimentation Section, Hydrology Branch, Division of Project Investigation, U. S. Department of the Interior, Bureau of Reclamation.
406. USDA - 1984. User's Guide for the CREAMS Computer Model. U. S. Department of Agriculture, SCS, Technical Release 72, Washington, D. C.
407. USDA - 1985. National Engineering Handbook, Section 4, Hydrology. U. S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service.
408. USDA - 1986. Urban hydrology for small watersheds. U. S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Technical Release 55.
409. USEPA - 1984. Report to Congress: Nonpoint Source Pollution in the United States. U.S Environmental Protection Agency, Washington, D.C., 160 p.
410. Uttormark, P. D., J. D. Chapin et K. M. Green - 1974. Estimating nutrient loadings of lakes from non-point sources. U. S. Environmental Protection Agency, EPA-600/3-74-020, Corvallis, Oregon, 112 p.
411. Van de Griend, A. A. et E. T. Engman - 1985. Partial area hydrology and remote sensing. *Journal of Hydrology*, Vol. 81, 211-251.
412. Van Keulen, H. - 1981. Modelling the interaction of water and nitrogen. *Plant and Soil*, Vol. 58, 205-229.
413. Van Veen, J. A. et M. J. Frissel - 1976. Computer simulation model for the behaviour of nitrogen in soil and leaching to groundwater. Pudoc, Wageningen, 26 p.
414. Van Veen, J. A. et M. J. Frissel - 1981. Simulation model of behaviour of N in soil. *In* : Frissel, M. J. et J. A. van Veen (ed), *Simulation of nitrogen behaviour of soil-plant systems*, Pudoc, Wageningen, 126-144.

415. Van Vuuren, W. E. - 1982. Prediction of sediment yield for mountainous basins in Columbia, South America. *In* : Recent developments in the explanation and prediction of erosion and sediment yield. International Association of Scientific Hydrology Publication, N° 137, 313-325.
416. Van Wazer, J. R. - 1958. Phosphorus and its compounds. Vol. I, Wiley, New York.
417. Viessman, W. et al. - 1977. Introduction to Hydrology, Harper & Row Publ., 704 p.
418. Walker, P. H., P. I. A. Kinnell et P. Green - 1978. Transport of noncohesive sandy mixture in rainfall and runoff experiments. *Soil Sci. Soc. Am. Journal*, Vol. 42, 793-801.
419. Walling, D. E. - 1984. Dissolved loads and their measurement. *In* : Hadley R. F. et Walling D. E. (ed), Erosion and sediment yield: some methods of measurement and modelling, Geo Books, Norwich, England, 111-177.
420. Walling, D. E. et A. H. A. Kleo - 1979. Sediment yield of rivers in areas of low precipitation: a global view. *In* : The hydrology of areas of low precipitation. International Association of Hydrological Sciences, Publication N° 128, 479-493.
421. Walling, D. E. et B. W. Webb - 1981. The reliability of suspended sediment load data. *In* : Erosion and Sediment Transport Measurement, Proceedings of the Florence Symposium, IAHS Publ. N° 133, 177-194.
422. Walling, D. E. et B. W. Webb - 1985. Estimating the discharge of contaminants to coastal waters by rivers: some cautionary comments. *Marine Pollution Bulletin*. Vol. 16, N° 12, 488-492.
423. Walter, M. F., T. S. Steenhuis et H. P. DeLancey - 1979. The effects of soil and water conservation practices on sediment. *In* : Haith D. A. et R. C. Loehr (ed), Effectiveness of soil and water conservation practices for pollution control. U. S. Environmental Protection Agency, EPA-600/3-79-106, Athens, GA, 480 p.
424. Ward, R. C. et J.C. Loftis - 1986. Establishing statistical design criteria for water quality monitoring systems: review and synthesis. *Water Resources Bulletin*, Vol. 22, N° 5, 759-767.
425. Watts, D. G. - 1975. A soil-water-nitrogen-plant model for irrigated corn on coarse textured soils. Ph. D. Thesis, Utah State University, Logan, Utah.
426. Weber, J. E., M. M. Fogel et L. Duckstein - 1976. The use of multiple regression models in predicting sediment yield. *Water Resources Bulletin*, Vol. 12, N° 1, 95-104.
427. Whipkey, R. Z. et M. J. Kirkby - 1980. Flow Within the Soil. *In* : Kirkby, M. J. (ed), Hillslope Hydrology, Wiley, 121-144.
428. White, R. E. - 1985. A model for nitrate leaching in undisturbed structured clay soil during unsteady flow. *Journal of Hydrology*, Vol. 79, 37-51.
429. Whittemore, R. C., J. S. Hovis et J. J. McKeown - 1982. A Study of the Selection Calibration and Verification of Mathematical Water Quality Models. *In* : Barnwell, T. O. (ed), Proceedings of Stormwater and Water Quality Management Modeling, Users Group Meeting, U. S. Environmental Protection Agency, EPA-600/ 9-82-015, Athens, GA, 1-35.
430. Williams, J. D. H., J. M. Jaquet et J. P. Vernet - 1978. Influence des rejets de deux stations d'épuration sur la teneur en phosphore des sédiments côtiers du Léman. *Schweiz. Z. Hydrol.*, Vol. 40, N° 2, 361-373.
431. Williams, J. D., H. Shear et R. L. Thomas - 1980. Availability to *Scenedesmus quadricauda* of different forms of phosphorus in sedimentary materials from Great Lakes. *Limnol. Oceanogr.*, Vol. 25, N° 1, 1-11.
432. Williams, J. R. - 1975a. HYMO flood routing. *Journal of Hydrology*, Vol. 26, 17-27.
433. Williams, J. R. - 1975b. Sediment yield prediction with universal equation using runoff energy factor. *In* : Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources. U. S. Department of Agriculture, ARS-S-40, 244-252.
434. Williams, J. R. - 1975c. Sediment routing for agricultural watersheds. *Water Resources Bulletin*, Vol. 11, N° 5, 965-974.
435. Williams, J. R. et H. D. Berndt - 1972. Sediment yield computed with universal equation. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*, Vol. 98, 2087-2098.
436. Williams, J. R. et H. D. Berndt - 1977a. Sediment yield prediction based on watershed hydrology. *Transactions of the ASAE*, Vol. 20, N° 6, 1100-1104.

437. Williams, J. R. et H. D. Berndt - 1977b. Determining the universal soil loss equation's length-slope factor for watersheds. *In* : Soil erosion: prediction and control. Soil Conservation Society of America, Ankeny, Iowa, 217-225.
438. Williams, J. R. et R. W. Haan - 1978. Optimal operation of large agricultural watersheds with water quality constraints. Texas Water Resources Institute, Texas A&M University, Technical Report N° 96, 152 p.
439. Williams, J. R. et R. W. Hann - 1973. HYMO: Problem-oriented computer language for hydrologic modeling users manual. U. S. Department of Agriculture, ARS-S-9, 76 p.
440. Williams, J. R. et W. V. LaSeur - 1976. Water yield model using SCS curve numbers. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*, Vol. 102, N° HY9, 1241-1253.
441. Williams, J. R., A. D. Nicks et J.G. Arnold - 1985. Simulator for water resources in rural basins. *Journal of Hydraulic Engineering, ASCE*, Vol. 111, N° 6, 970-986.
442. Williams, J. R., C. A. Jones et P. T. Dyke - 1984. A modeling approach to determining the relationship between erosion and soil productivity. *Transactions of the ASAE*, Vol. 27, N° 1, 129-144.
443. Wischmeier, W. H. - 1960. Cropping-management factor evaluations for a universal soil-loss equation. *Soil Science Society of America Proc.*, Vol. 24, N° 4, 322-326.
444. Wischmeier, W. H. - 1975. Estimating the soil loss equation's cover and management factor for undisturbed areas. *In* : Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources. U. S. Department of Agriculture, ARS-S-40, 118-124.
445. Wischmeier, W. H. - 1976. Use and misuse of the universal soil loss equation. *Journal of Soil and Water Conservation*, Vol. 31, 5-9.
446. Wischmeier, W. H. - 1984. The USLE: some reflections. *Journal of Soil and Water Conservation*, Vol. 39, 105-107.
447. Wischmeier, W. H. et D. D. Smith - 1978. Predicting rainfall erosion losses - a guide to conservation planning. U. S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook No. 537, 58 p.
448. WMO - 1975. Intercomparison of conceptual models used in operational hydrological forecasting. World Meteorological Organization, Operational Hydrology Report N° 7, Geneva, 172 p.
449. WMO - 1983. Meteorological aspects of certain processes affecting soil degradation-especially erosion. Technical Note N° 178, Geneva, 149 p.
450. WMO - 1986. Intercomparison of models of snowmelt runoff. World Meteorological Organization, Operational Hydrology Report N° 23, Geneva, 36 p.
451. Yalin, M. S. - 1963. An expression for bed-load transportation. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*, Vol. 89, N° HY3, 221-250.
452. Yariv, S. - 1976. Comments on the mechanism of soil detachment by rainfall. *Geoderma*, Vol. 15, 393-399.
453. Young, P. - 1981. Parameter estimation for continuous-time models - A survey. *Automatica*, Vol. 17, N° 1, 23-39.
454. Young, P. - 1983. The validity and credibility of models for badly defined systems. *In* : Beck, M. B. et G. van Straten (ed), *Uncertainty et Forecasting of Water Quality*. Springer-Verlag, New York, 69-98.
455. Young, R. A. - 1980. Characteristics of eroded sediment. *Transactions of the ASAE*, Vol. 23, 1139-1142, 1146.
456. Young, T. C. et J. V. DePinto - 1988. Factors affecting the efficiency of some estimators of fluvial total phosphorus load. *Water Resources Research*, Vol. 24, N° 9, 1535-1540.
457. Zartman, R. E., R. E. Phillips et J. E. Leggett - 1976. Comparison of simulated and measured nitrogen accumulation in Burley tobacco. *Agron. Journal*, Vol. 68, 406-410.
458. Zingales, F. et G. Bendoricchio - 1987. L'inquinamento agricolo come sorgente diffusa. *In* : Fertilizzanti, razionalizzazione dell'uso per la produzione agricola e la tutela dell'ambiente, Regione del Veneto, Ente di Sviluppo Agricolo del Veneto, Studi e Ricerche N° 1, 43-52.

ANNEXES

A

ANNEXES MODELE CB

A1 - RÉSULTATS DU MODELE HYDROLOGIQUE CB

A2 - RÉSULTATS DU MODELE ÉROSION CB

A3 - RÉSULTATS DU MODELE AZOTE CB

A4 - RÉSULTATS DU MODELE PHOSPHORE CB

A1

MODELE HYDROLOGIQUE CB

Observation : Les histogrammes représentés dans la partie supérieure des graphiques de débits correspondent aux hyétogrammes des pluies moyennes journalières (1 cm = 20 mm de pluie/jour).

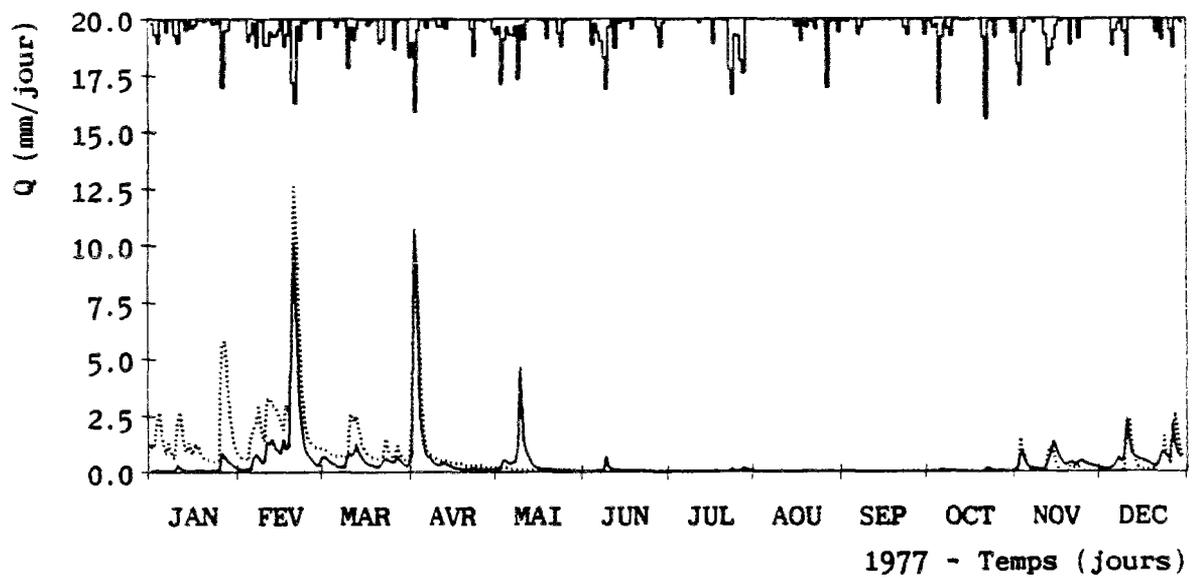
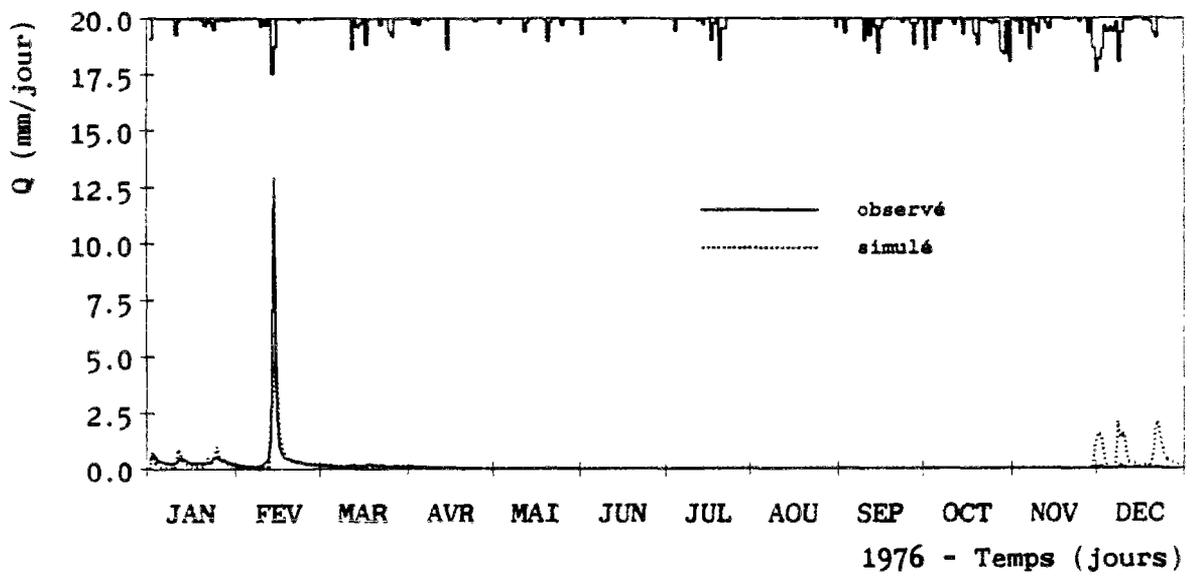
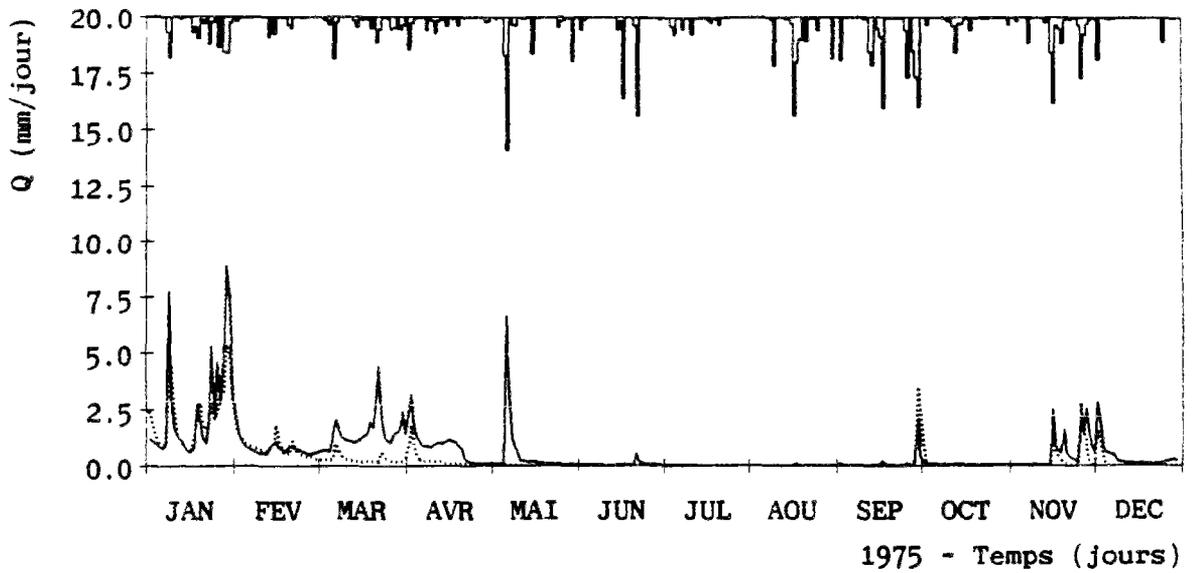


Figure A1.1 : Débits observés et simulés par le modèle hydrologique CB sans calage.

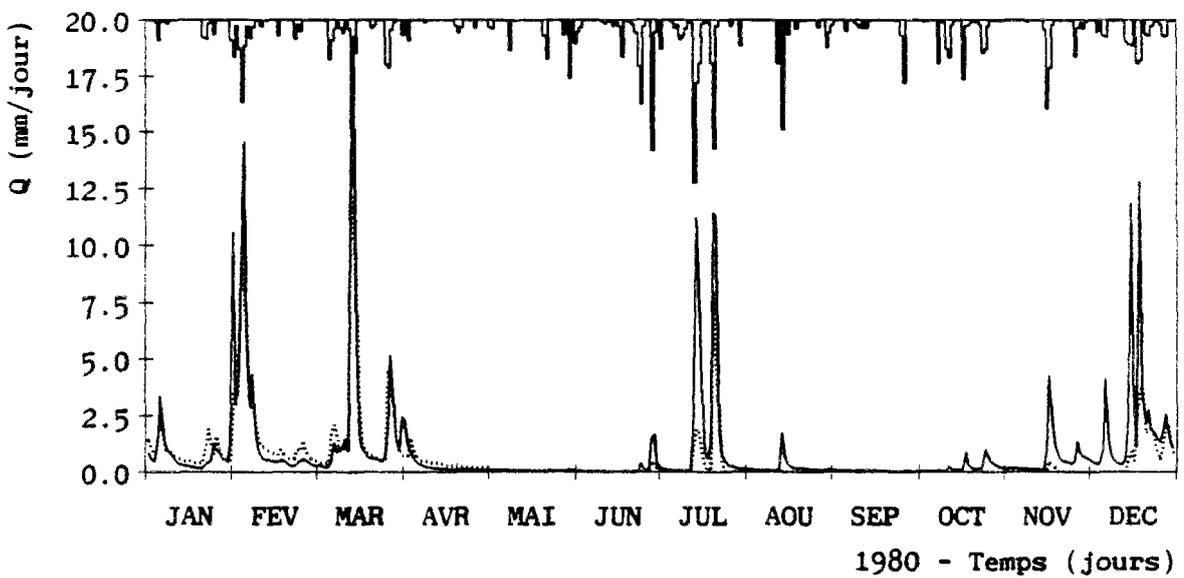
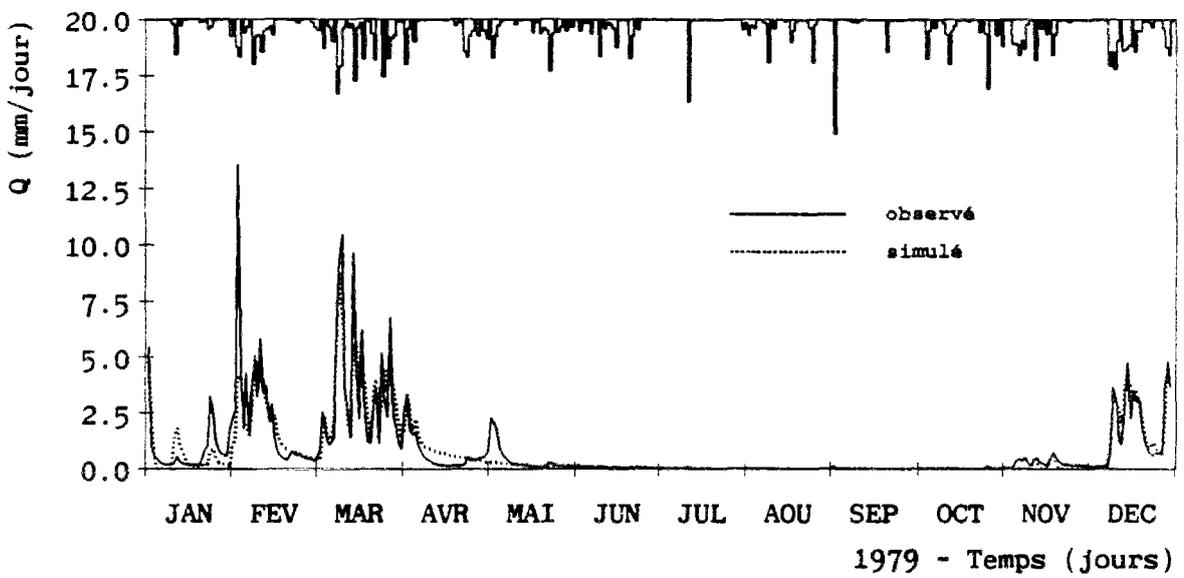
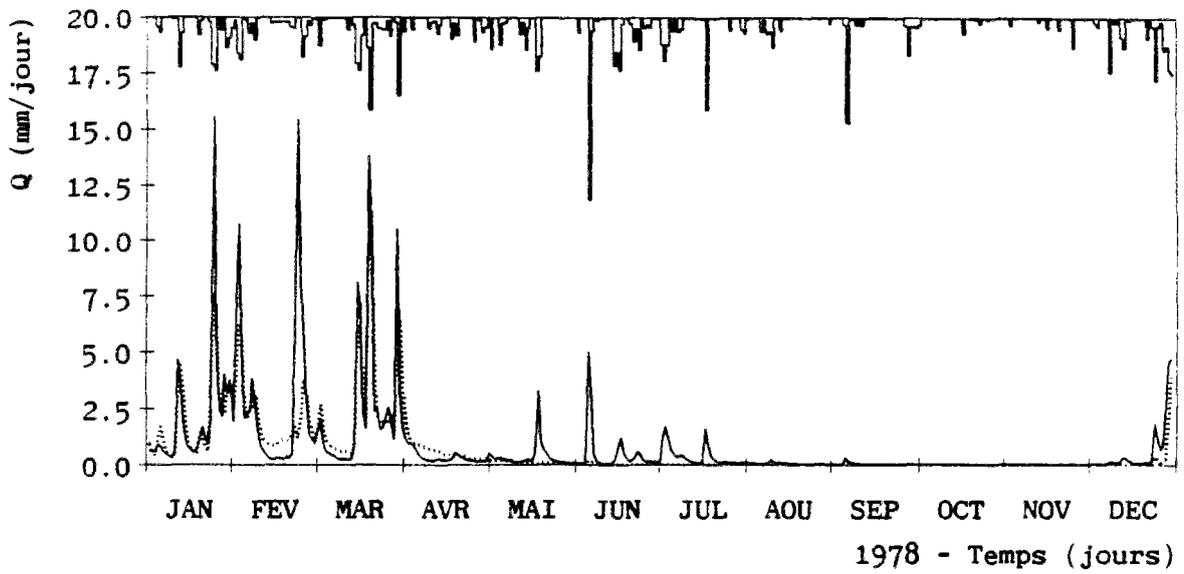


Figure A1.1 (suite) : Débits observés et simulés par le modèle hydrologique CB sans calage.

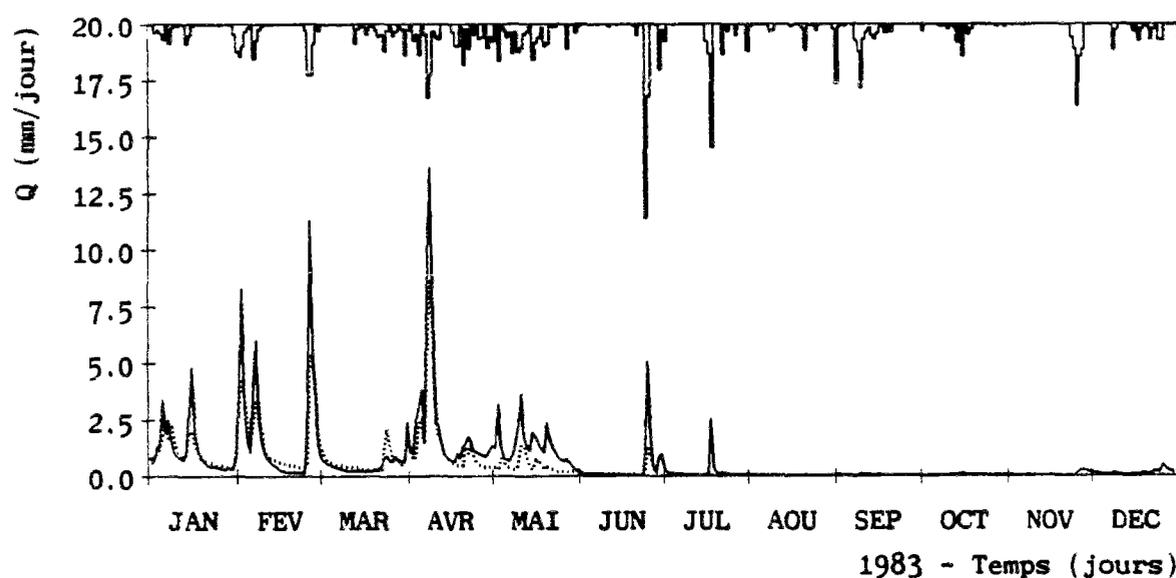
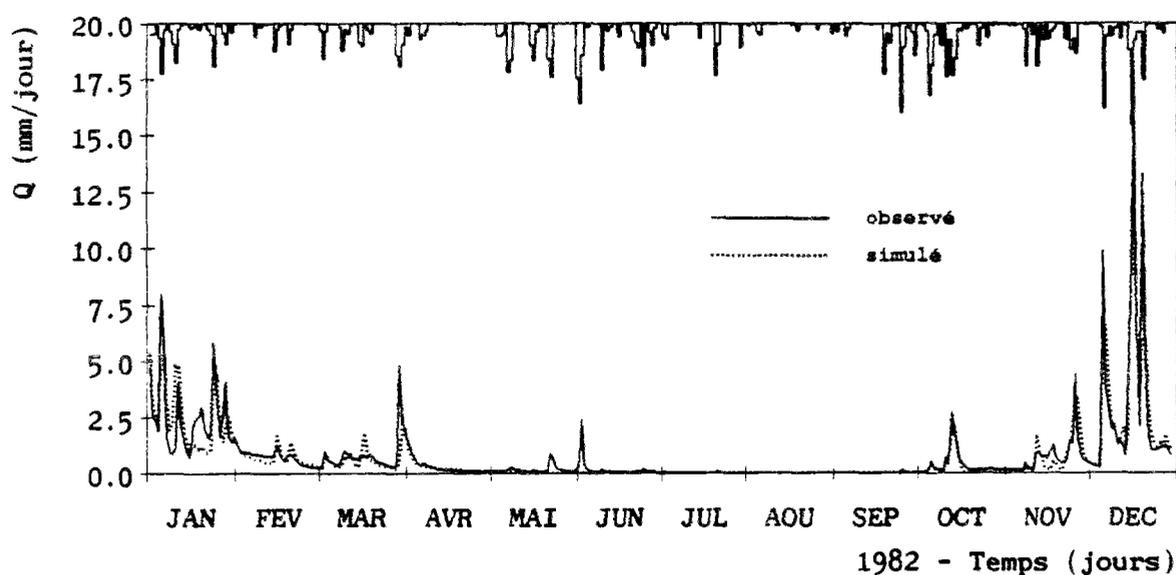
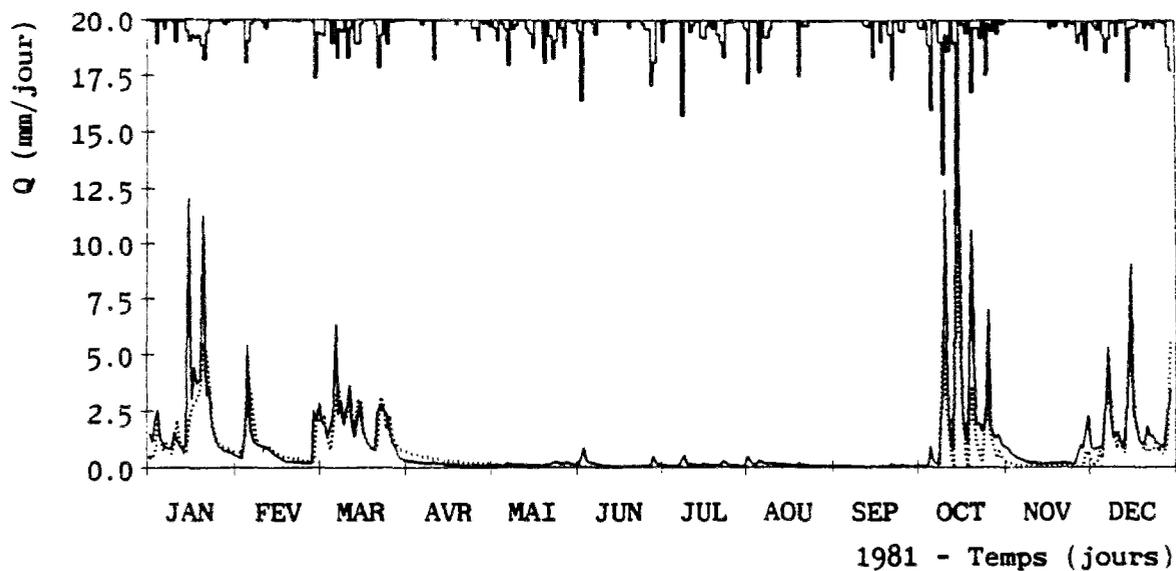


Figure A1.1 (suite) : Débits observés et simulés par le modèle hydrologique CB sans calage.

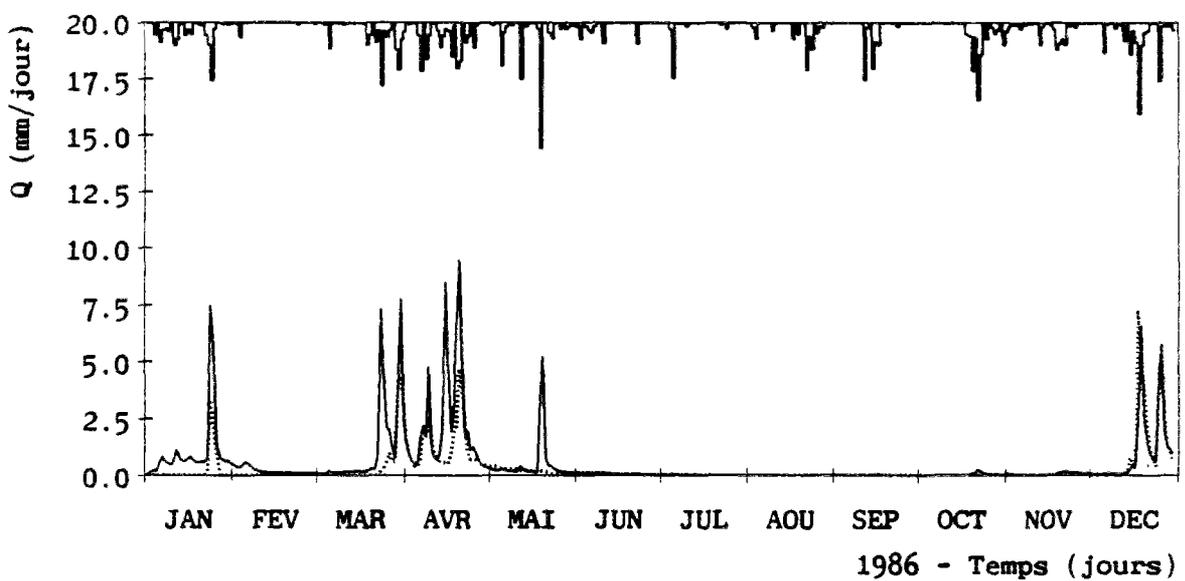
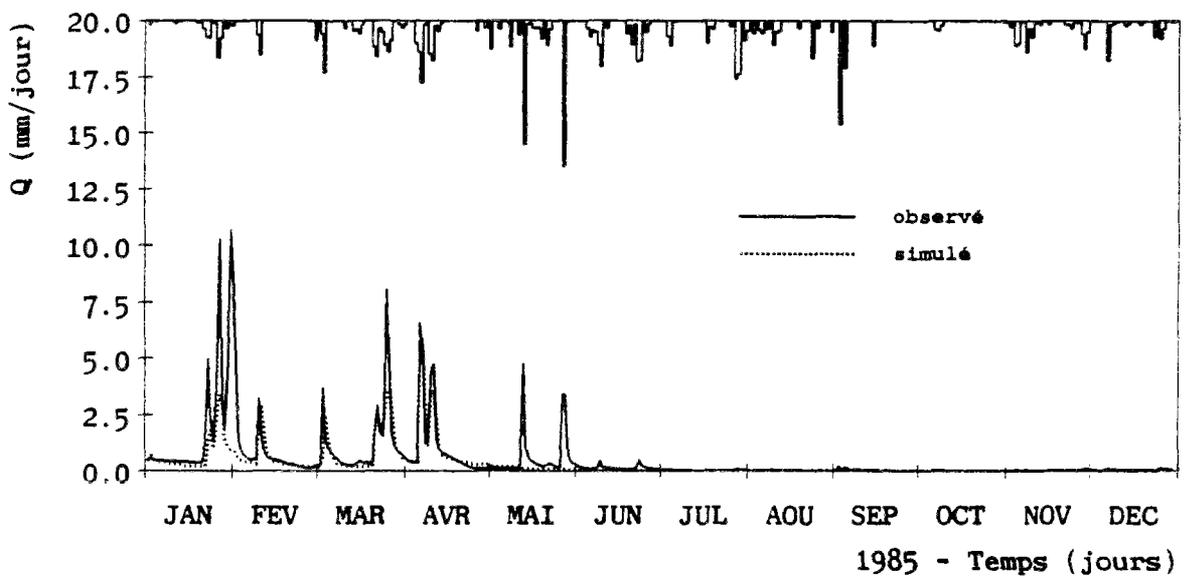
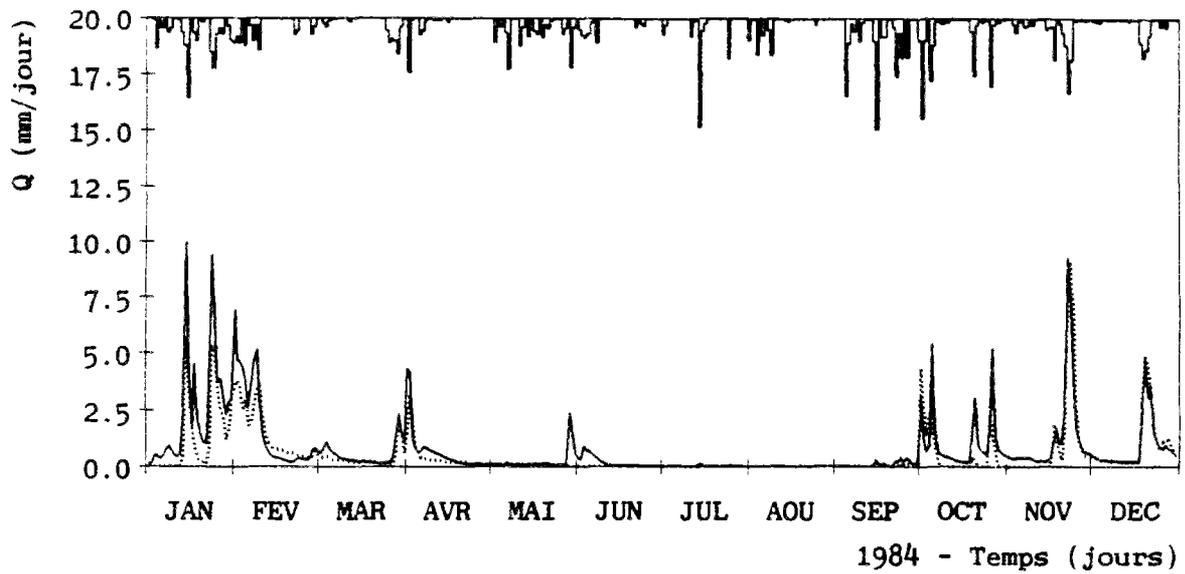


Figure A1.1 (suite) : Débits observés et simulés par le modèle hydrologique CB sans calage.

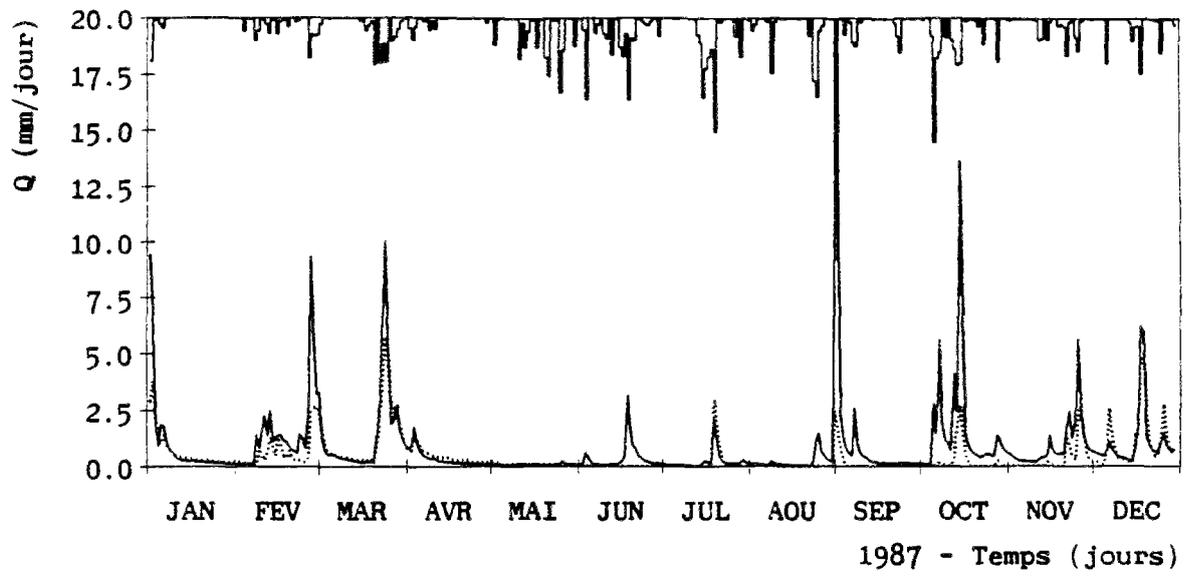


Figure A1.1 (suite) : Débits observés et simulés par le modèle hydrologique CB sans calage.

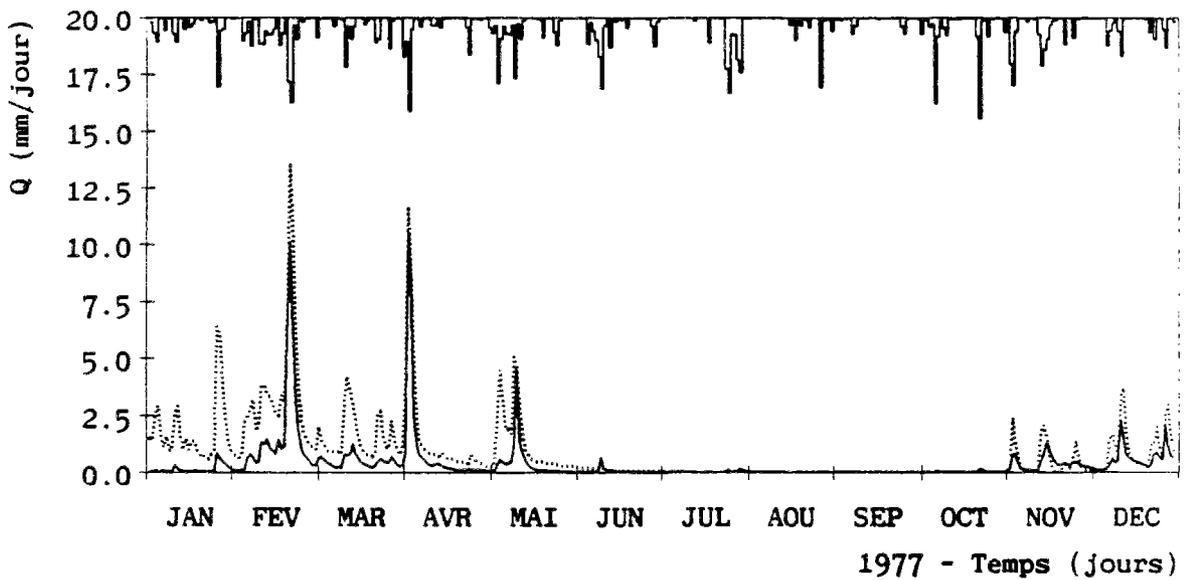
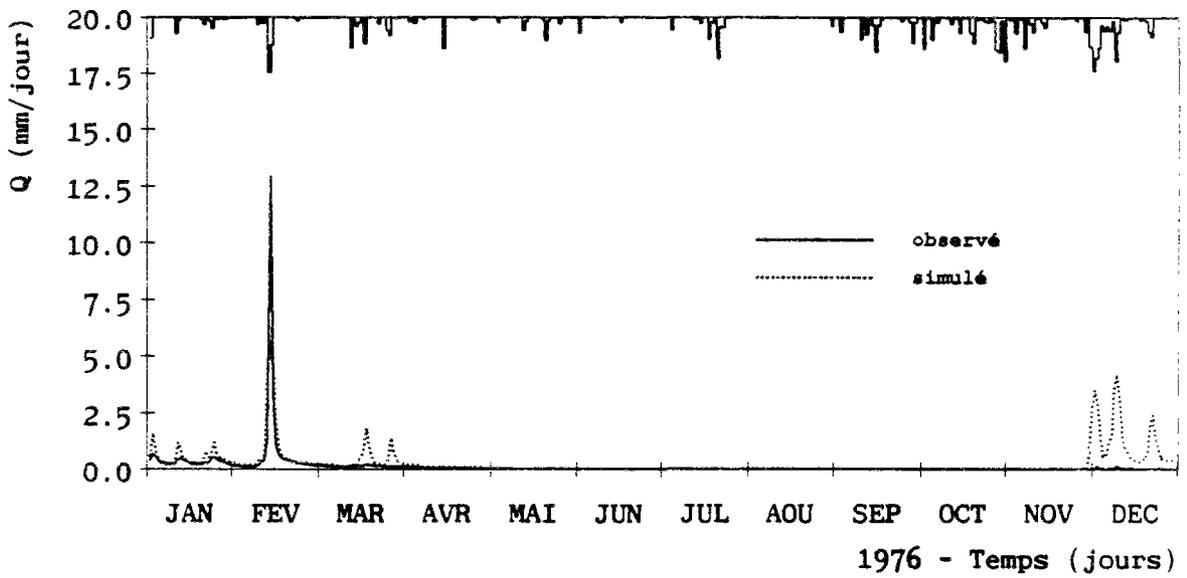
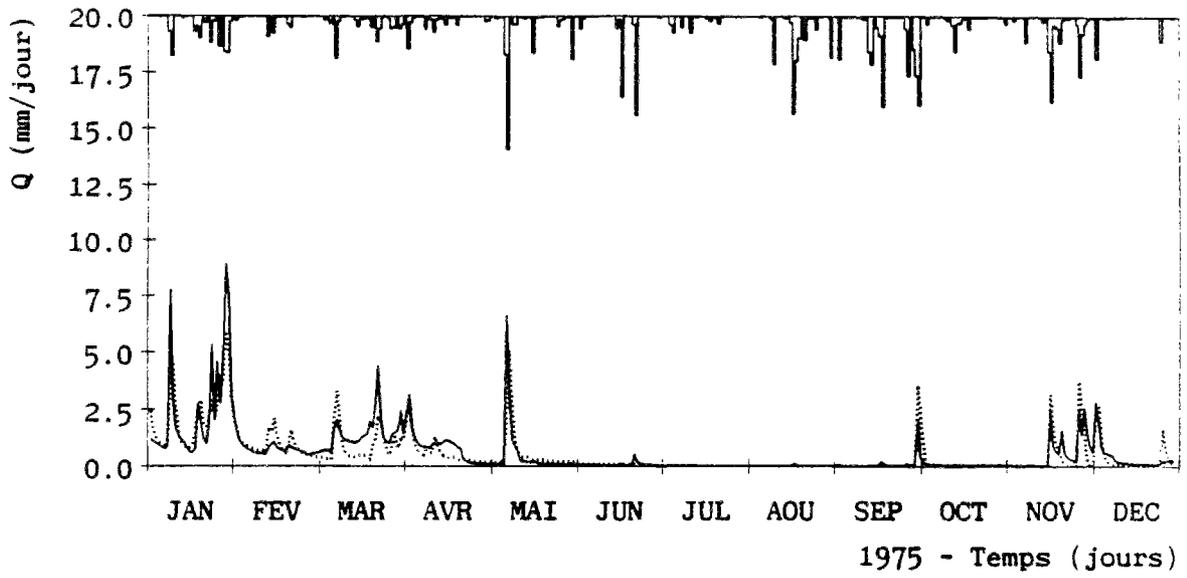


Figure A1.2 : Débits observés et simulés par le modèle hydrologique CB avec calage.

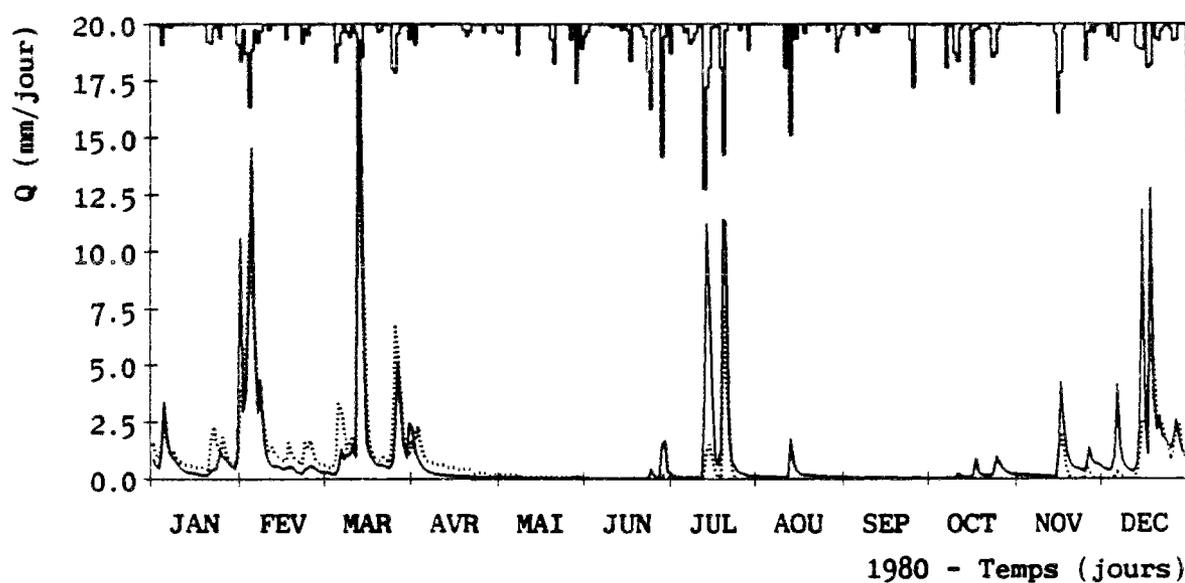
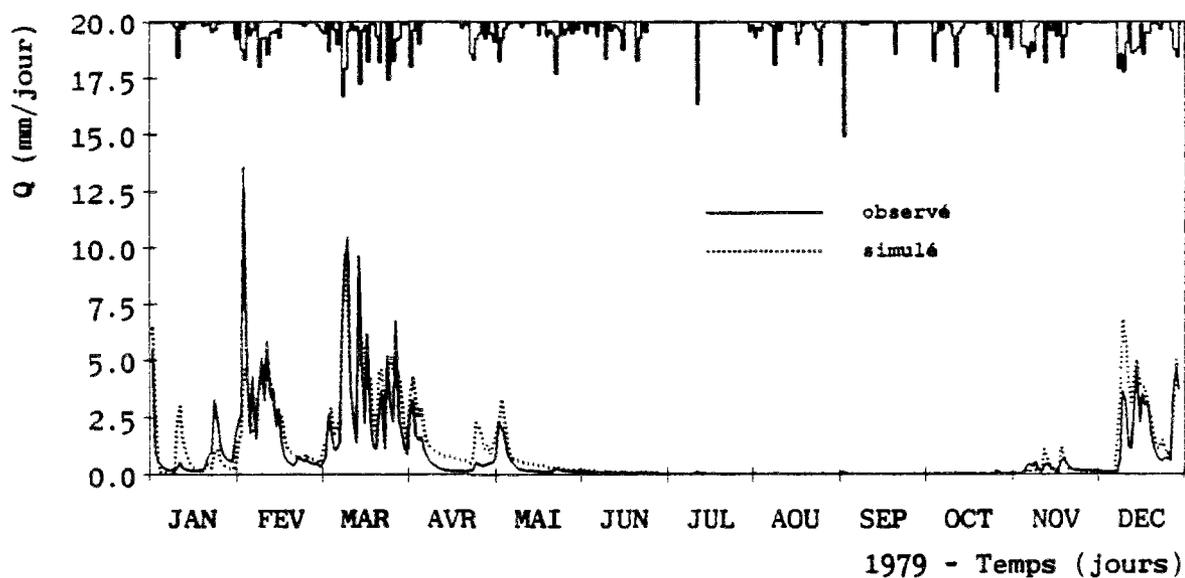
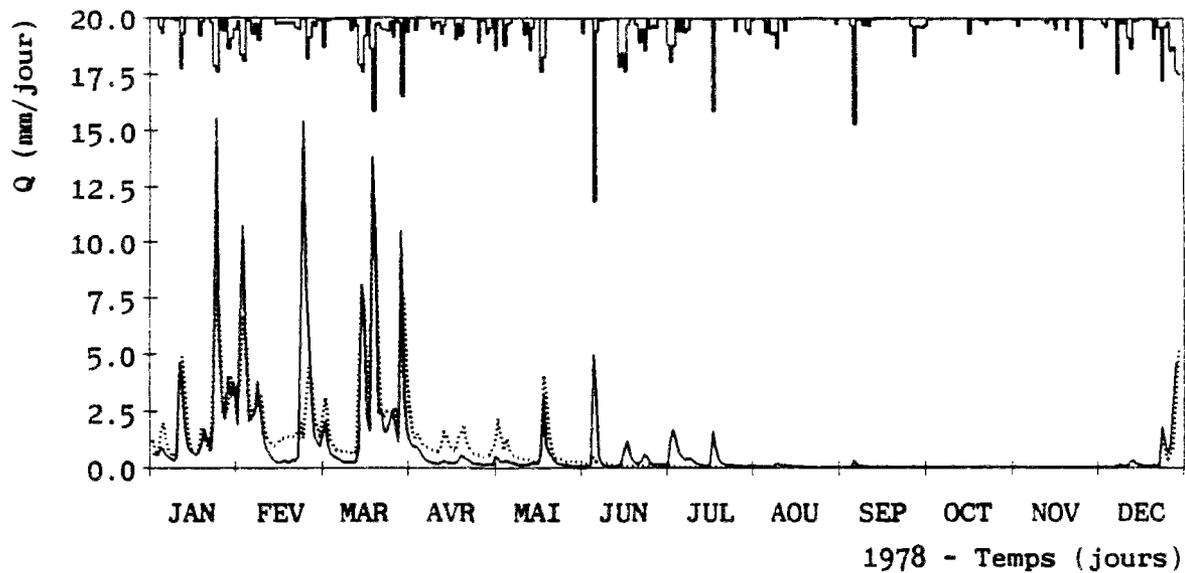


Figure A1.2 (suite) : Débits observés et simulés par le modèle hydrologique CB avec calage.

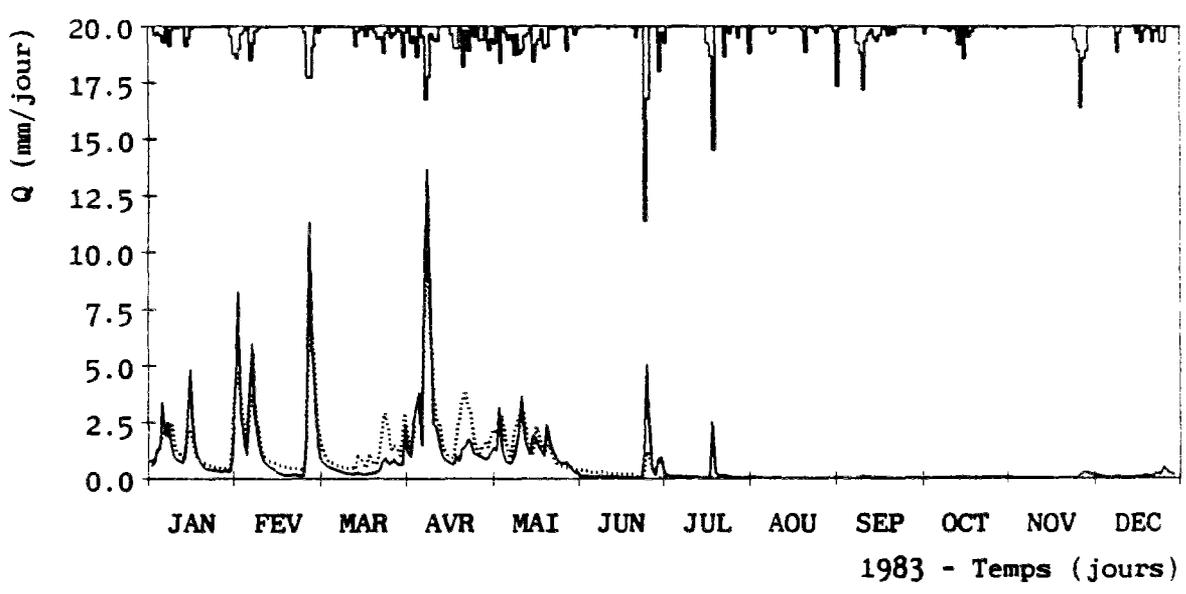
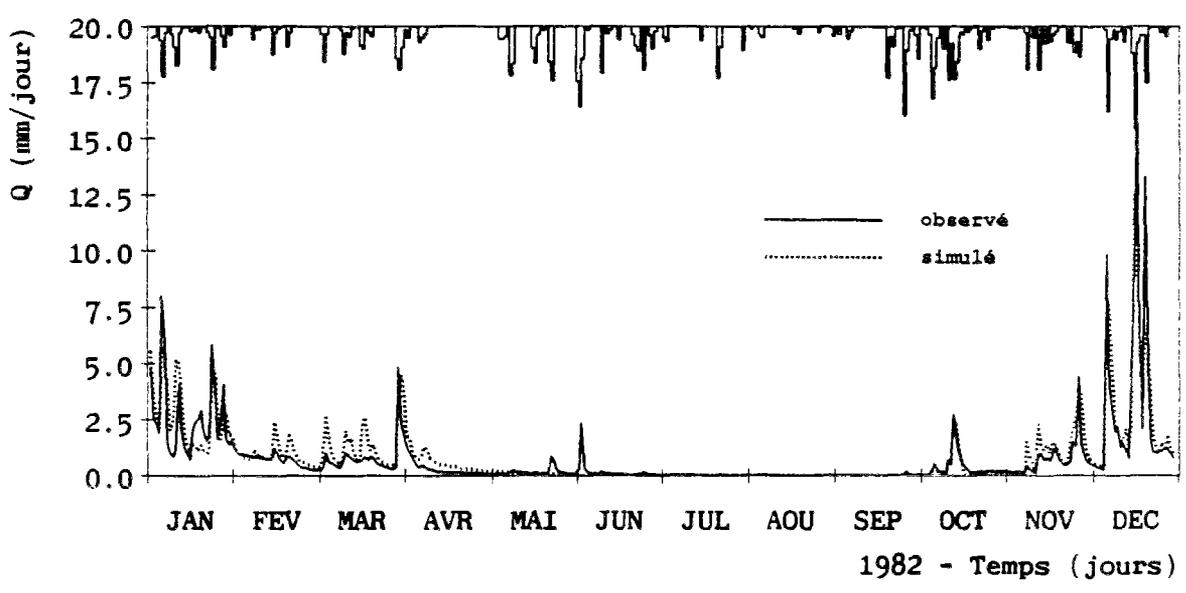
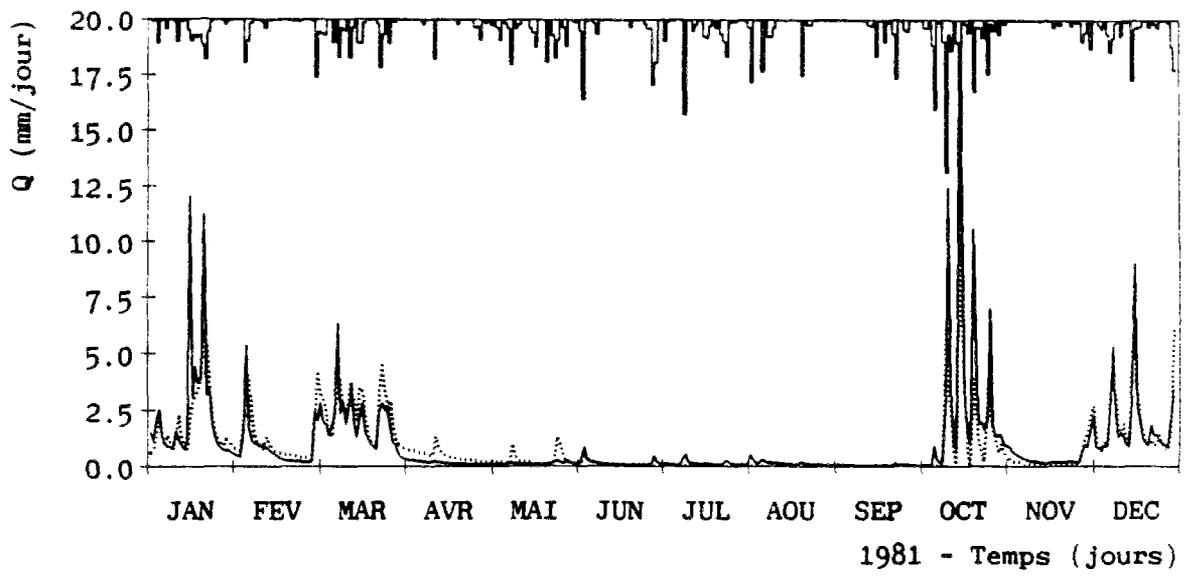


Figure A1.2 (suite) : Débits observés et simulés par le modèle hydrologique CB avec calage.

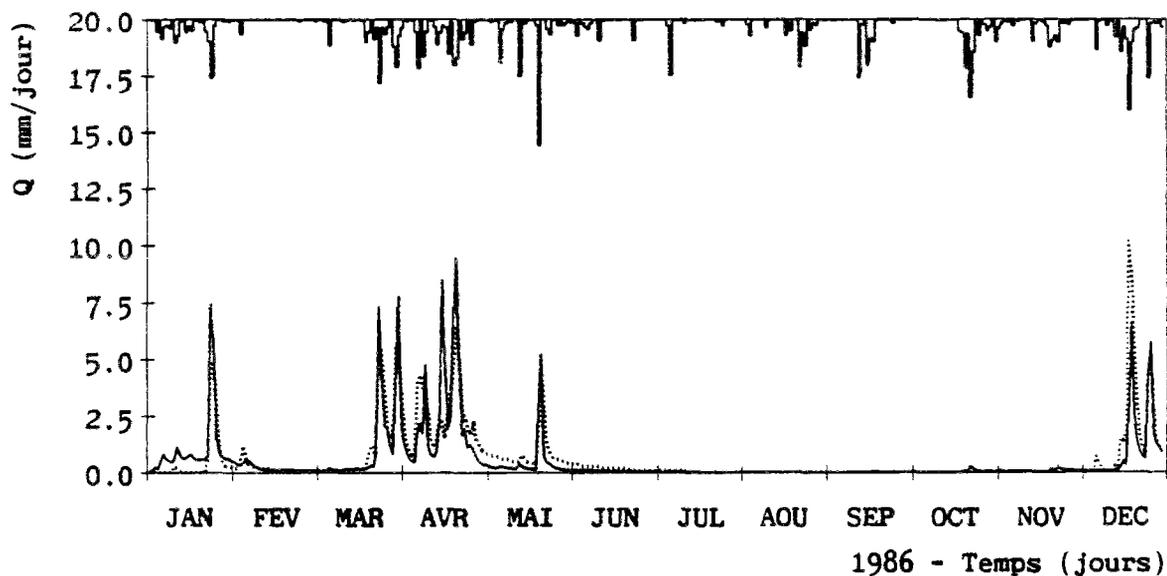
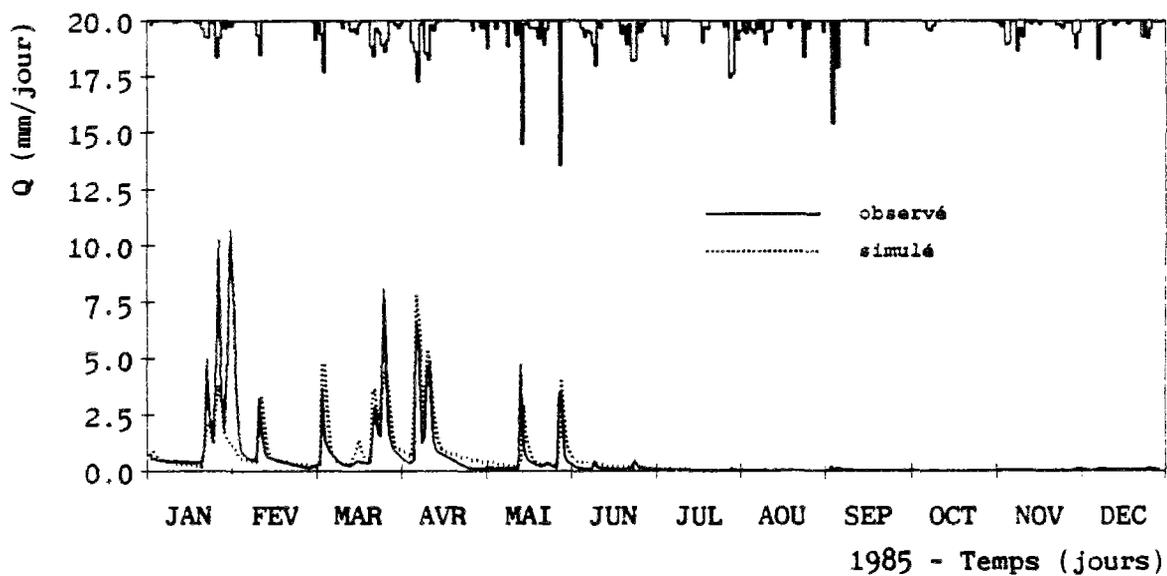
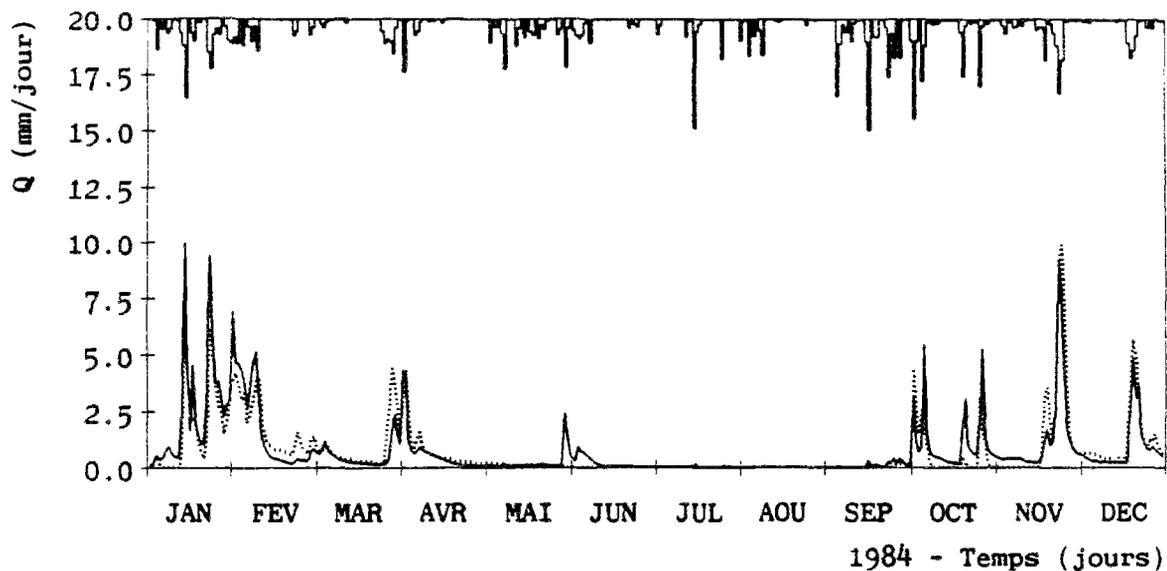


Figure A1.2 (suite) : Débits observés et simulés par le modèle hydrologique CB avec calage.

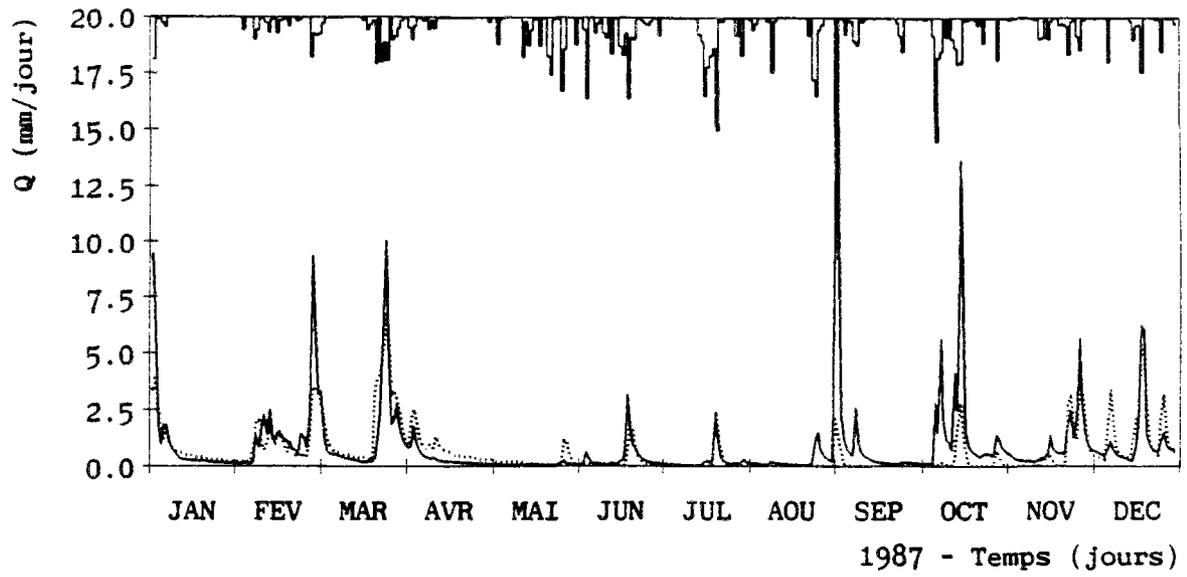


Figure A1.2 (suite) : Débits observés et simulés par le modèle hydrologique CB avec calage.

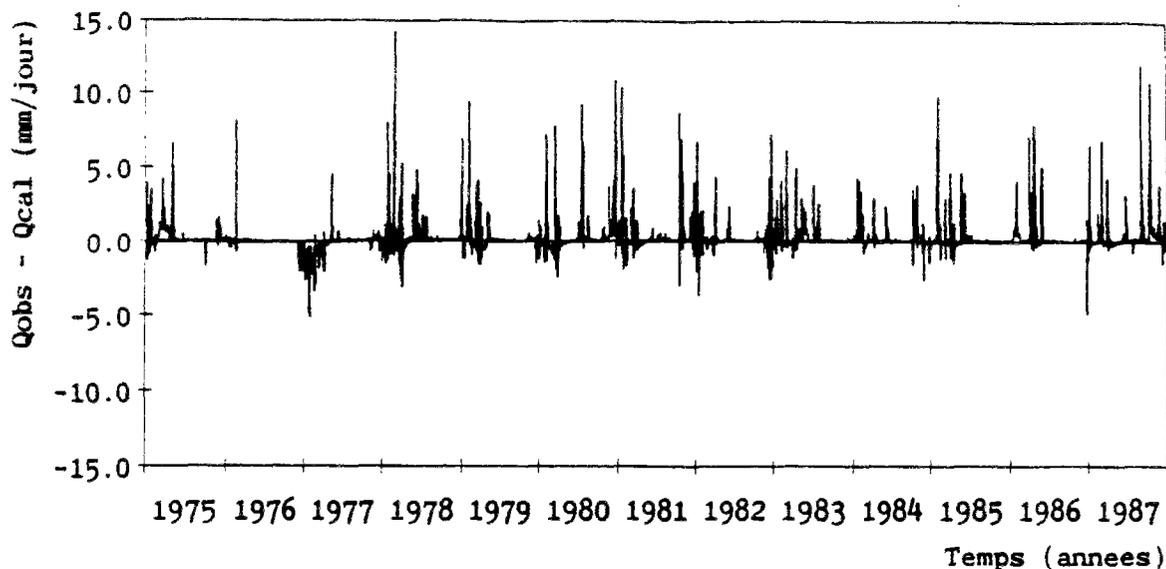


Figure A1.3 : Erreurs absolues sur les débits journaliers simulés par le modèle hydrologique CB sans calage.

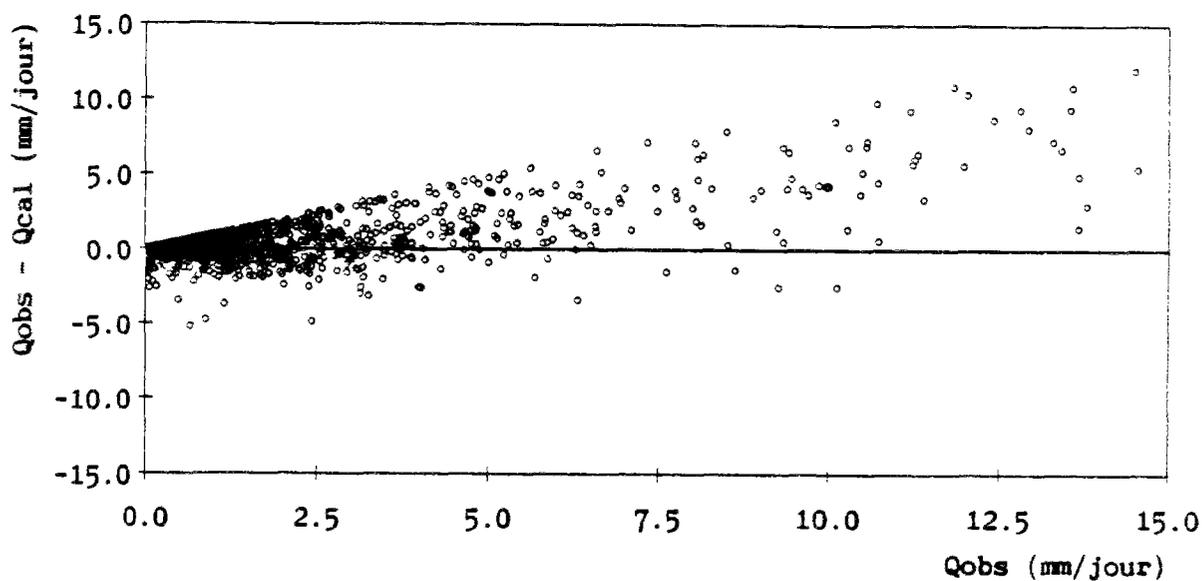


Figure A1.4 : Erreurs absolues sur les débits journaliers simulés par le modèle hydrologique CB sans calage en fonction des debits observés.

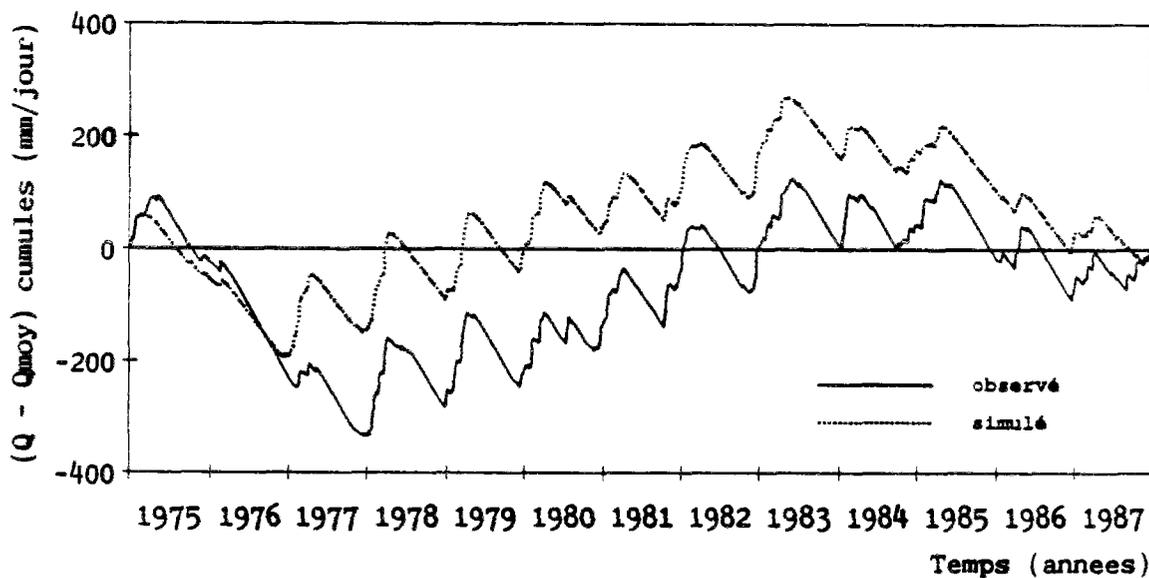


Figure A1.5 : Cumuls des débits observés et simulés moins les moyennes, modèle hydrologique CB sans calage.

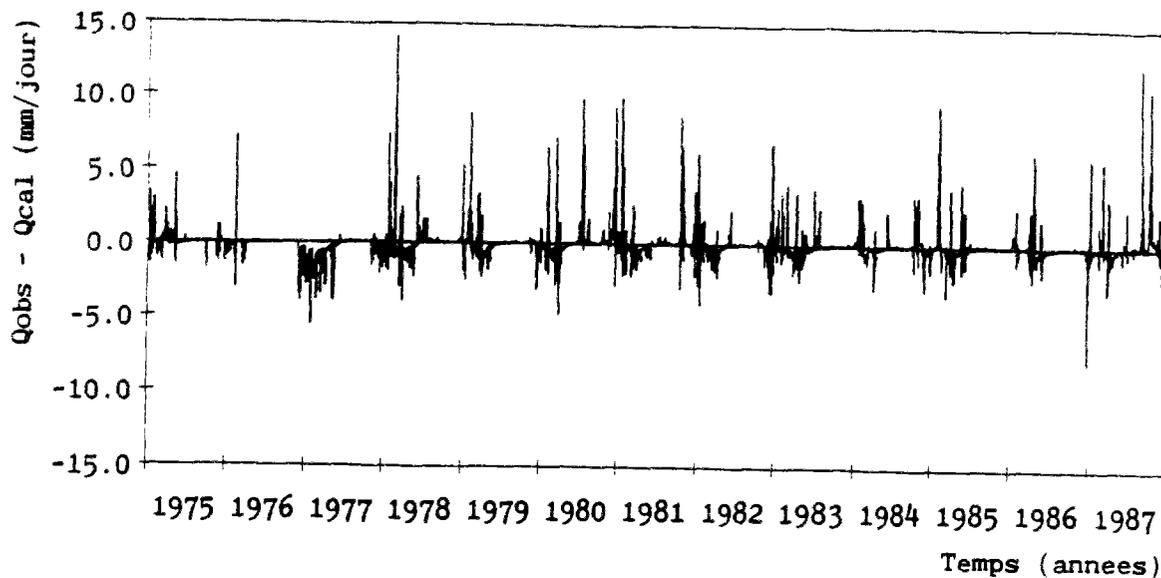


Figure A1.7 : Erreurs absolues sur les débits journaliers simulés par le modèle hydrologique CB avec calage.

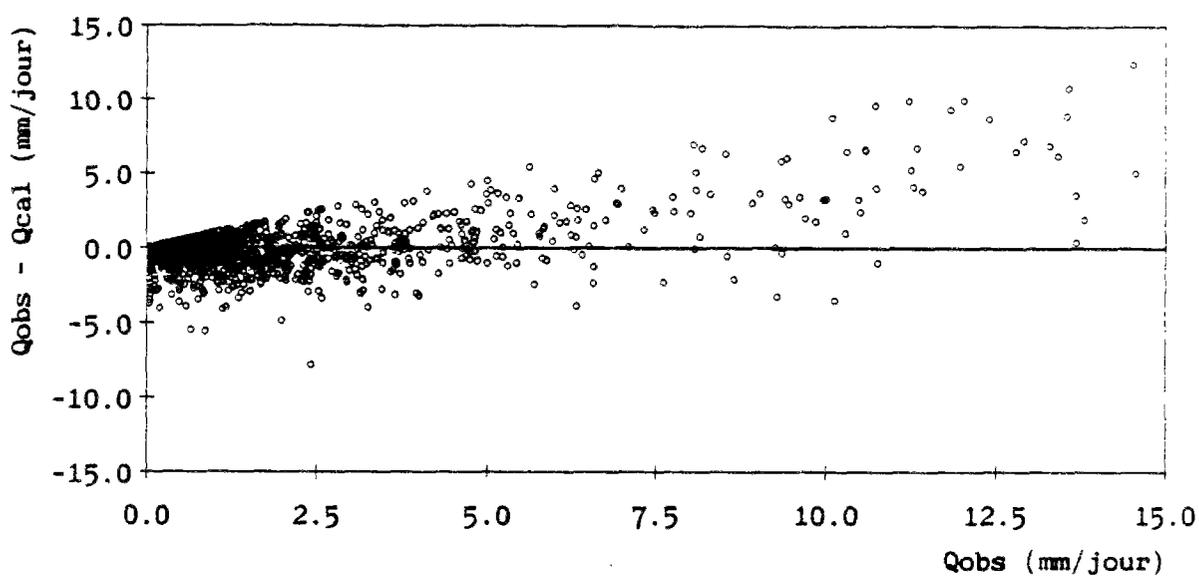


Figure A1.8 : Erreurs absolues sur les débits journaliers simulés par le modèle hydrologique CB avec calage en fonction des débits observés.

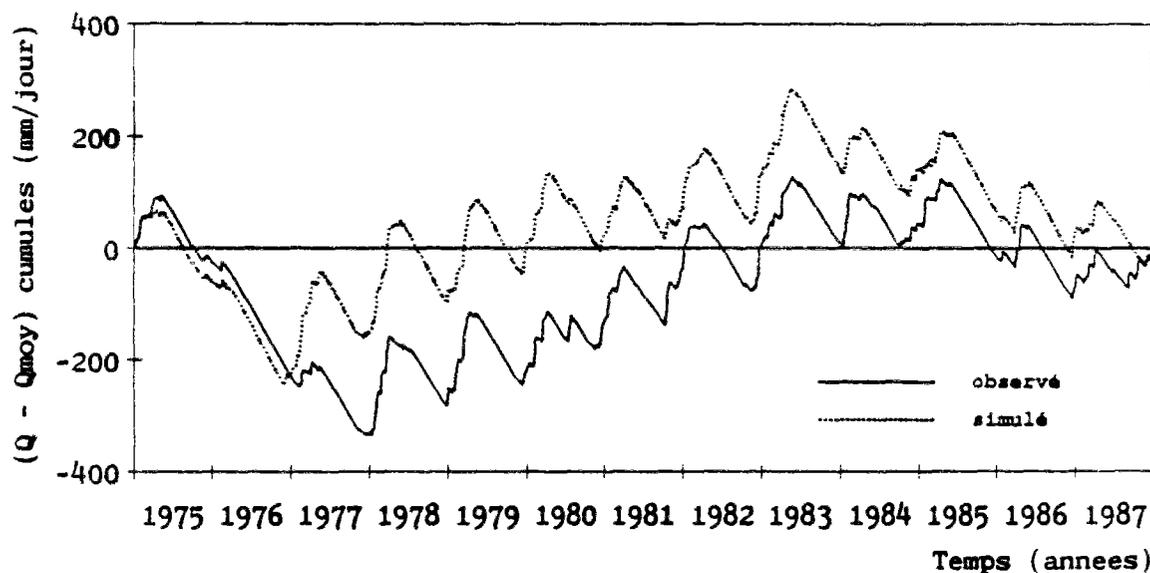


Figure A1.9 : Cumuls des débits observés et simulés moins les moyennes, modèle hydrologique CB avec calage.

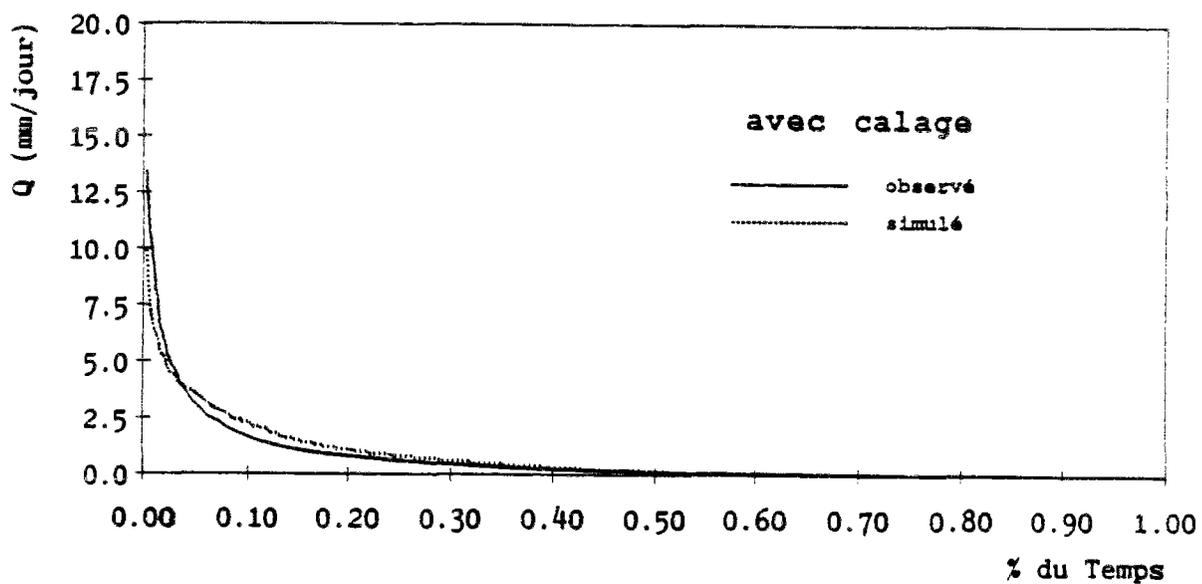
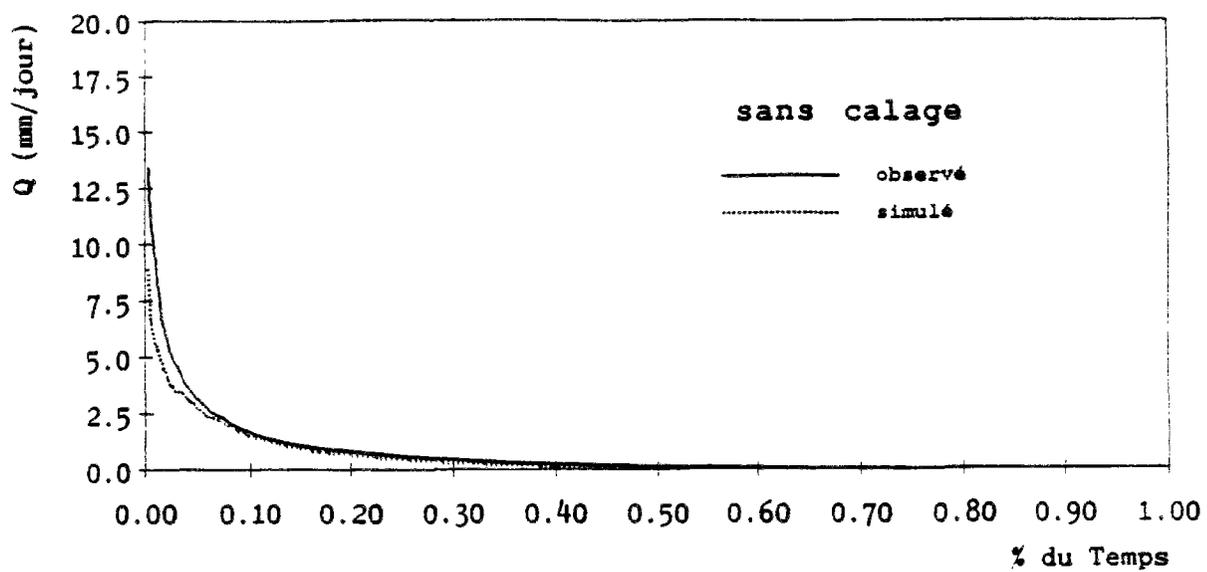


Figure A1.6 : Fréquences cumulées des débits observés et simulés par le modèle hydrologique CB.

A2

MODELE ÉROSION CB

Observation : Les histogrammes représentés dans la partie supérieure des graphiques de concentrations et de flux correspondent aux hydrogrammes des débits moyens journaliers (1 cm = 10 mm/jour).

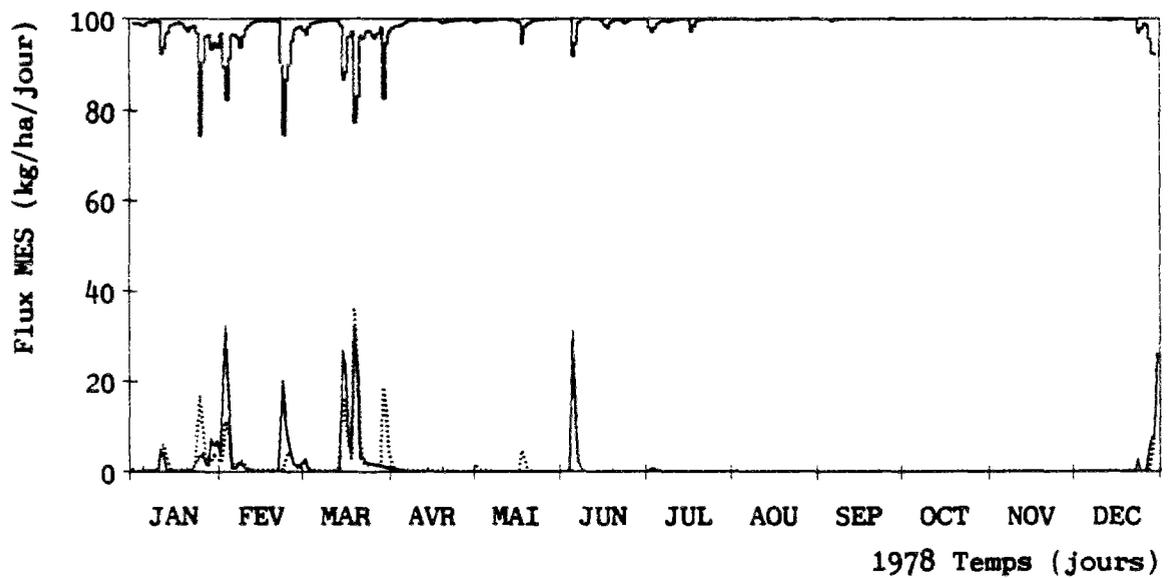
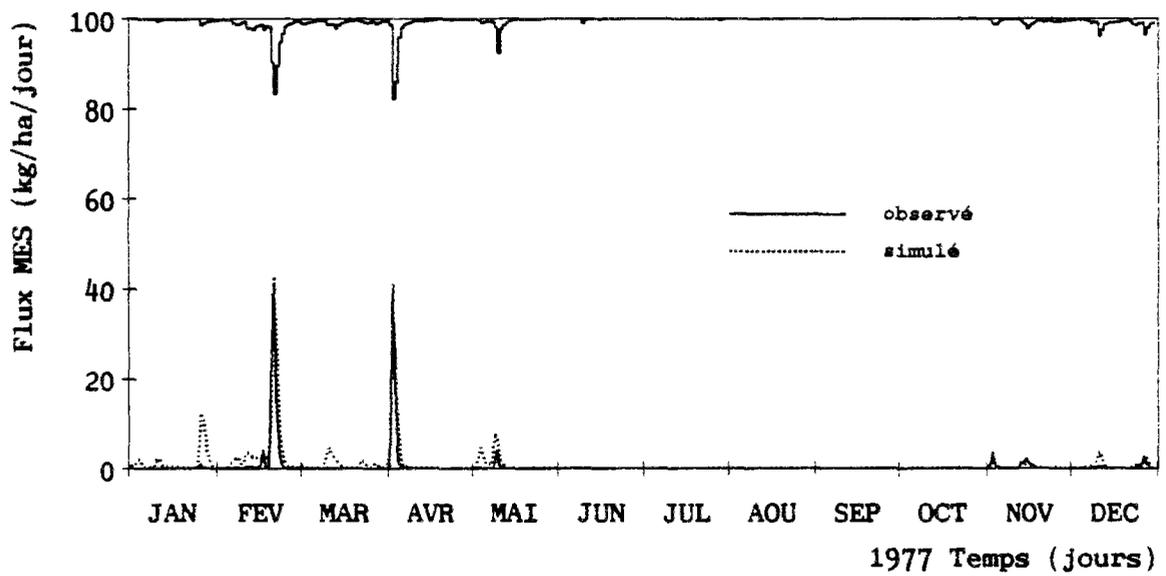
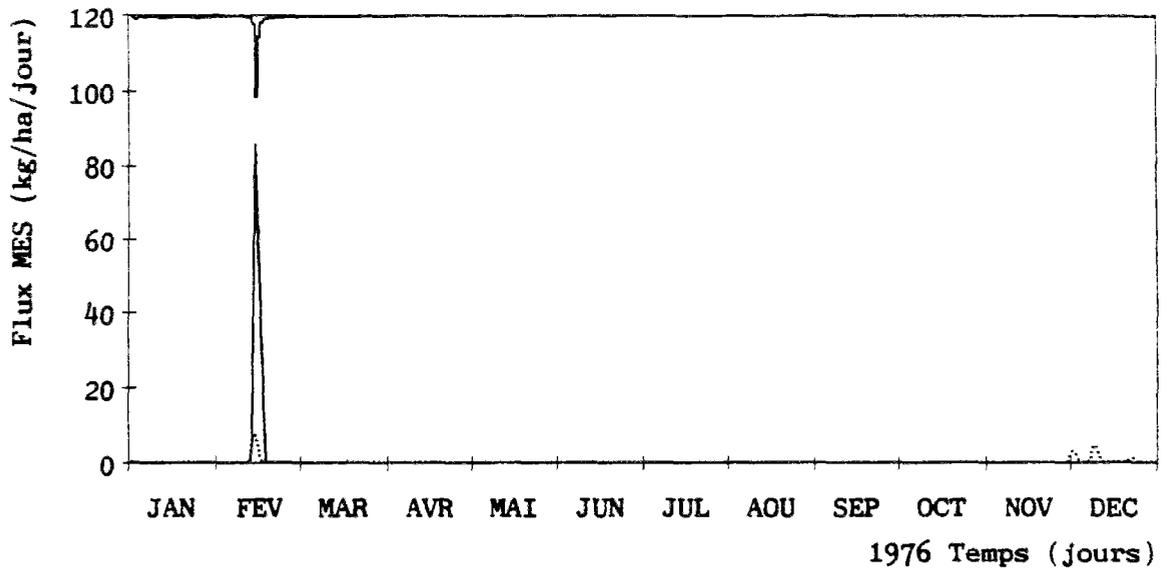


Figure A2.1 : Flux de MES observés et simulés par le modèle érosion CB.

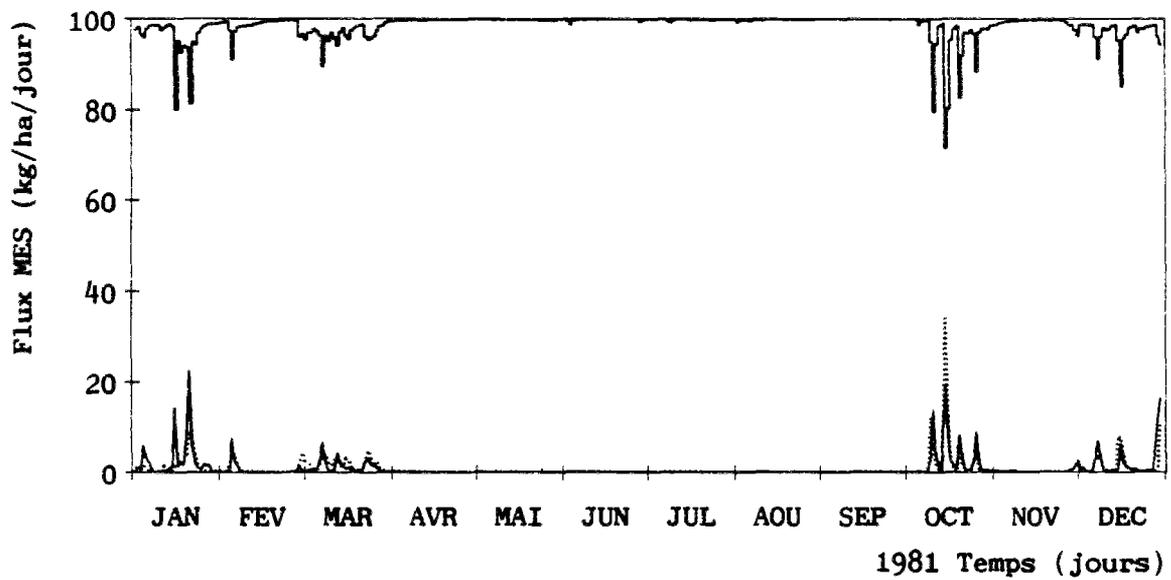
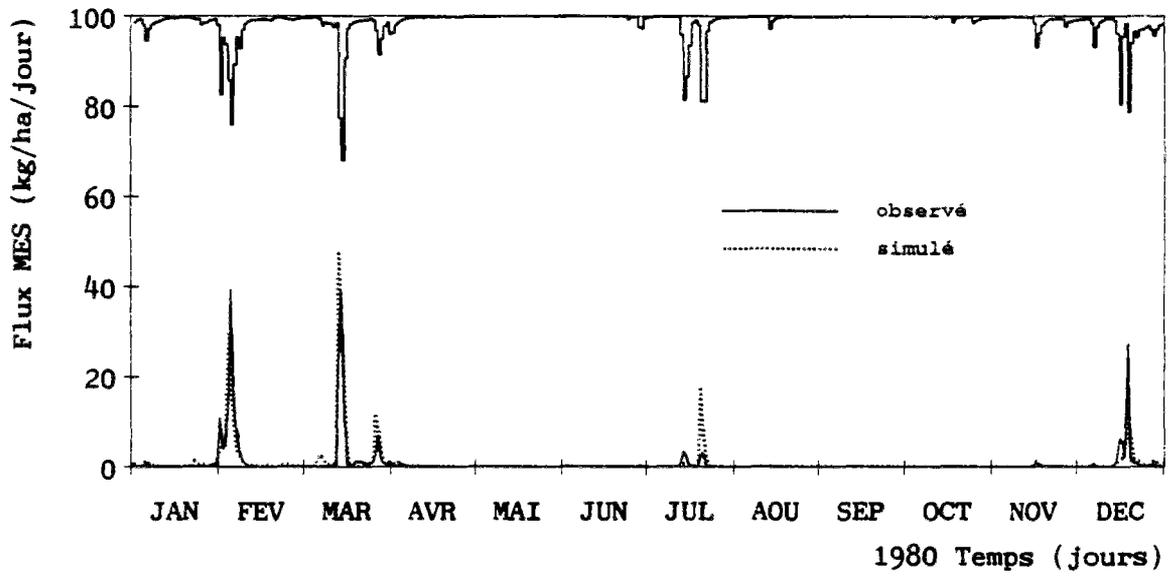
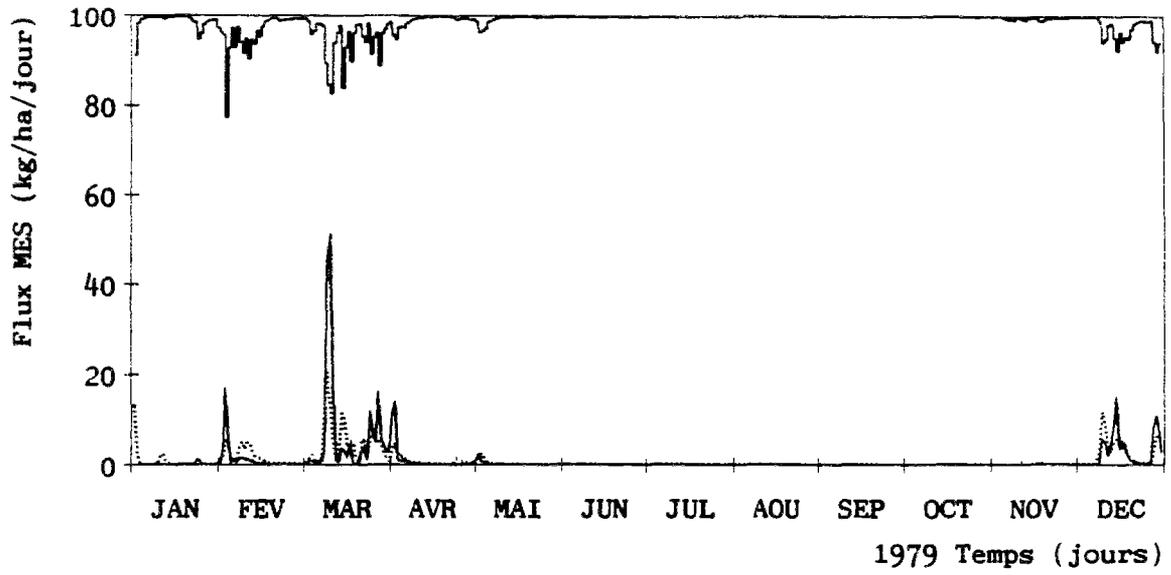


Figure A2.1 (suite) : Flux de MES observés et simulés par le modèle érosion CB.

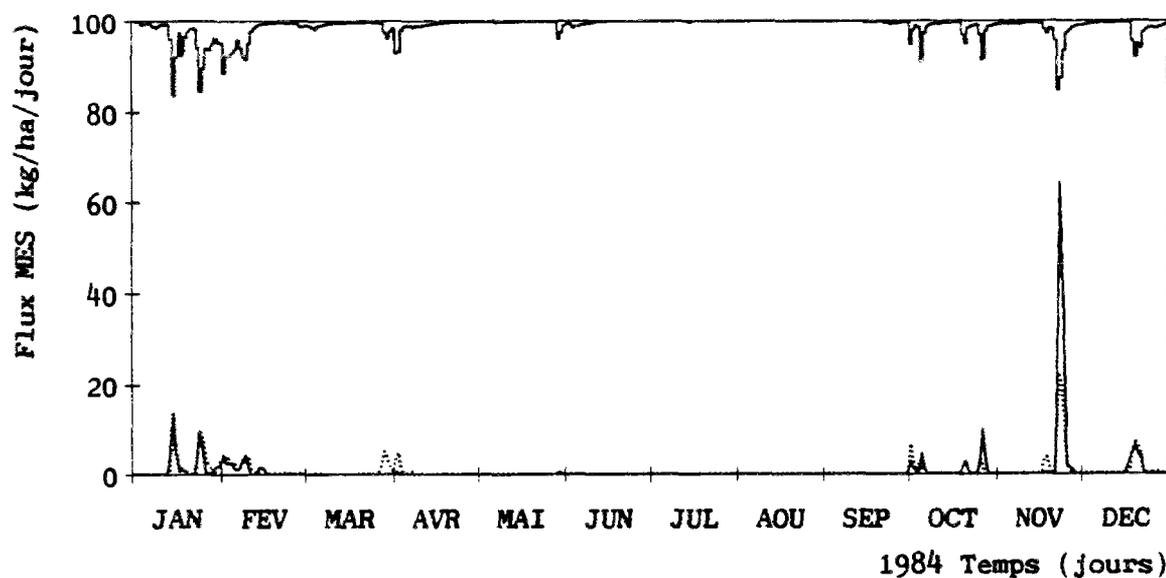
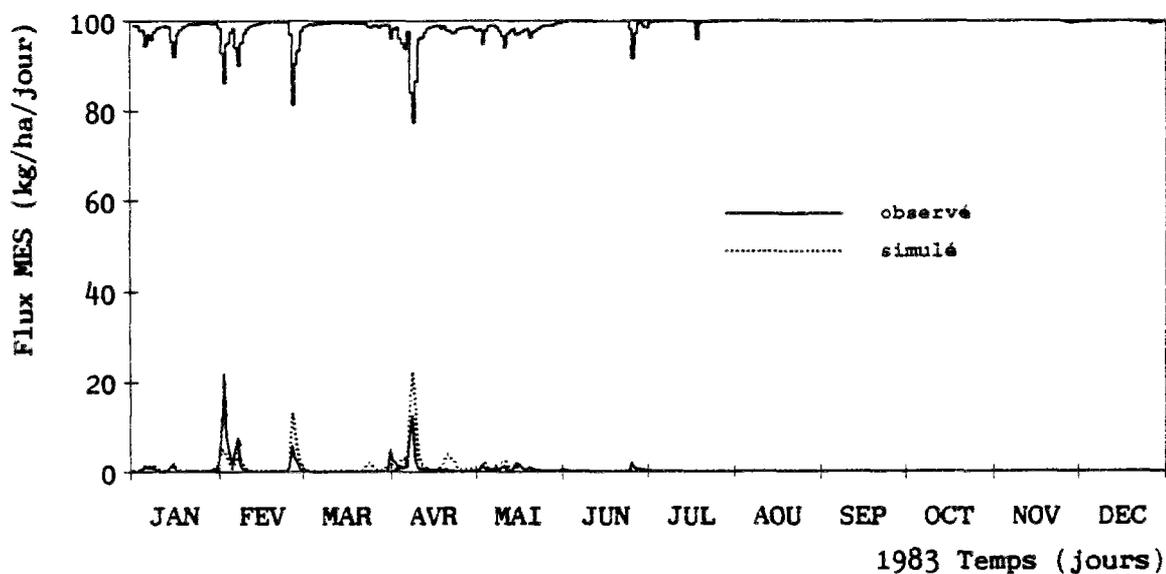
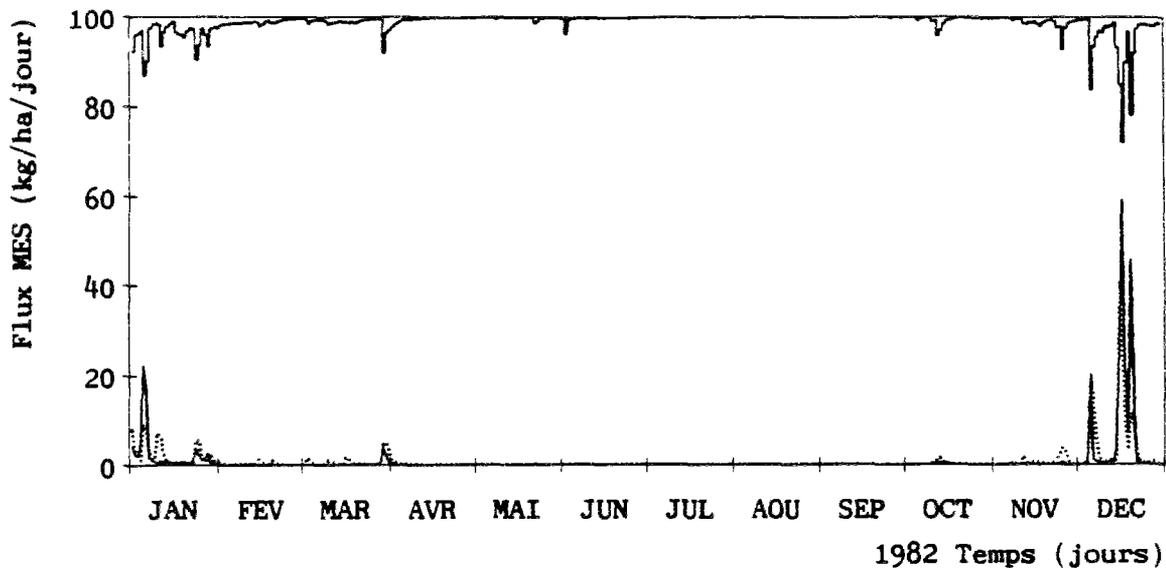


Figure A2.1 (suite) : Flux de MES observés et simulés par le modèle érosion CB.

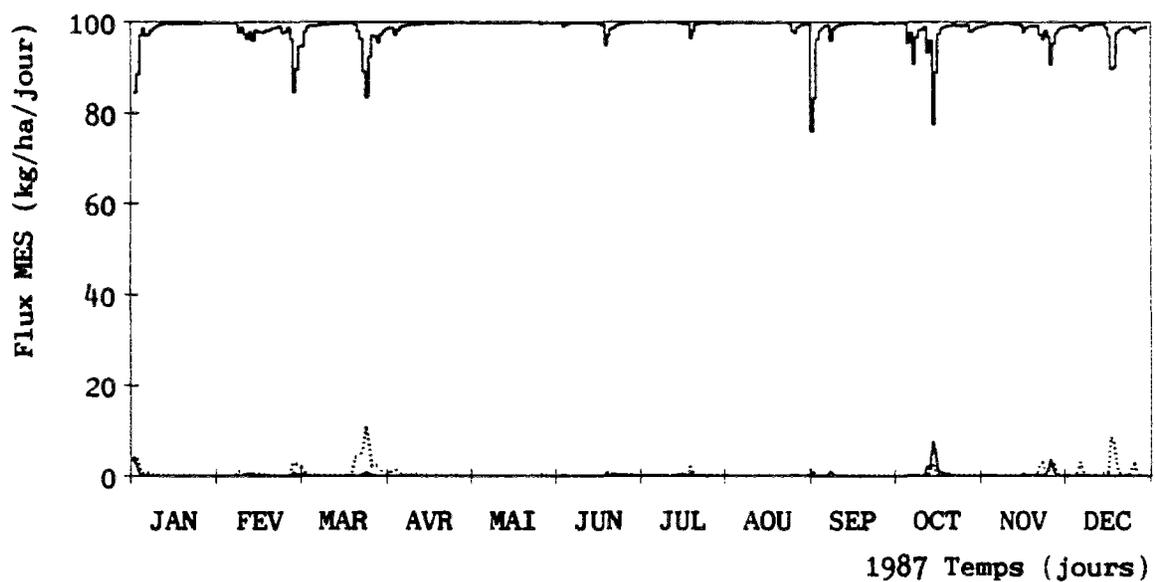
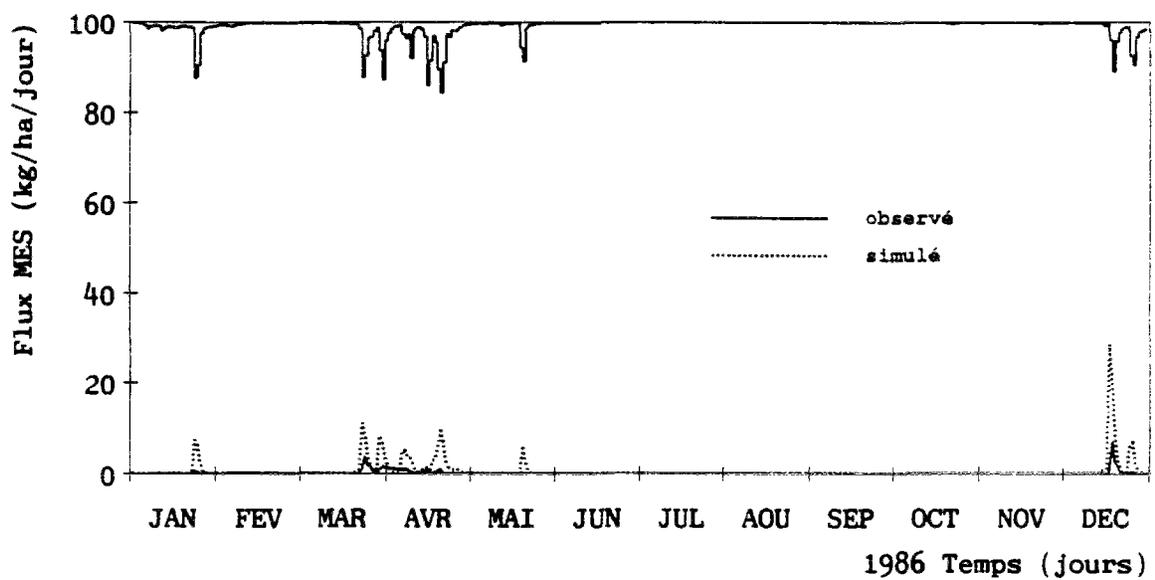
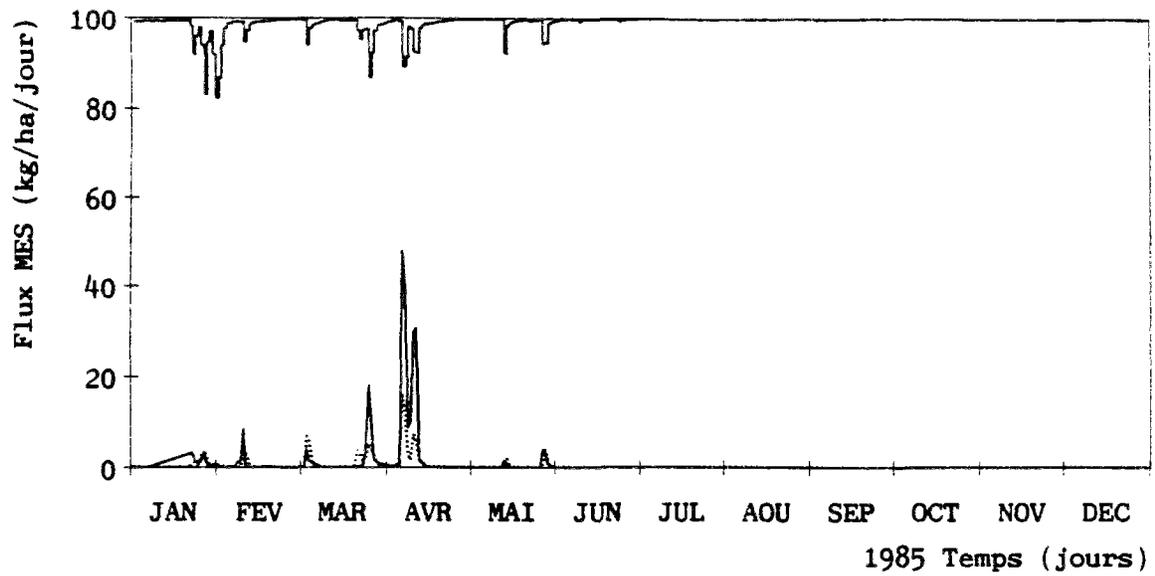


Figure A2.1 (suite) : Flux de MES observés et simulés par le modèle érosion CB.

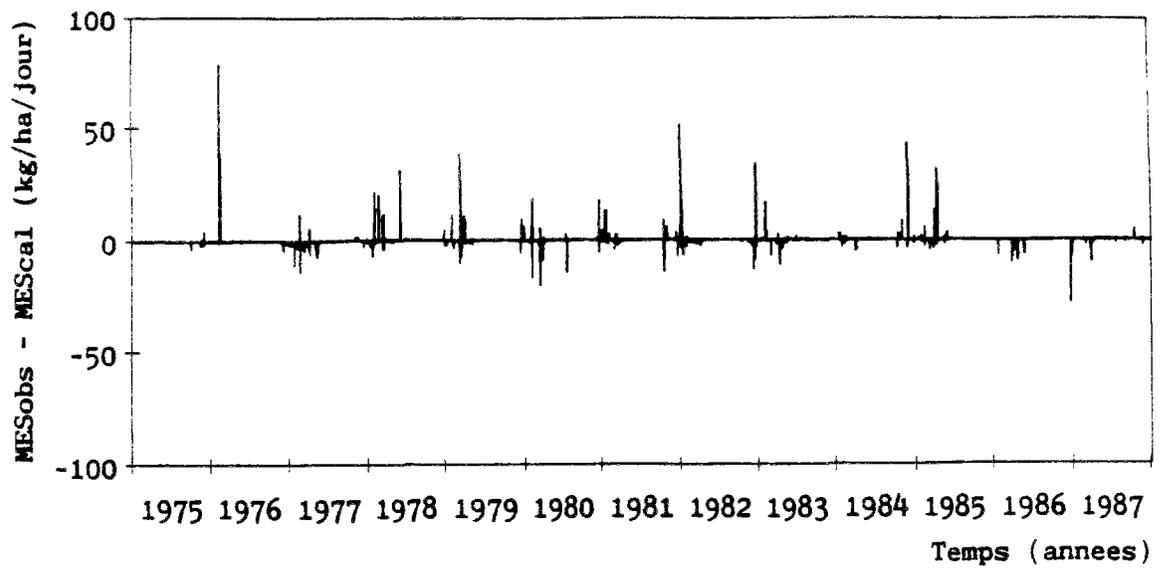


Figure A2.2 : Erreurs absolues sur les flux de MES journaliers simulés par le modèle érosion CB.

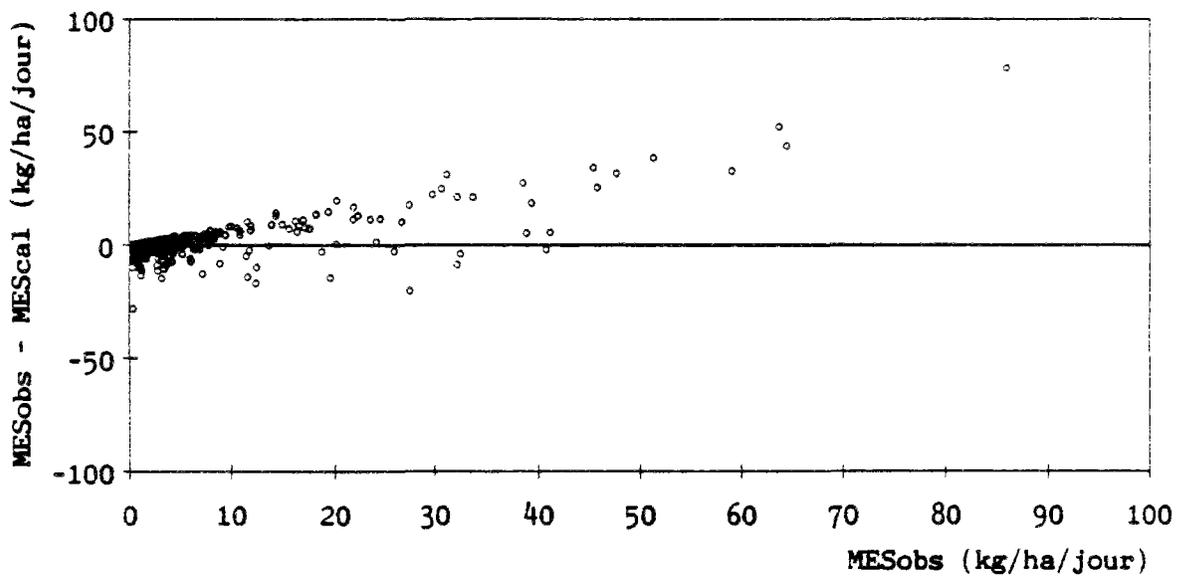


Figure A2.3 : Erreurs absolues sur les flux de MES simulés par le modèle érosion CB en fonction des flux observés.

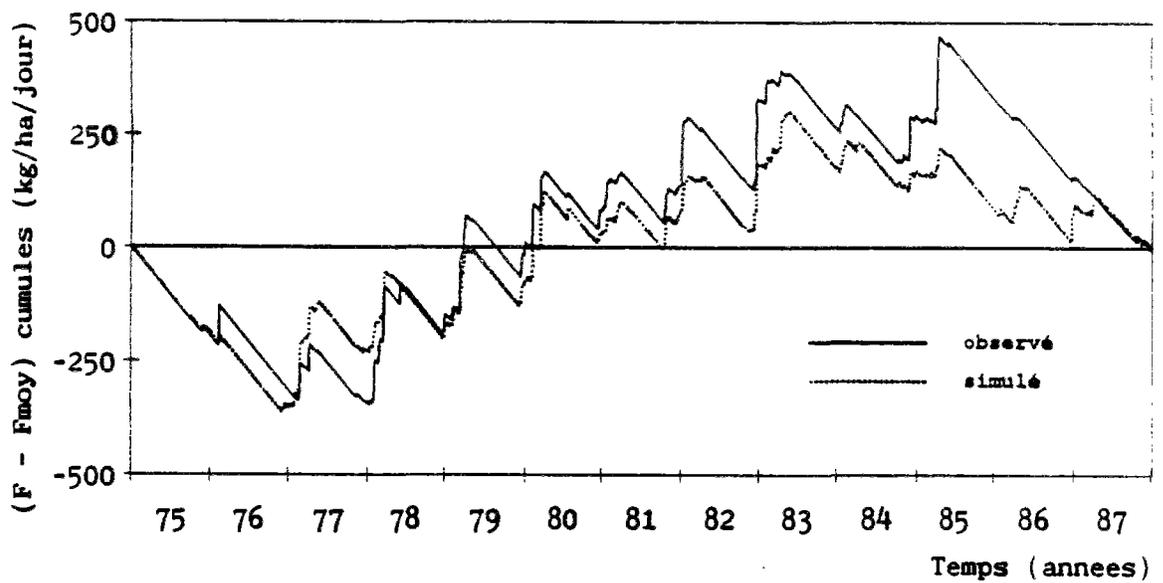


Figure A2.4 : Cumuls des flux de MES observés et simulés moins les moyennes, modèle érosion CB.

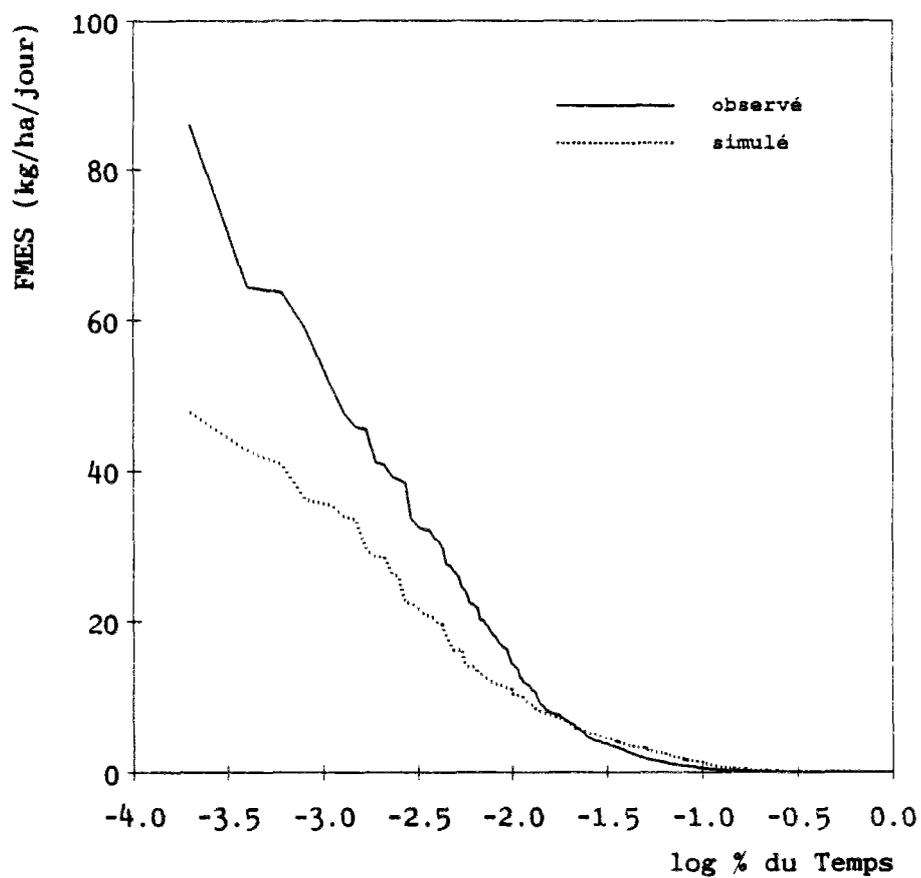


Figure A2.5 : Fréquences cumulées des flux de MES observés et simulés par le modèle érosion CB.

A3

MODELE AZOTE CB

Observation : Les histogrammes représentés dans la partie supérieure des graphiques de concentrations et de flux correspondent aux hydrogrammes des débits moyens journaliers (1 cm = 10 mm/jour).

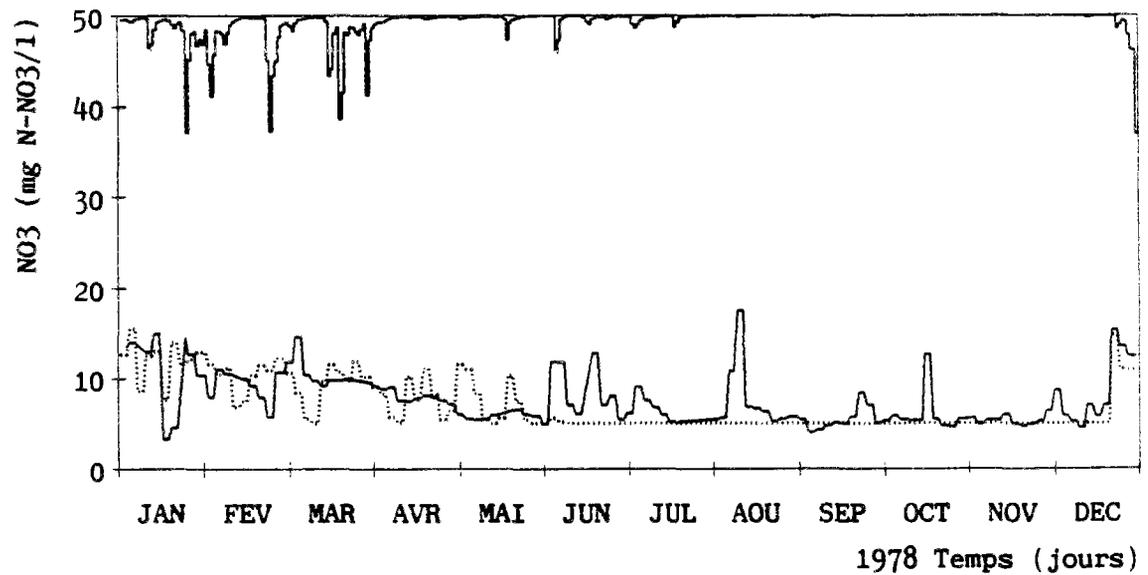
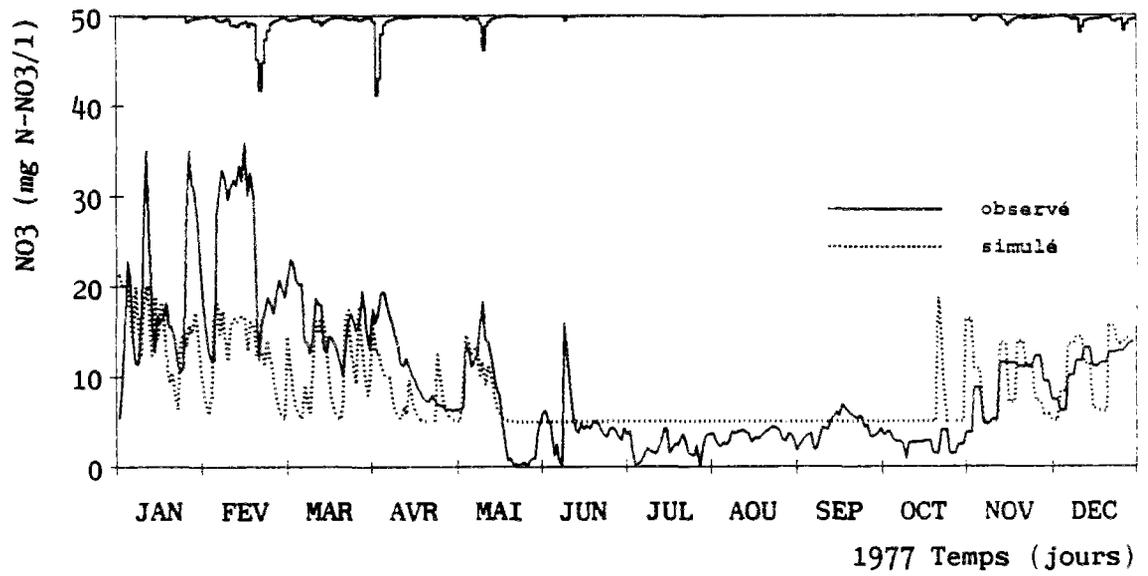
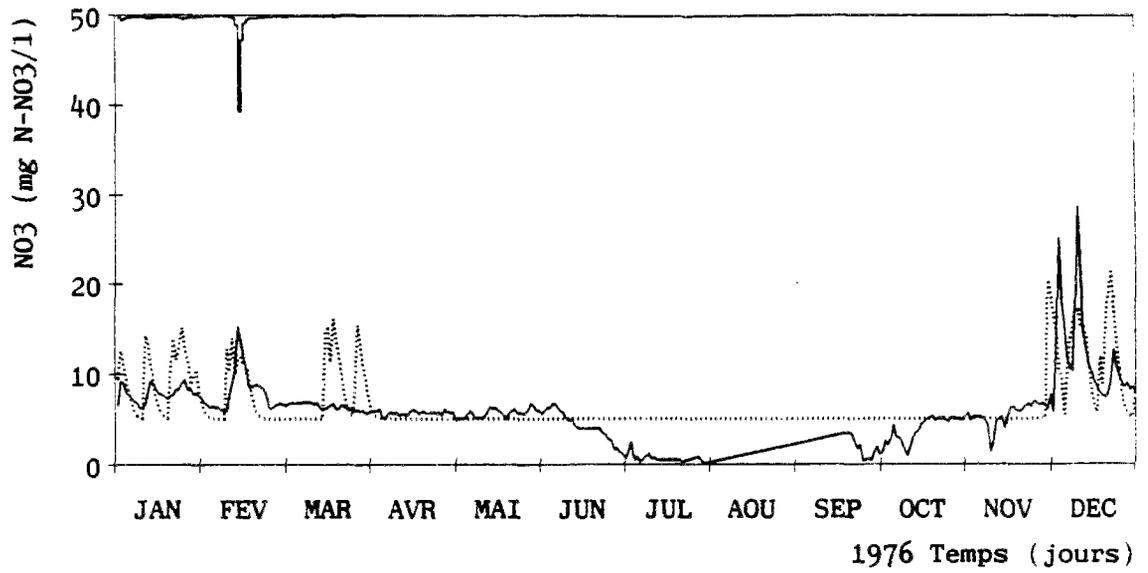


Figure A3.1 : Concentrations de nitrates observées et simulées par le modèle azote CB.

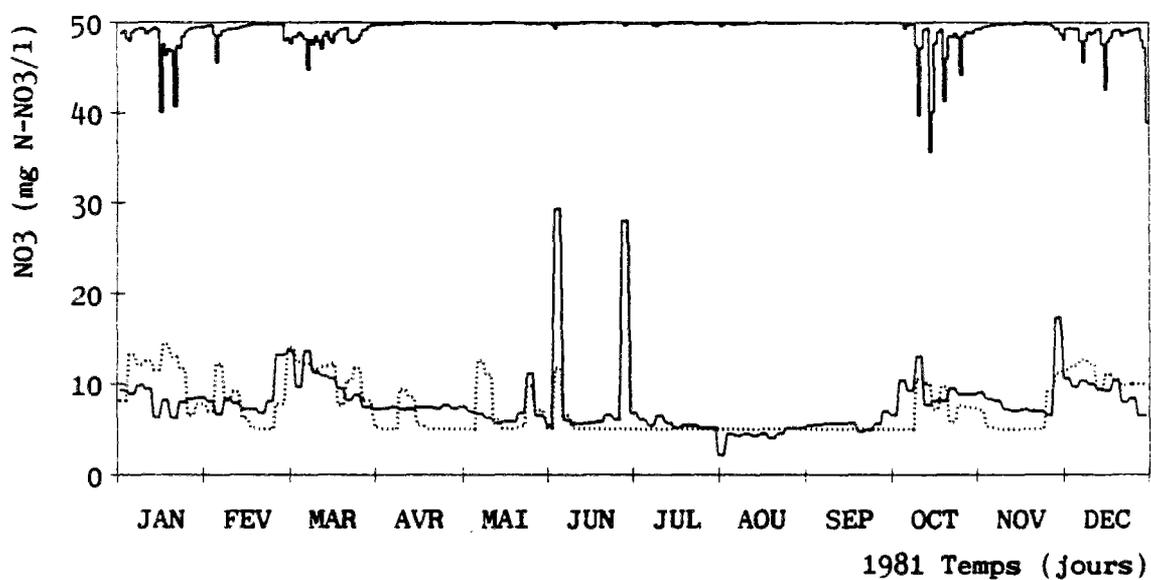
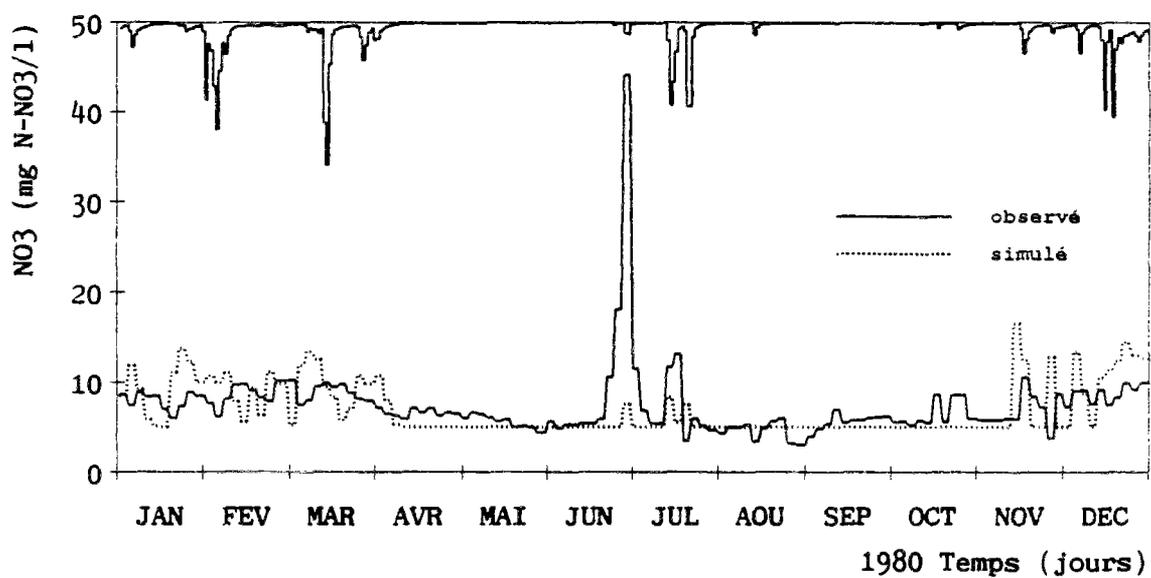
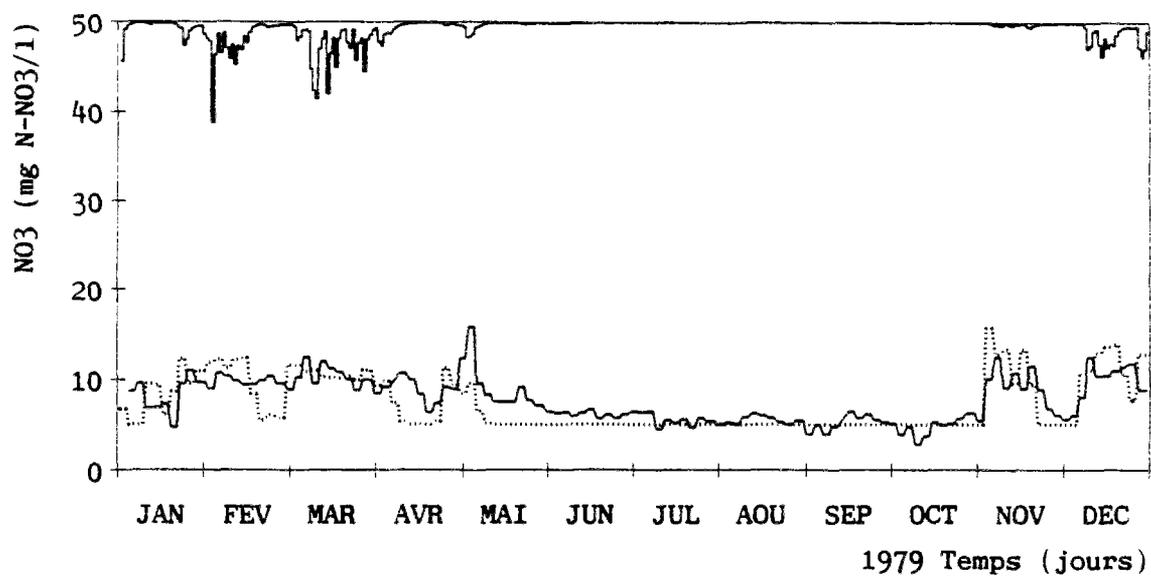


Figure A3.1 (suite) : Concentrations de nitrates observées et simulées par le modèle azote CB.

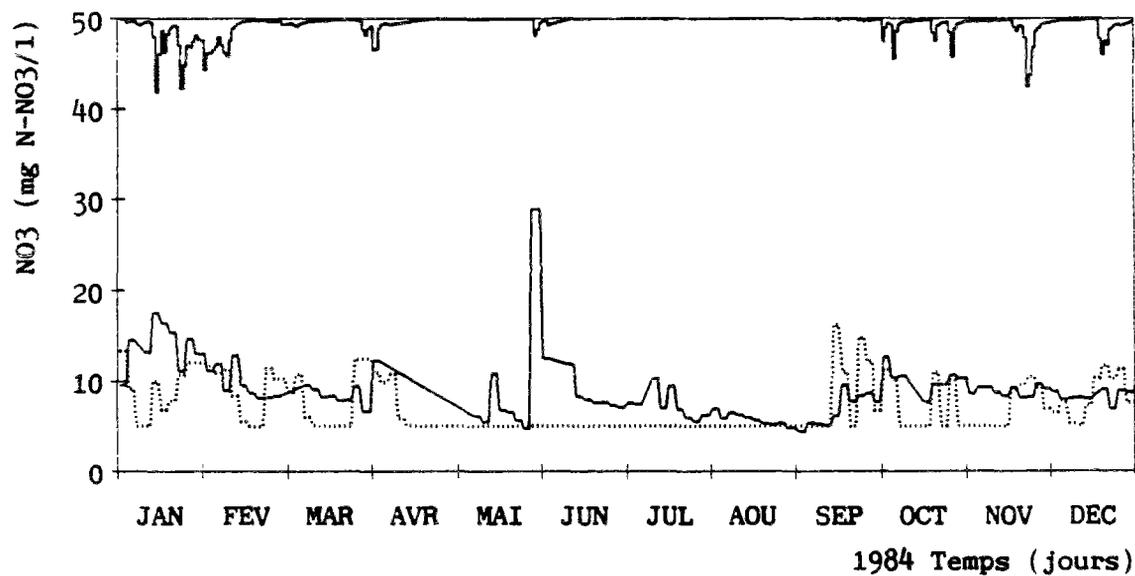
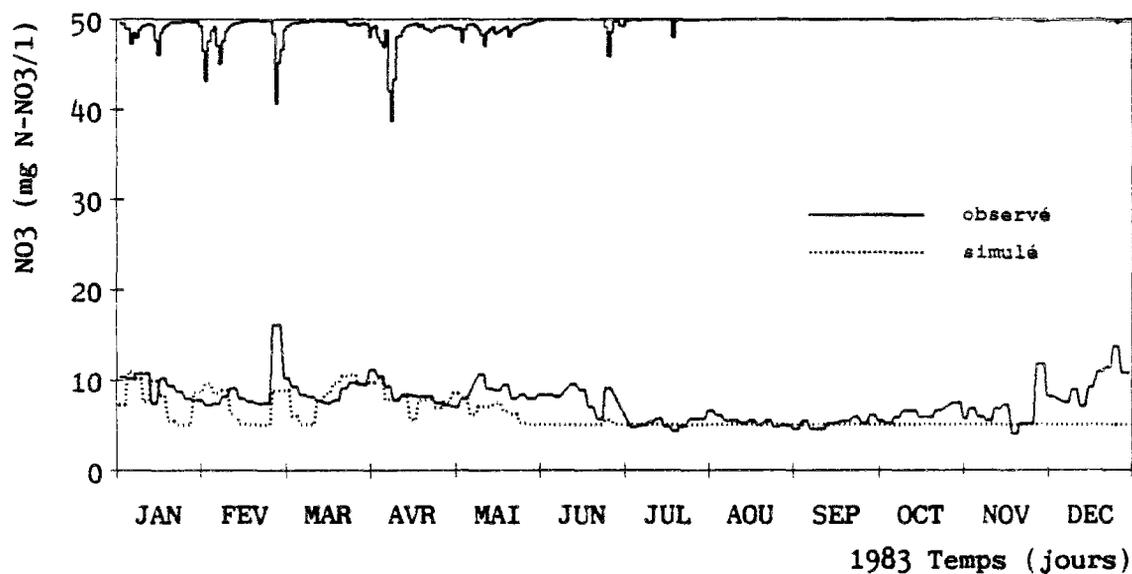
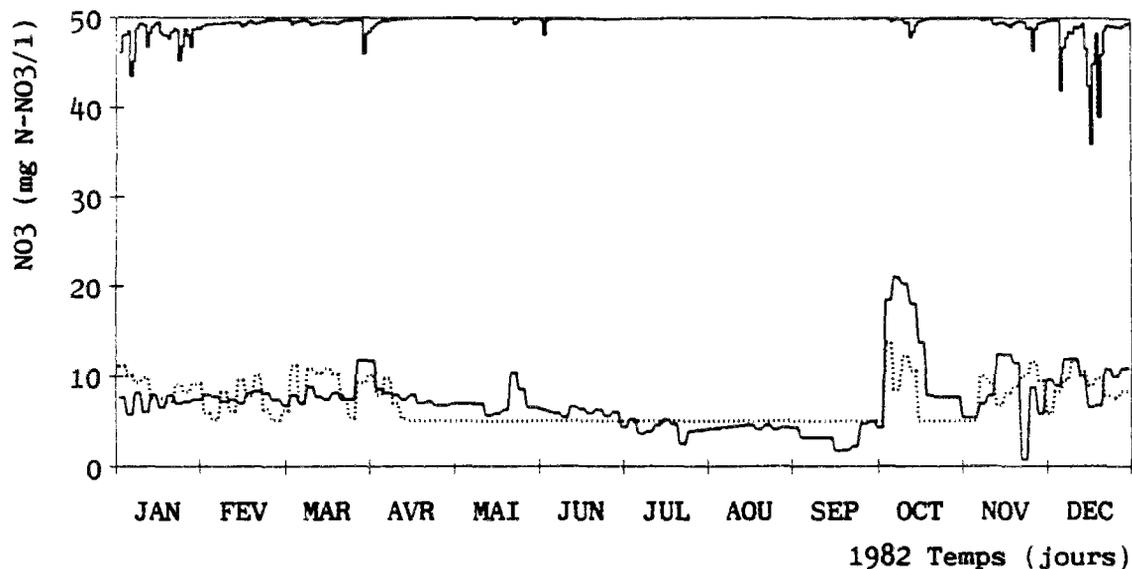


Figure A3.1 (suite) : Concentrations de nitrates observées et simulées par le modèle azote CB.

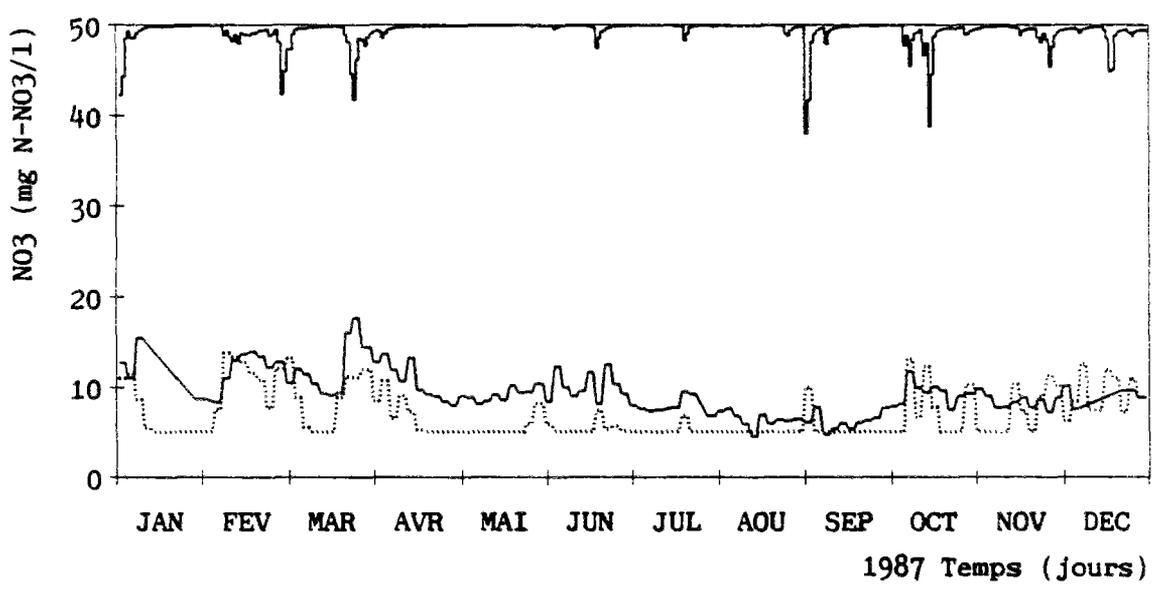
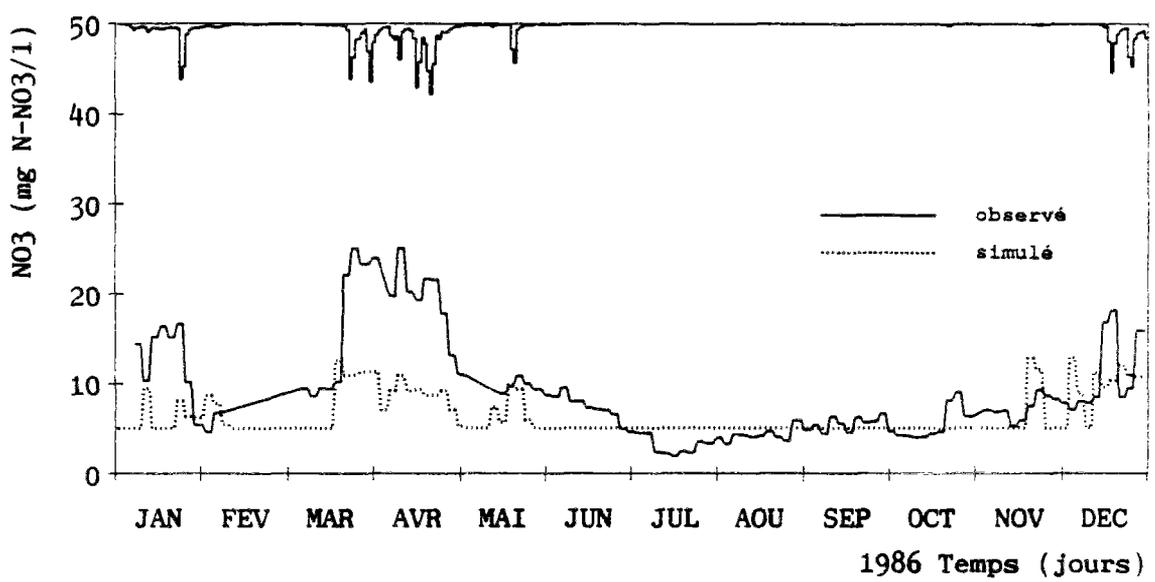
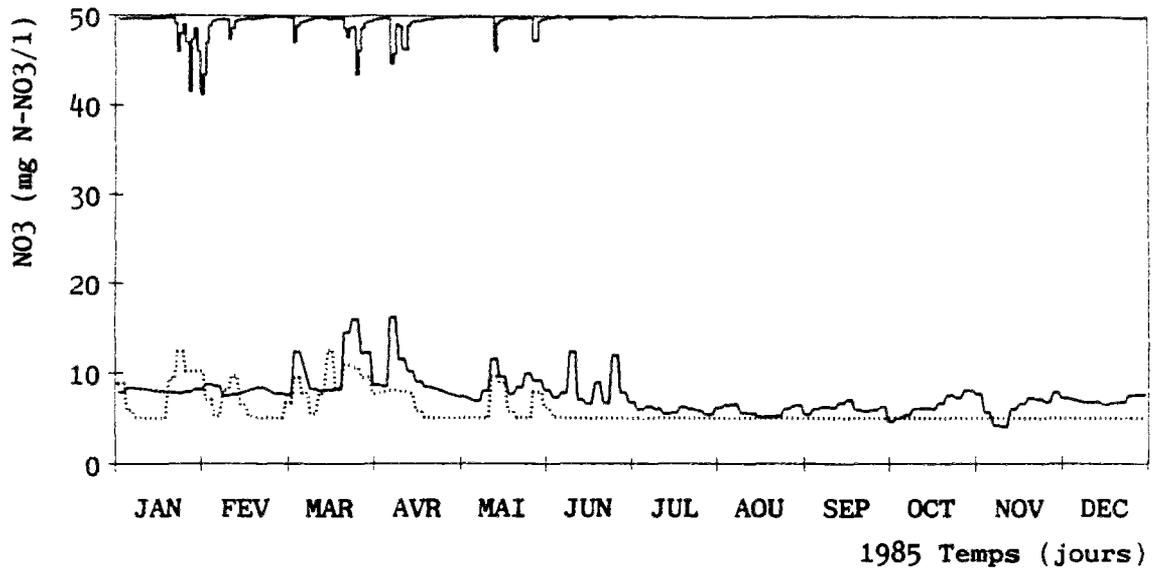


Figure A3.1 (suite) : Concentrations de nitrates observées et simulées par le modèle azote CB.

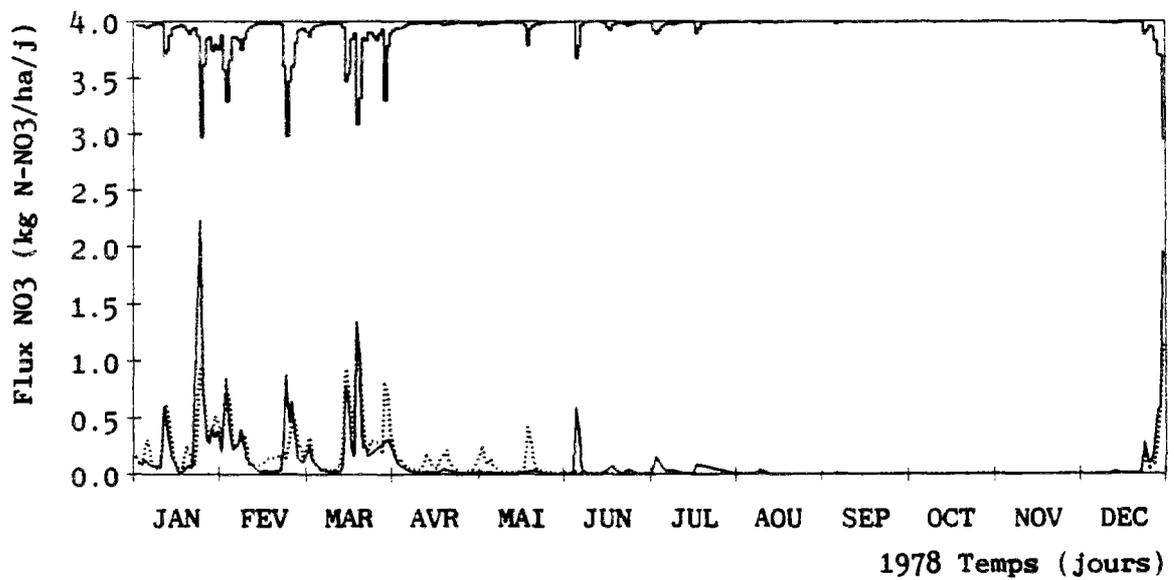
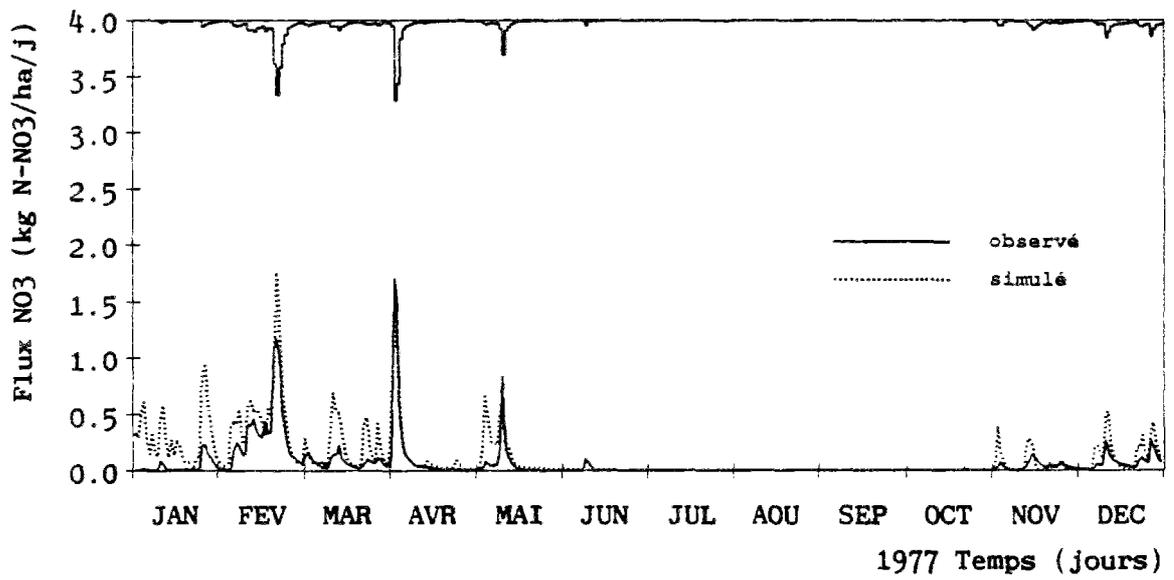
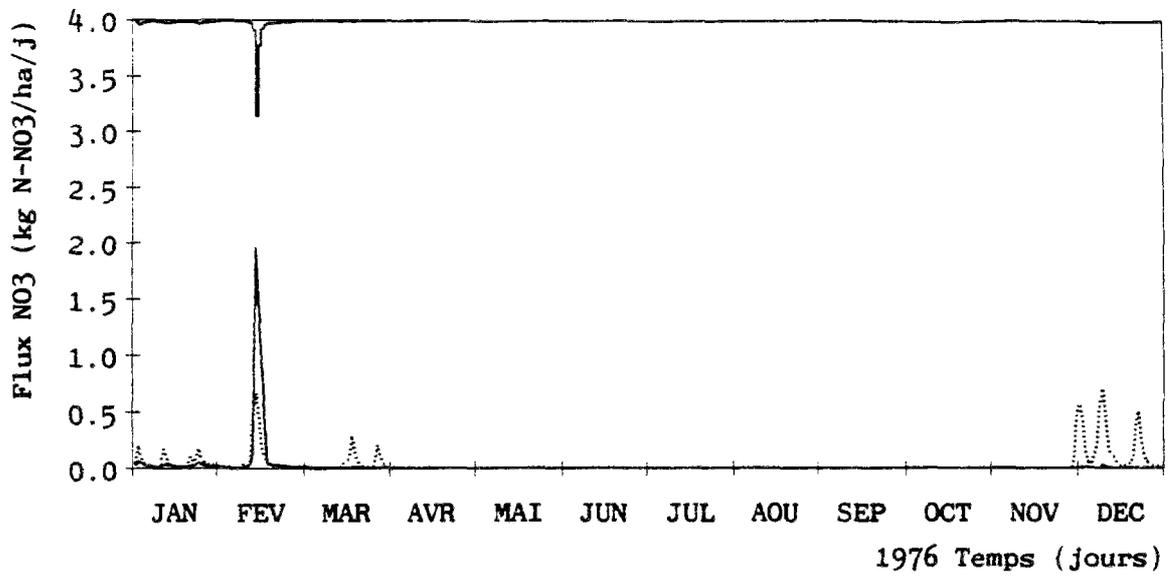


Figure A3.2 : Flux de nitrates observés et simulés par le modèle azote CB.

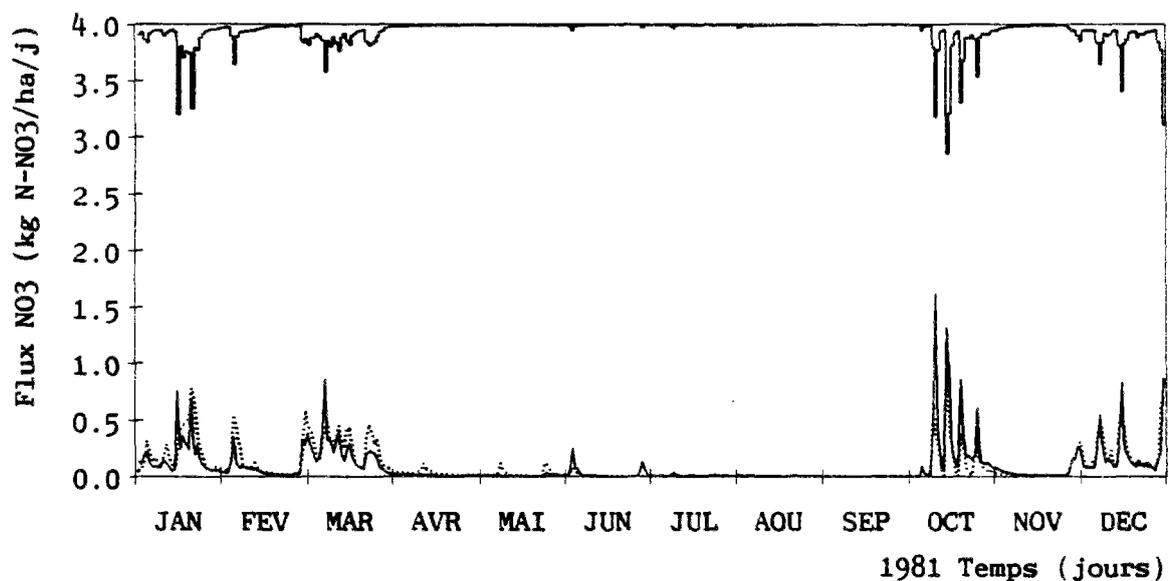
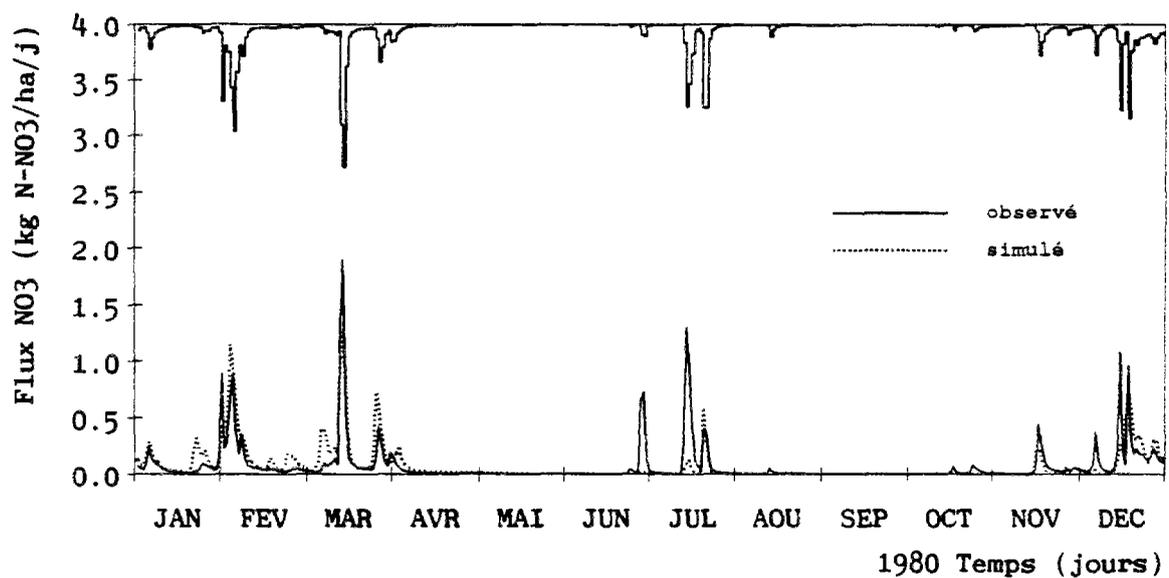
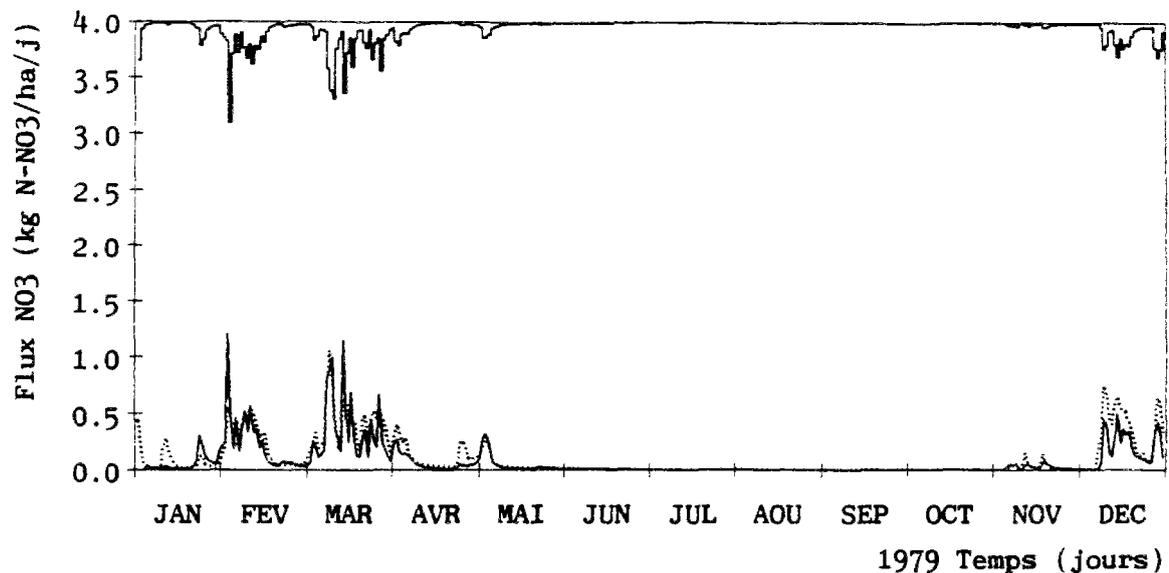


Figure A3.2 (suite) : Flux de nitrates observés et simulés par le modèle azote CB.

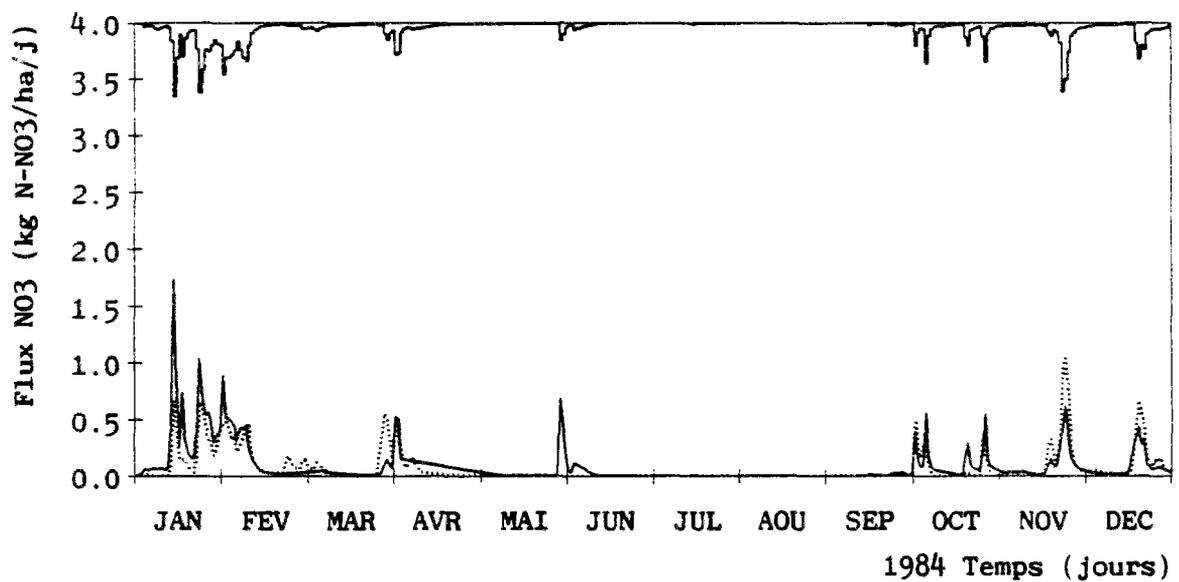
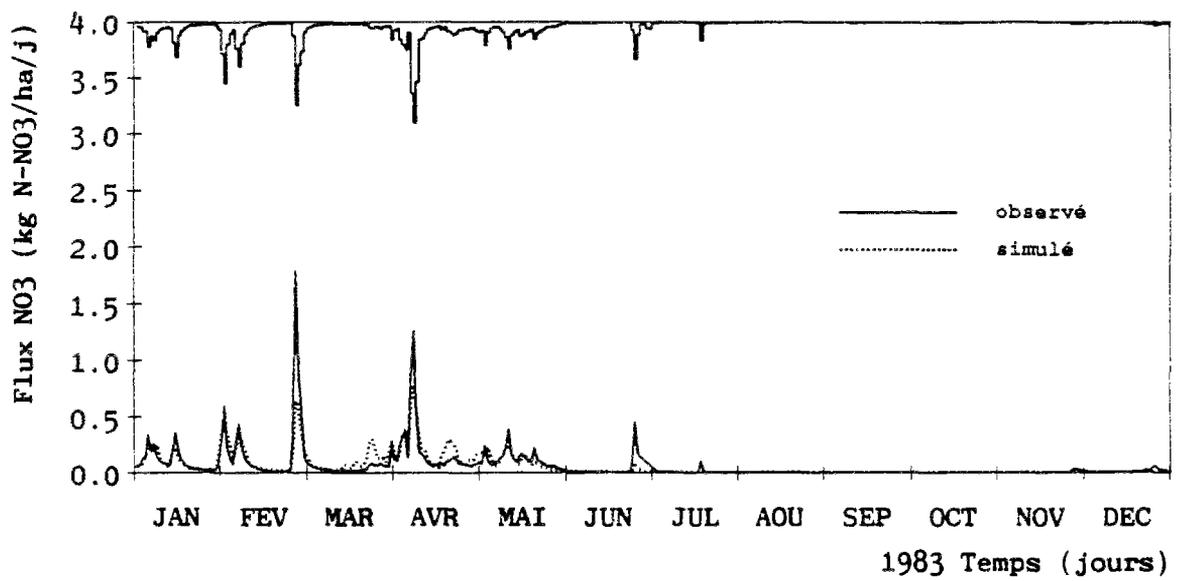
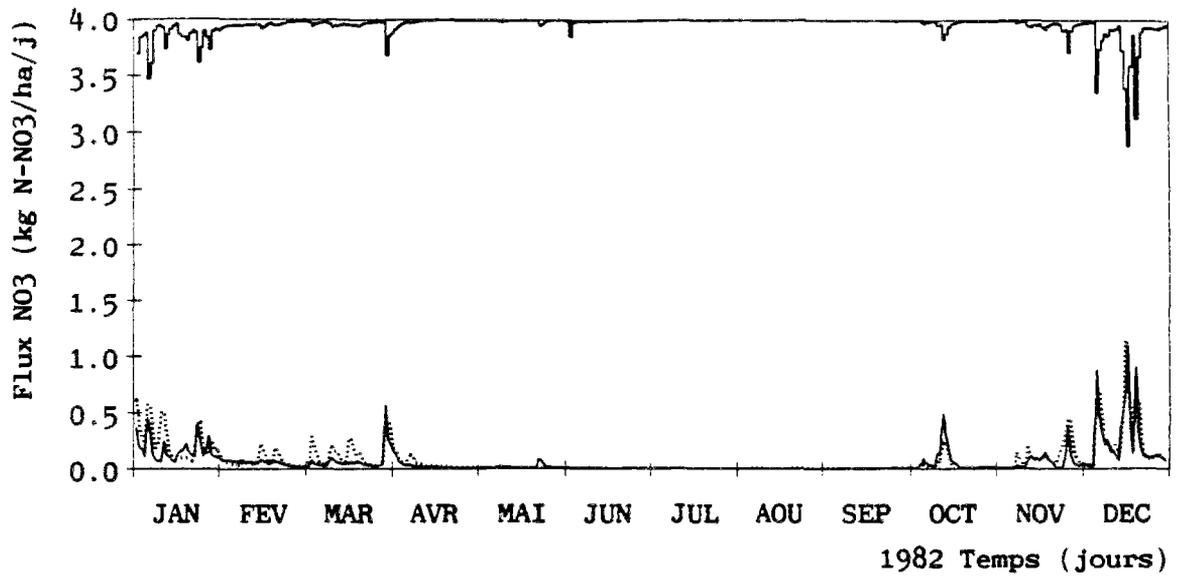


Figure A3.2 (suite) : Flux de nitrates observés et simulés par le modèle azote CB.

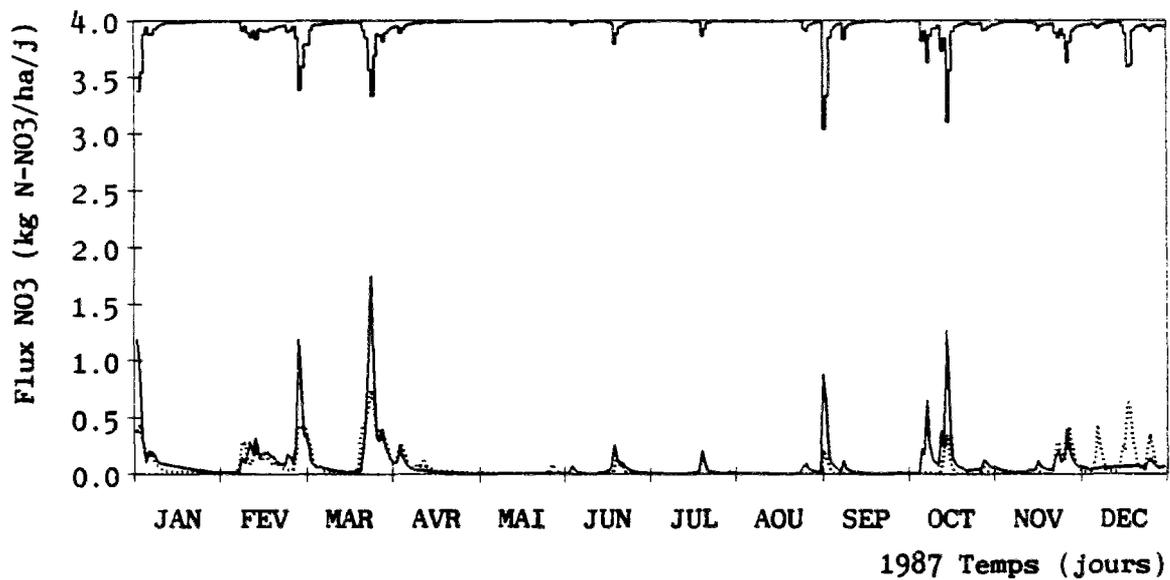
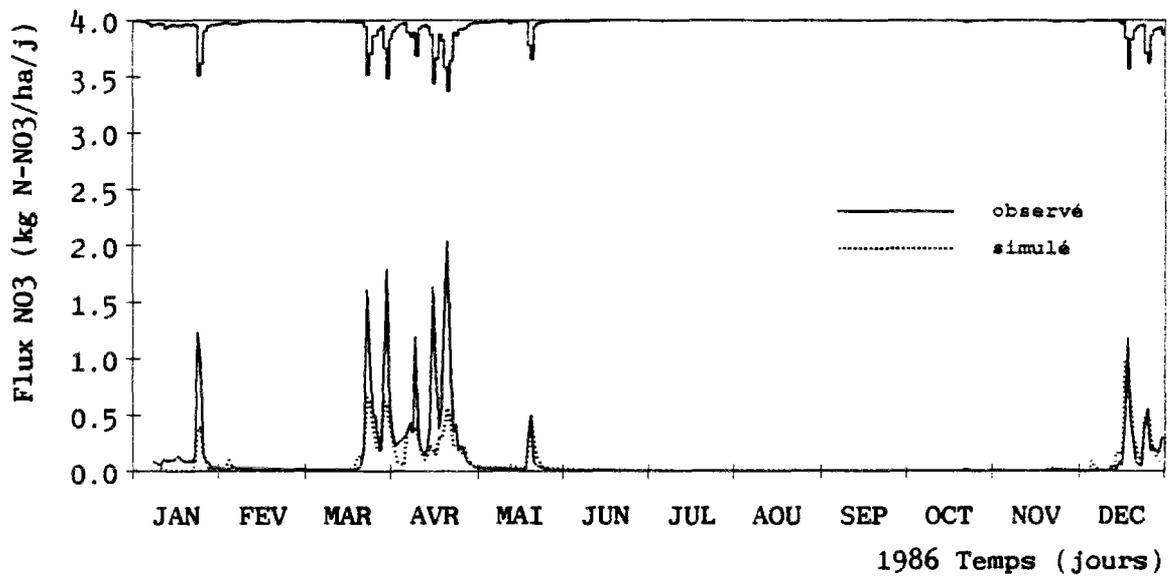
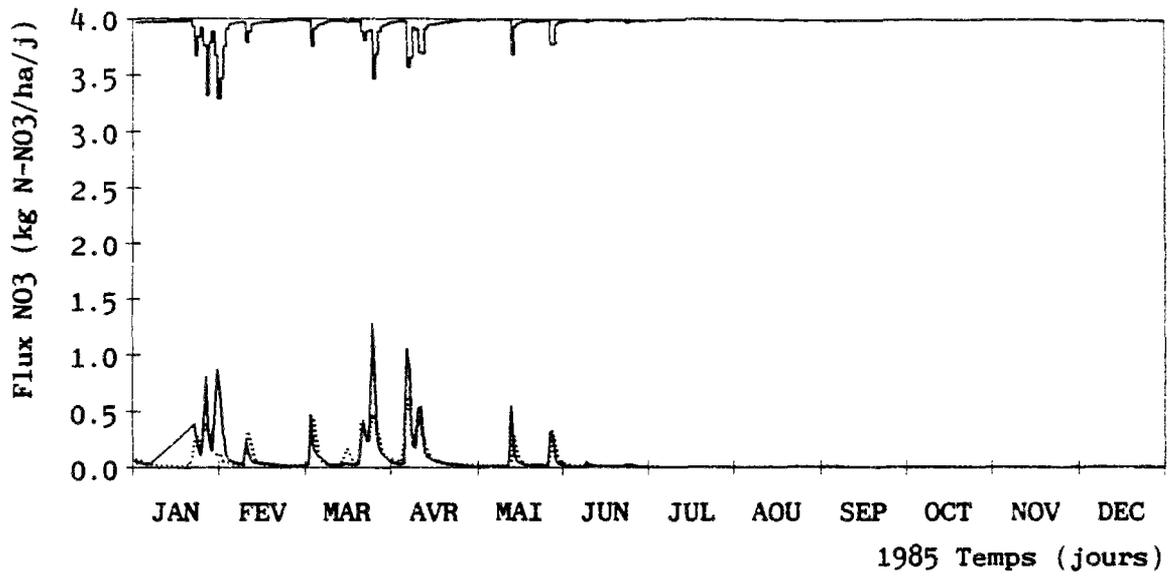


Figure A3.2 (suite) : Flux de nitrates observés et simulés par le modèle azote CB.

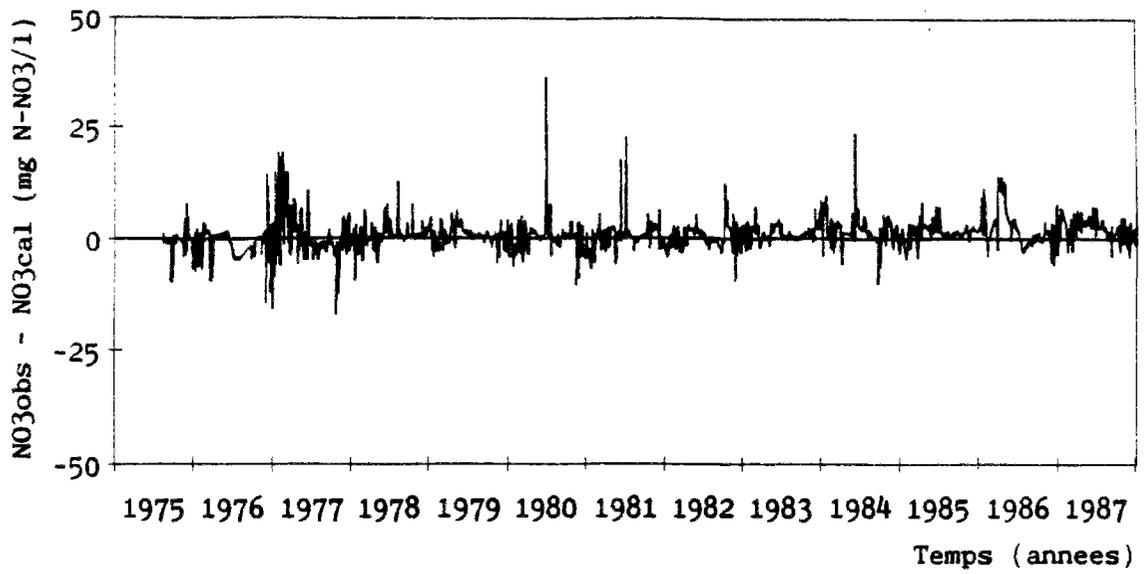


Figure A3.3 : Erreurs absolues sur les concentrations journalières de nitrates simulées par le modèle azote CB.

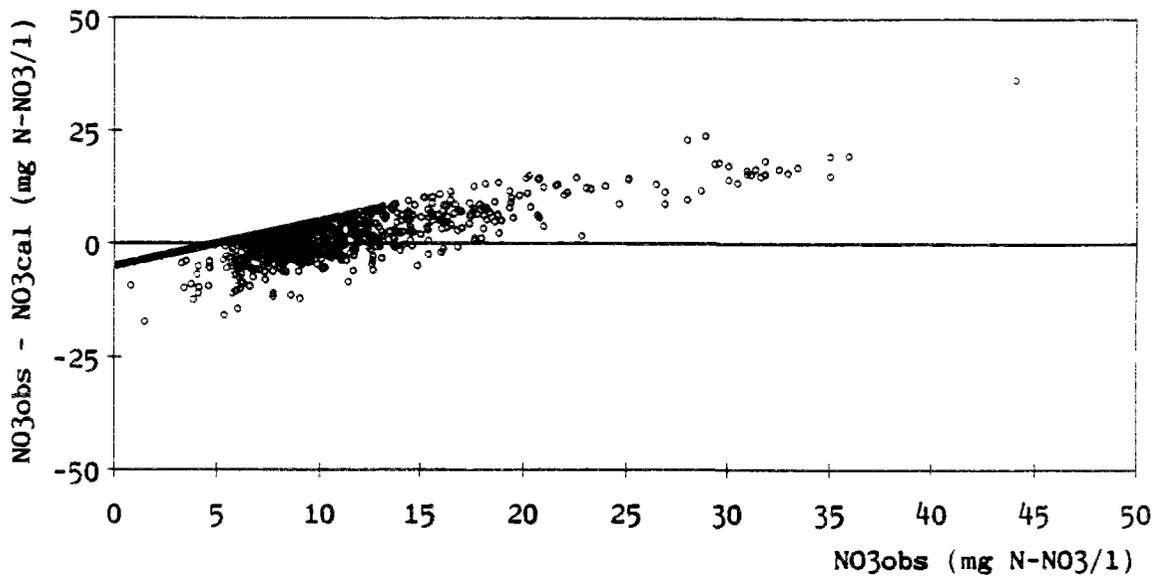


Figure A3.4 : Erreurs absolues sur les concentrations journalières de nitrates simulées par le modèle azote CB en fonction des concentrations observées.

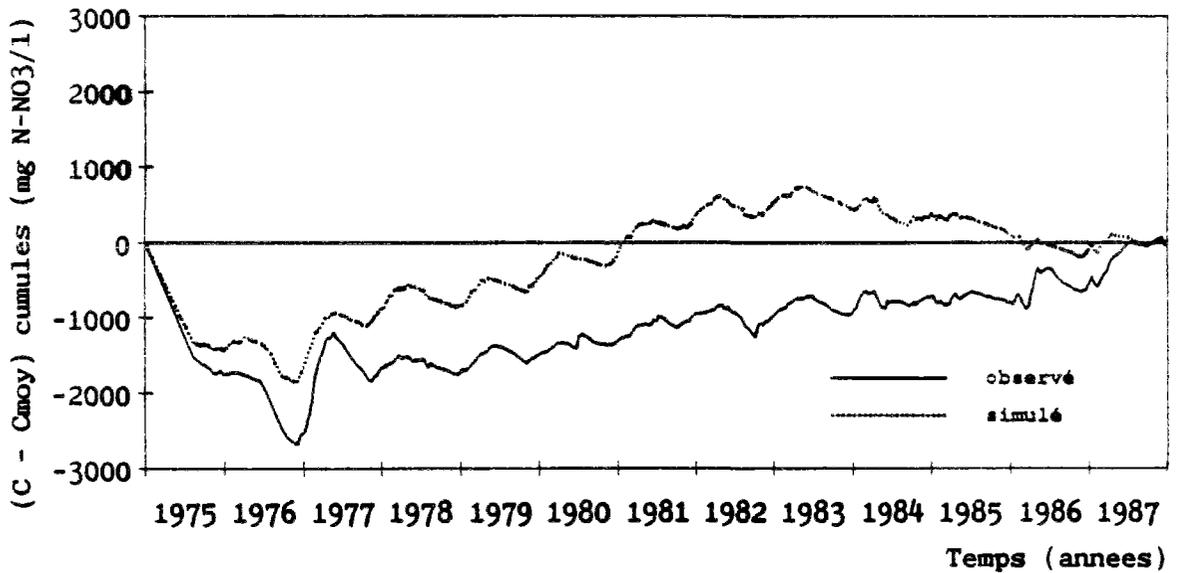


Figure A3.5 : Cumuls des concentrations de nitrates observées et simulées moins les moyennes, modèle azote CB.

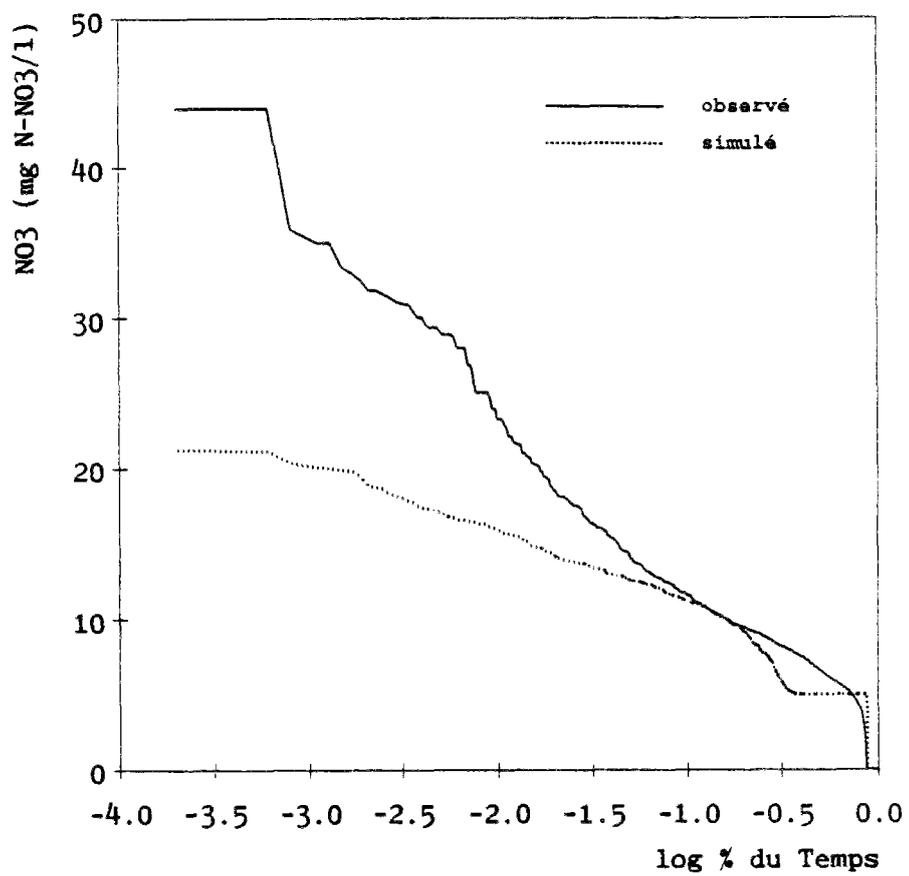


Figure A3.6 : Fréquences cumulées des concentrations de nitrates observées et simulées par le modèle azote CB.

A4

MODELE PHOSPHORE CB

Observation : Les histogrammes représentés dans la partie supérieure des graphiques de concentrations et de flux correspondent aux hydrogrammes des débits moyens journaliers (1 cm = 10 mm/jour).

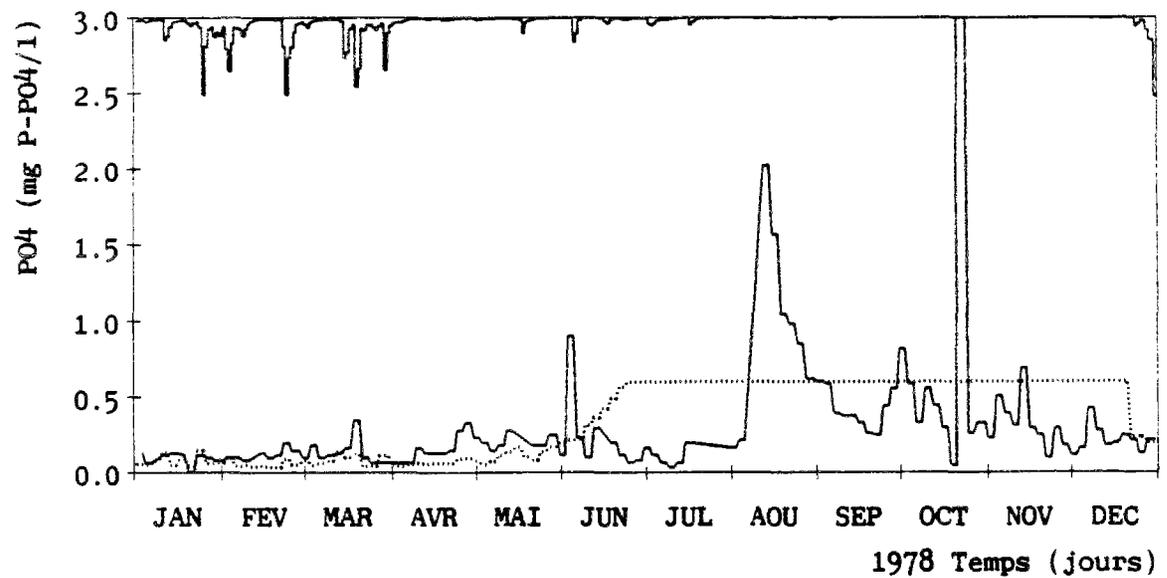
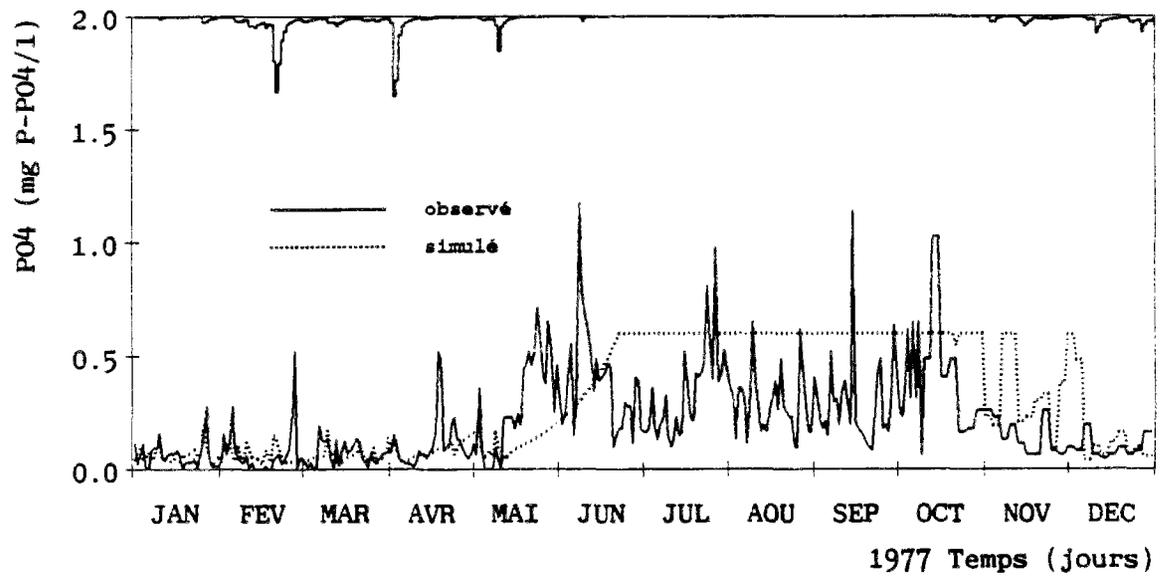
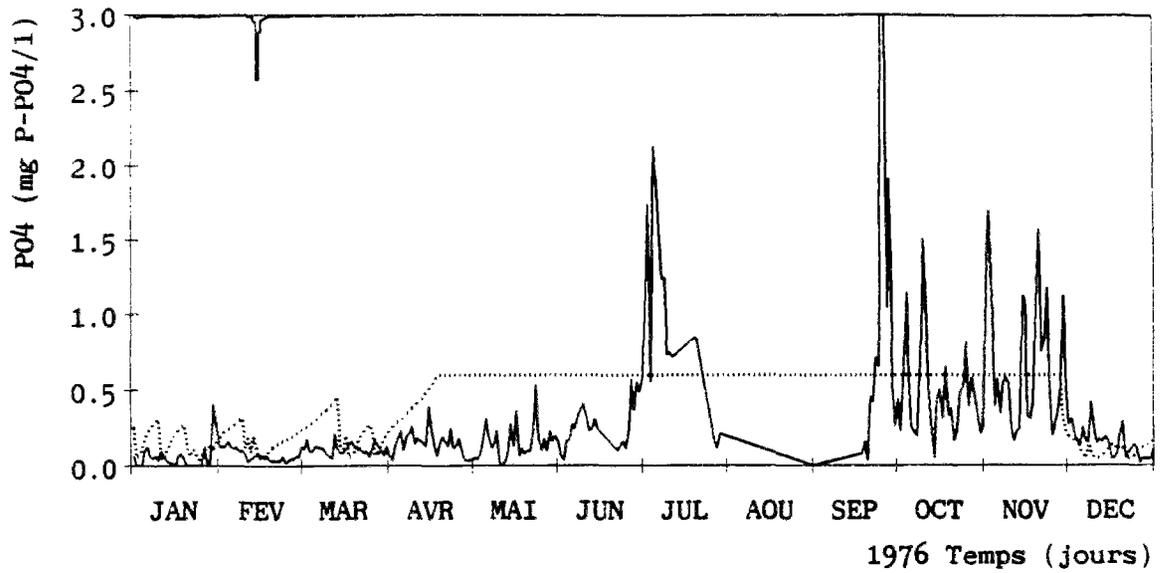


Figure A4.1 : Concentrations de phosphore dissous observées et simulées par le modèle phosphore CB.

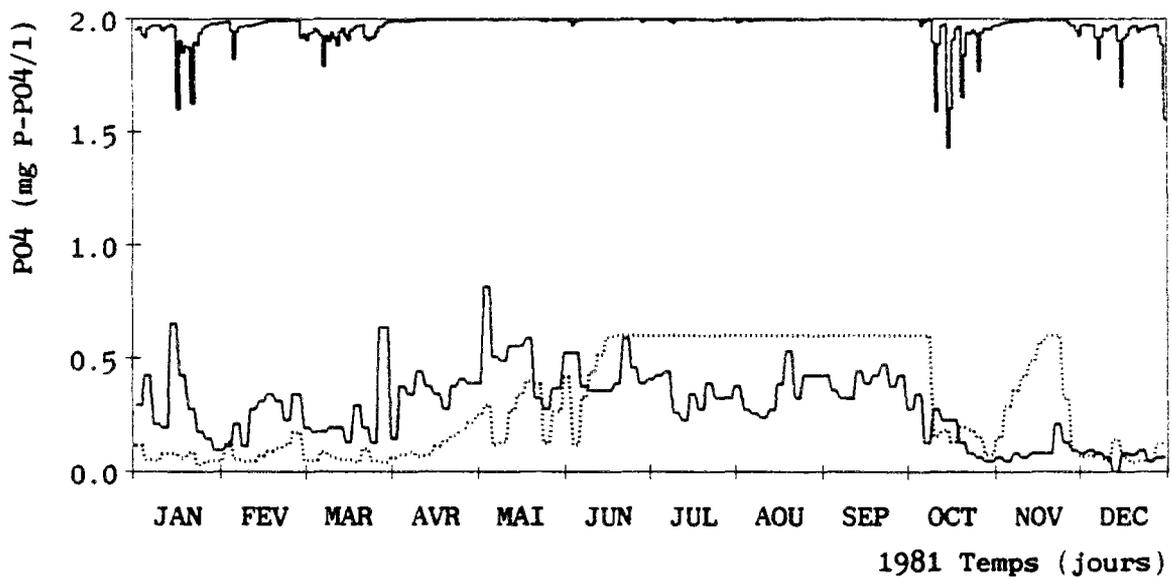
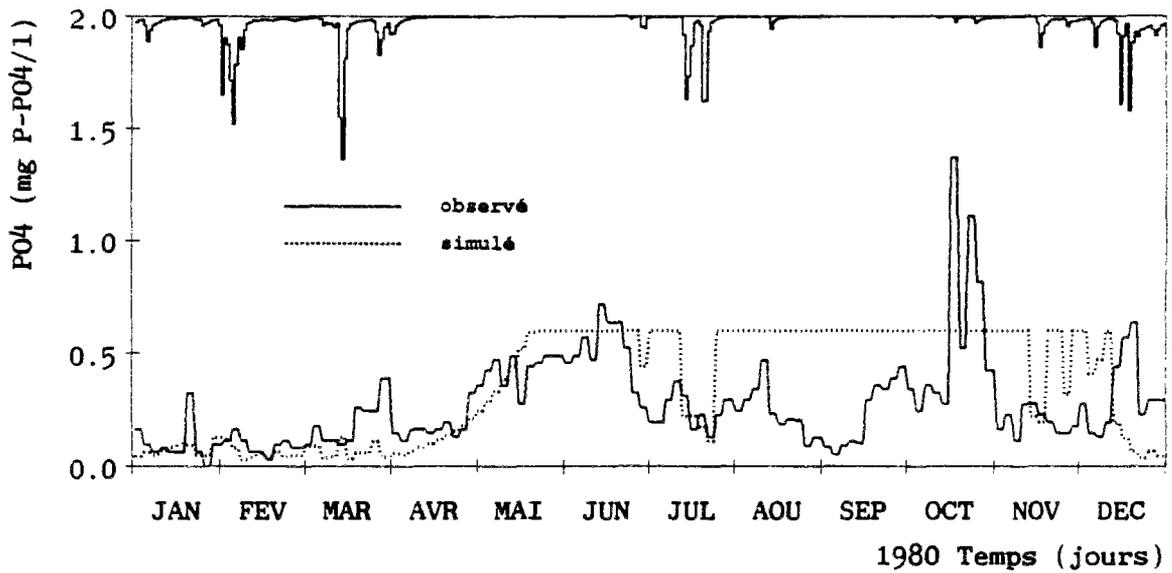
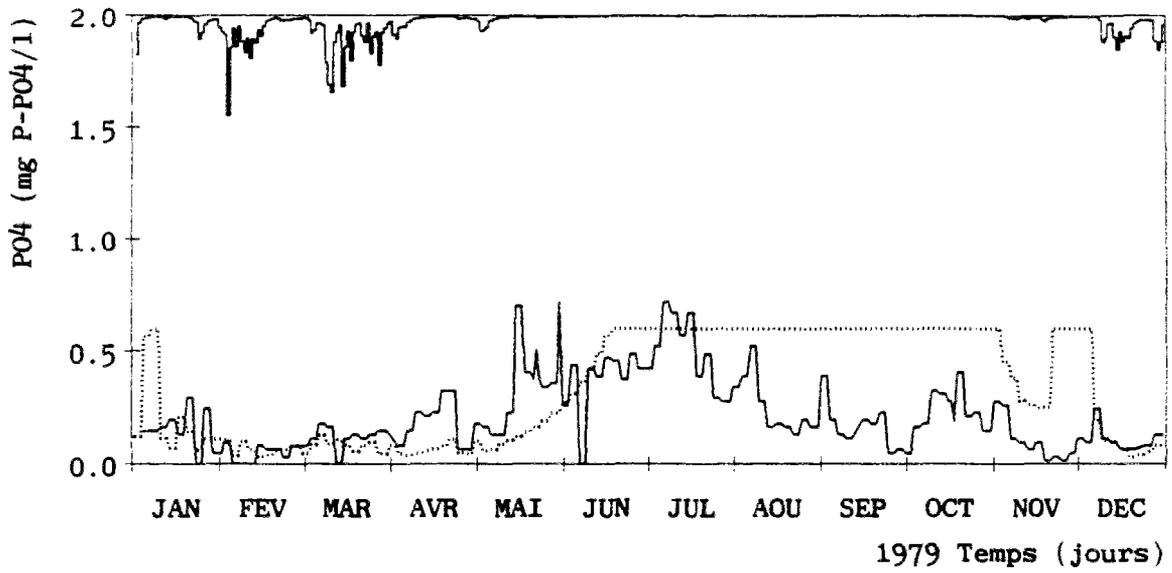


Figure A4.1 (suite) : Concentrations de phosphore dissous observées et simulées par le modèle phosphore CB.

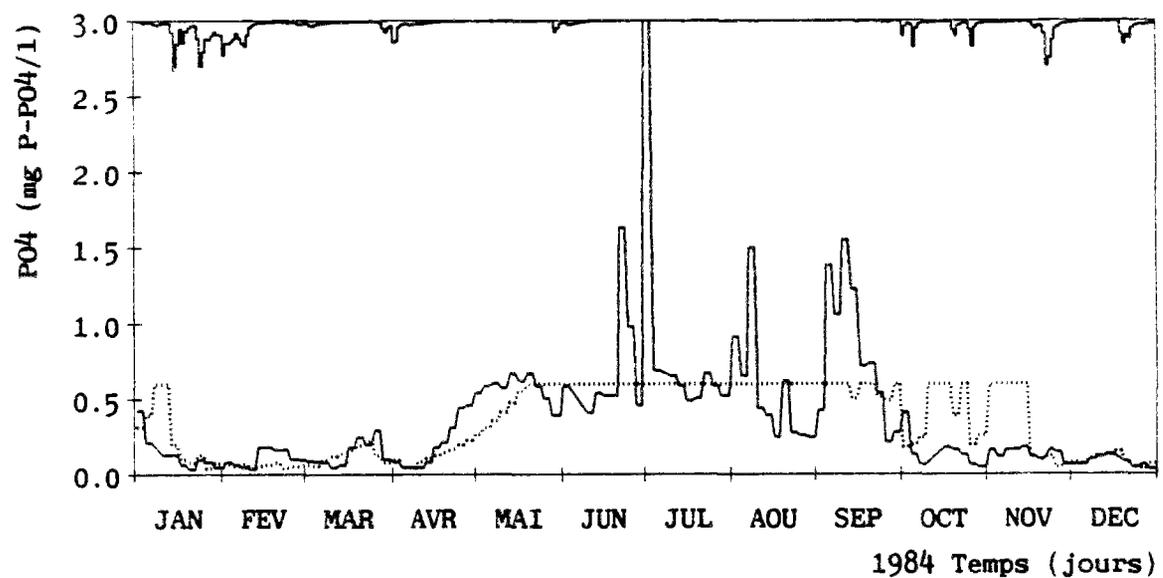
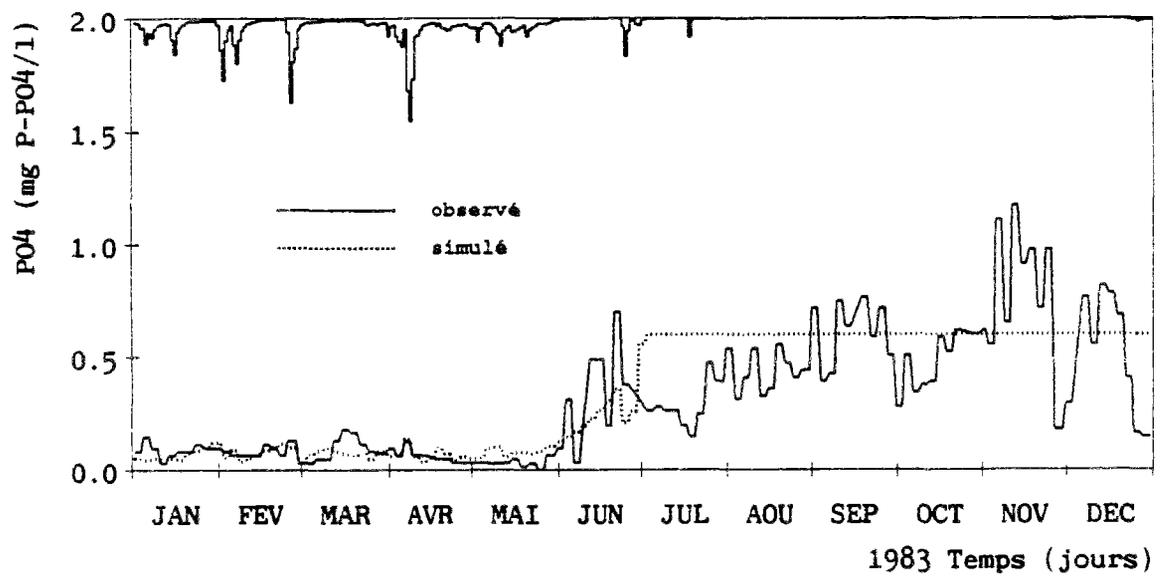
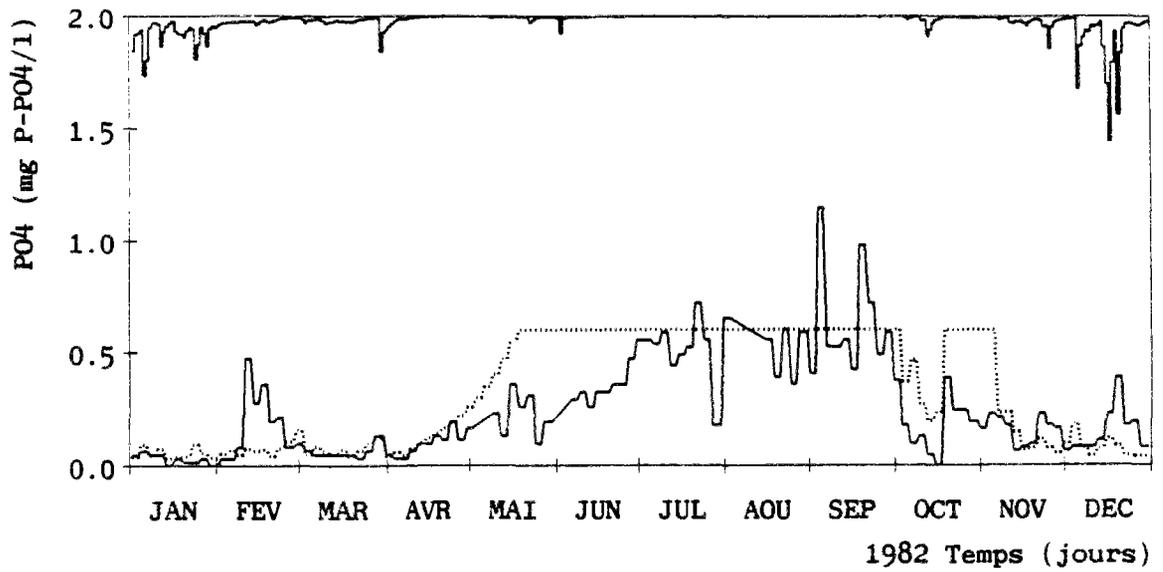


Figure A4.1 (suite) : Concentrations de phosphore dissous observées et simulées par le modèle phosphore CB.

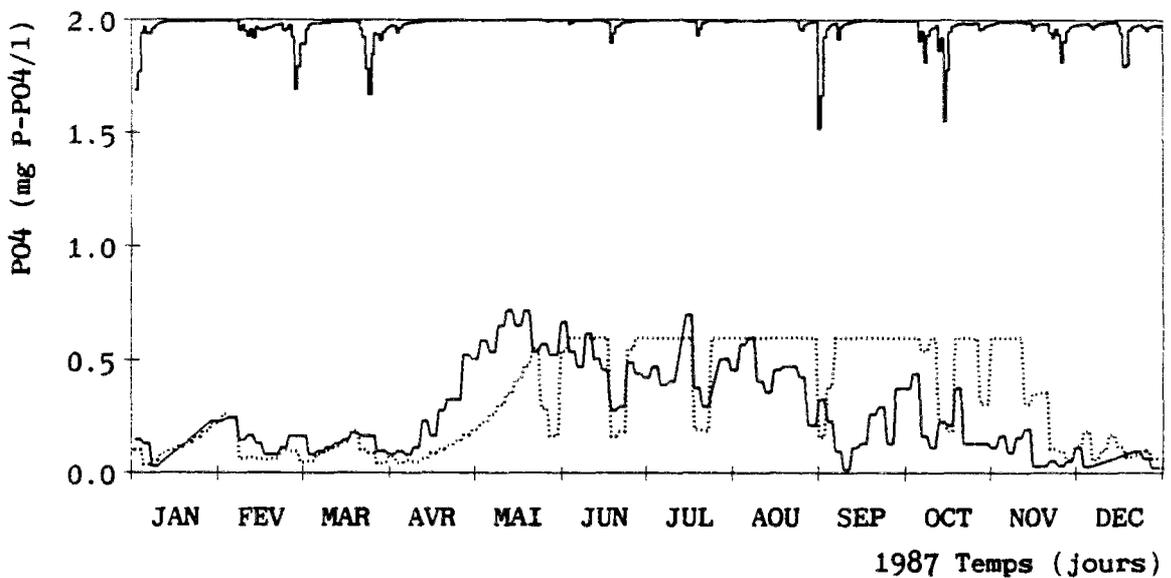
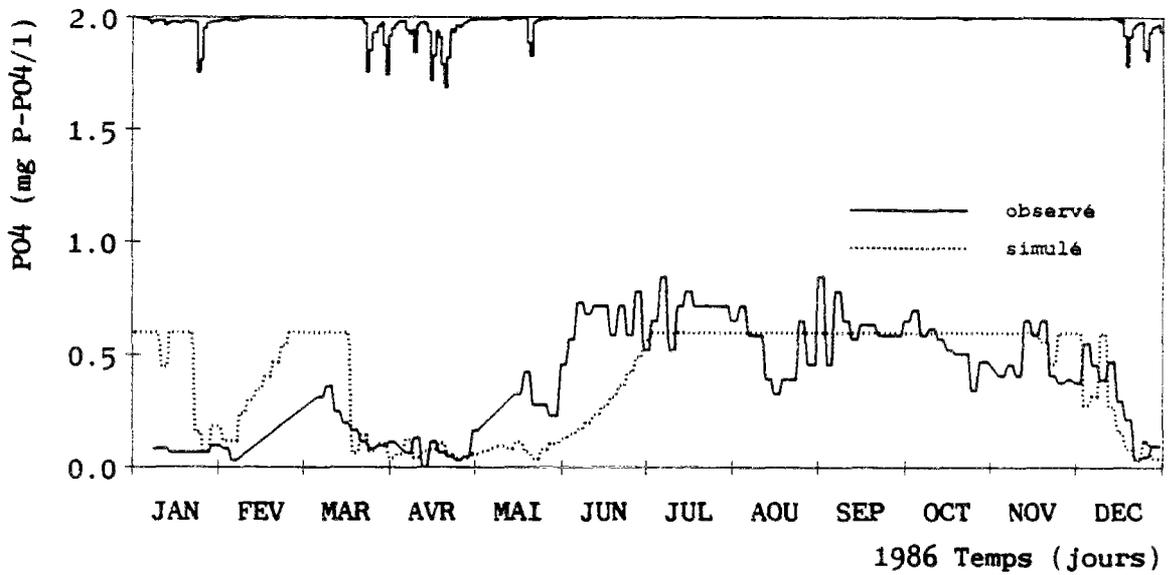
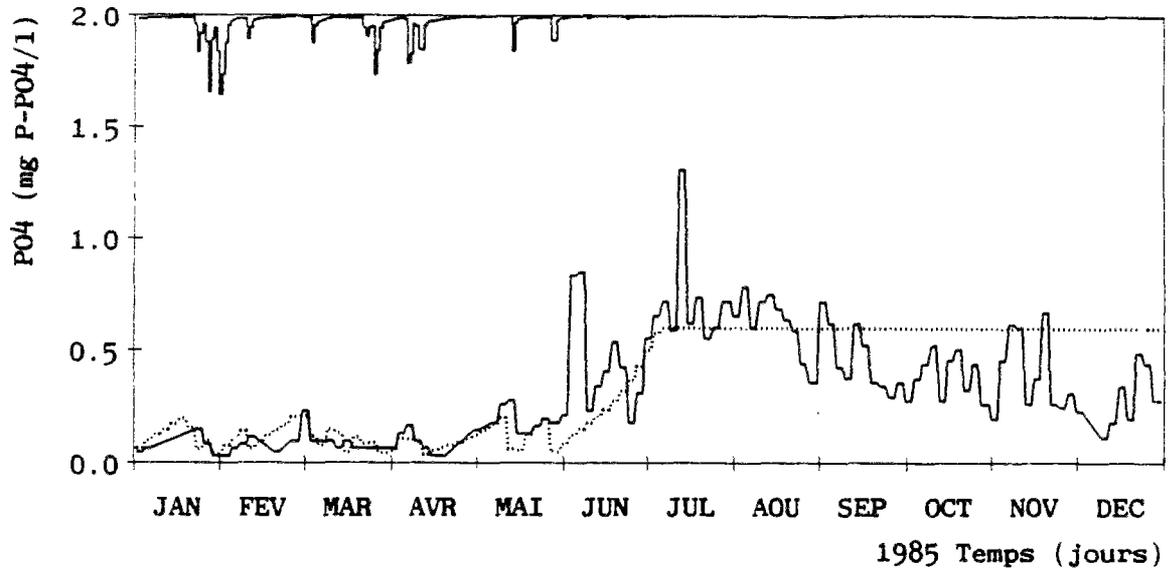


Figure A4.1 (suite) : Concentrations de phosphore dissous observées et simulées par le modèle phosphore CB.

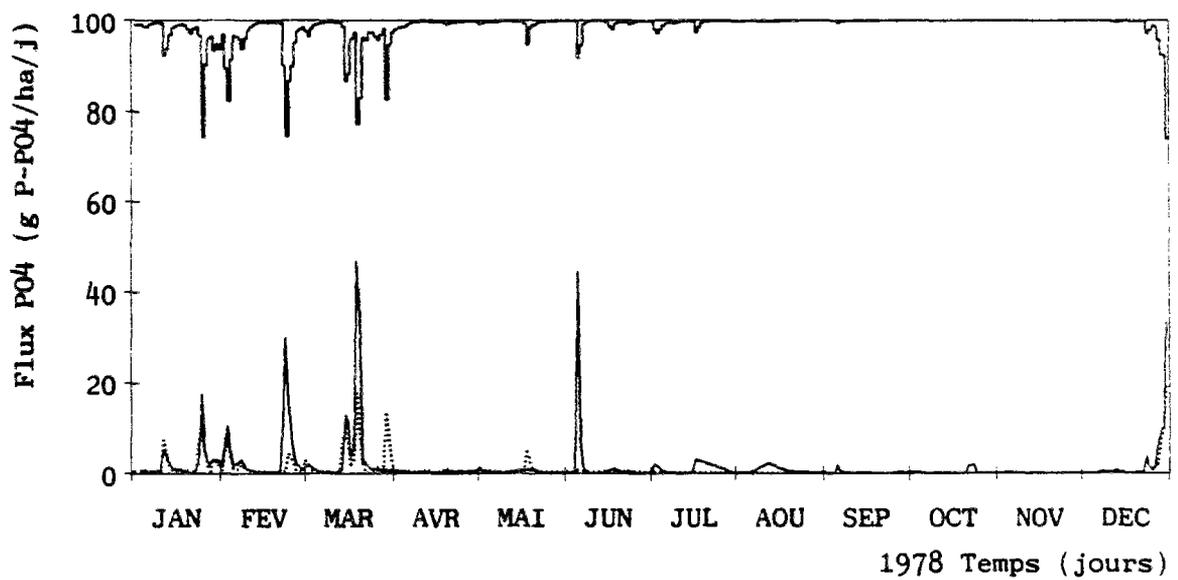
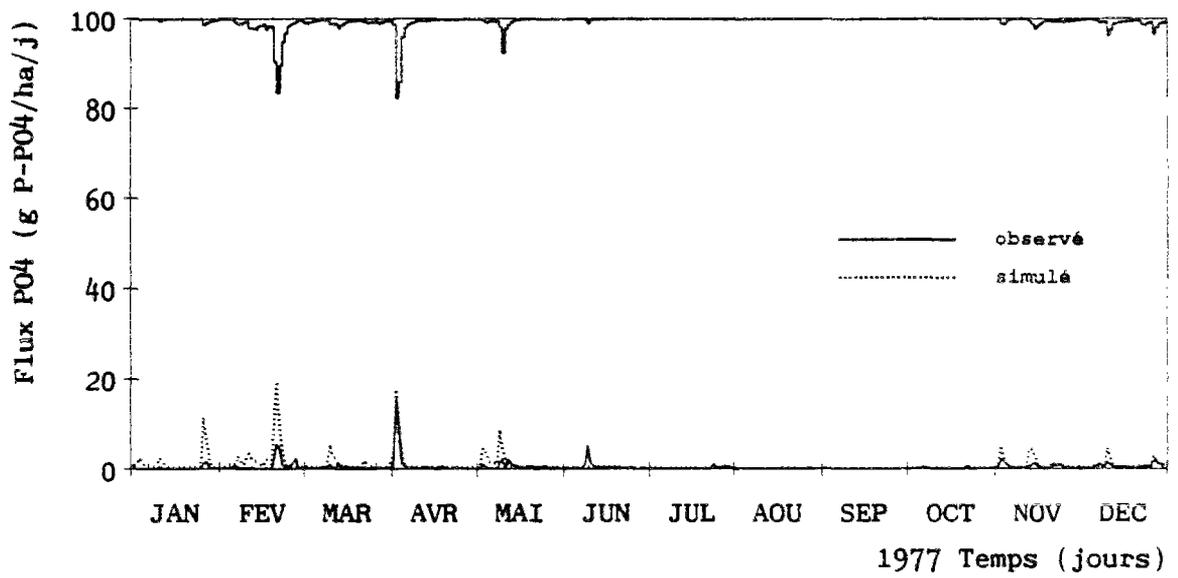
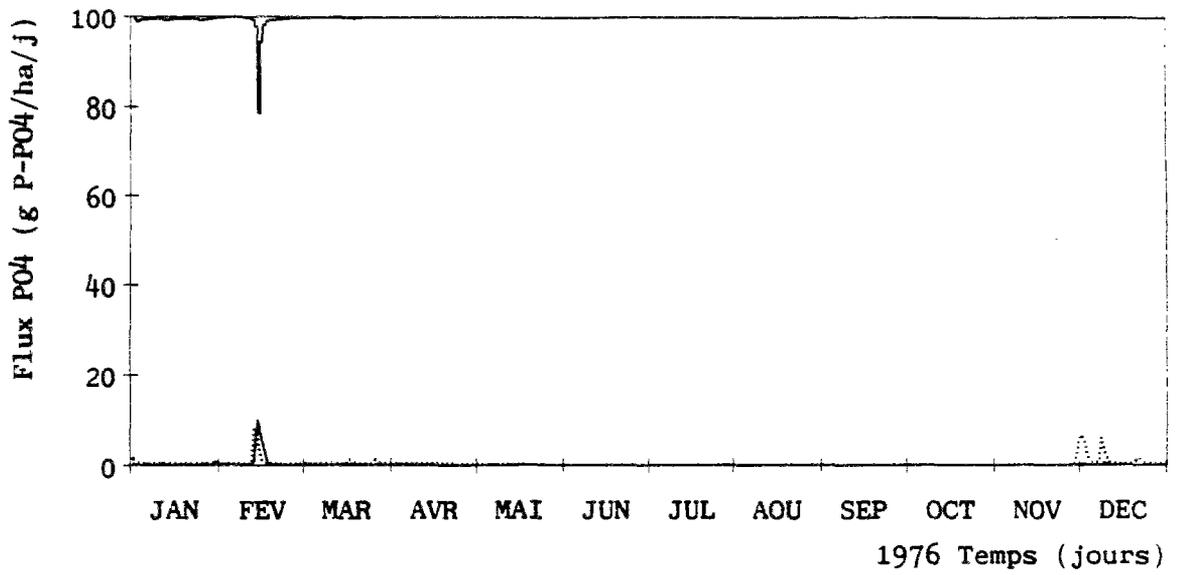


Figure A4.2 : Flux de phosphore dissous observés et simulés par le modèle phosphore CB.

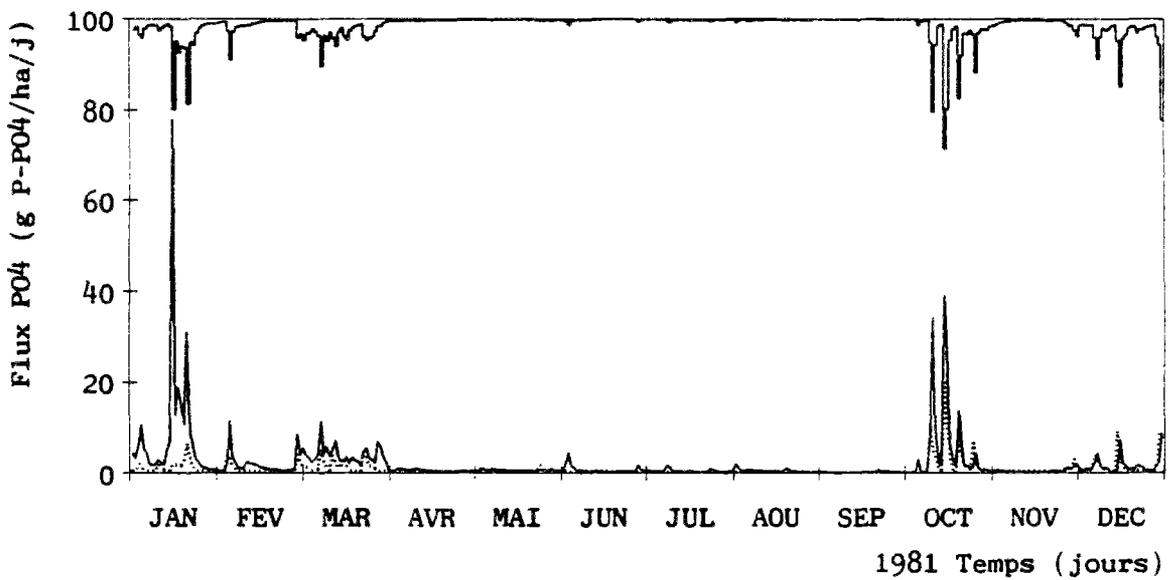
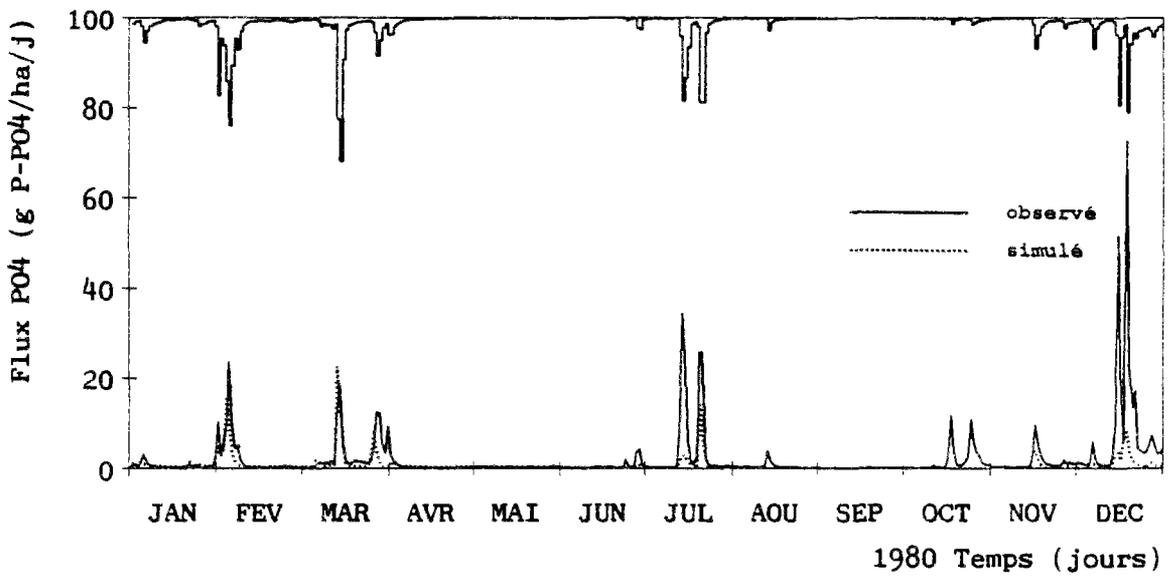
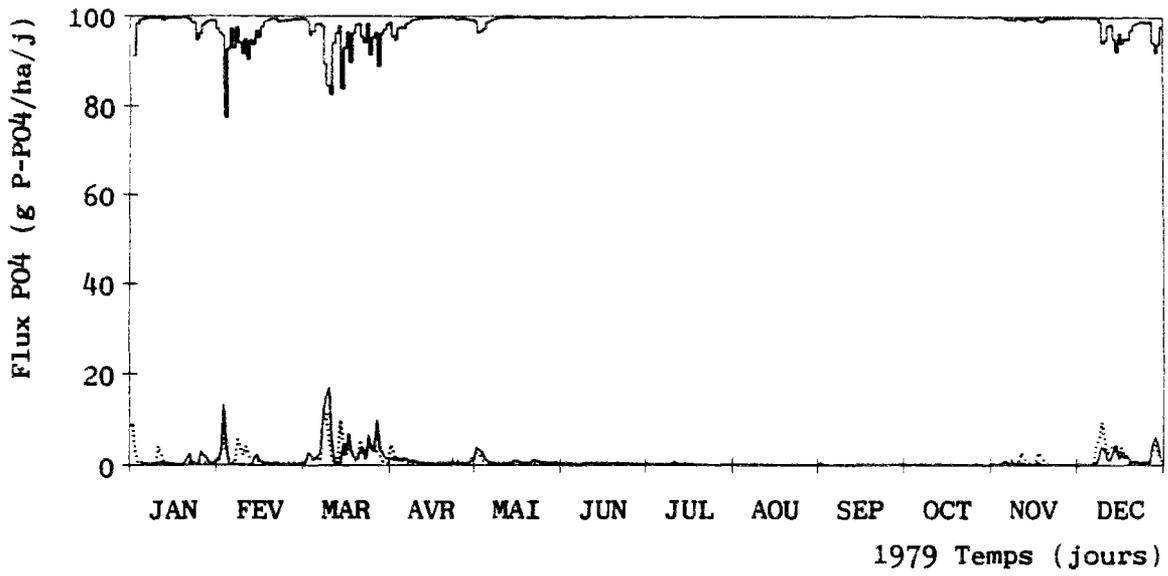


Figure A4.2 (suite) : Flux de phosphore dissous observés et simulés par le modèle phosphore CB.

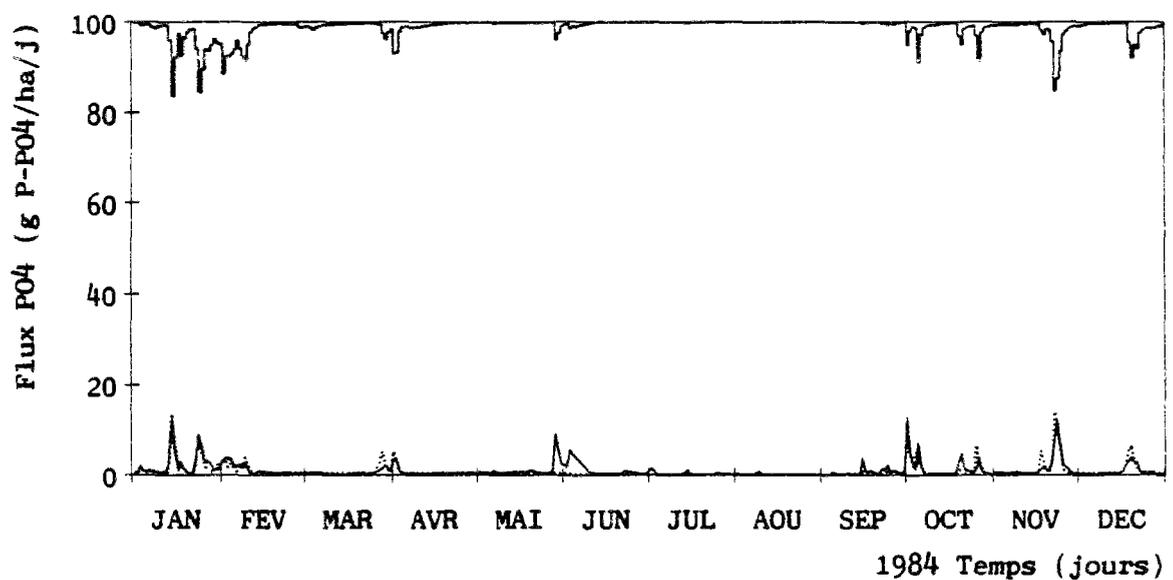
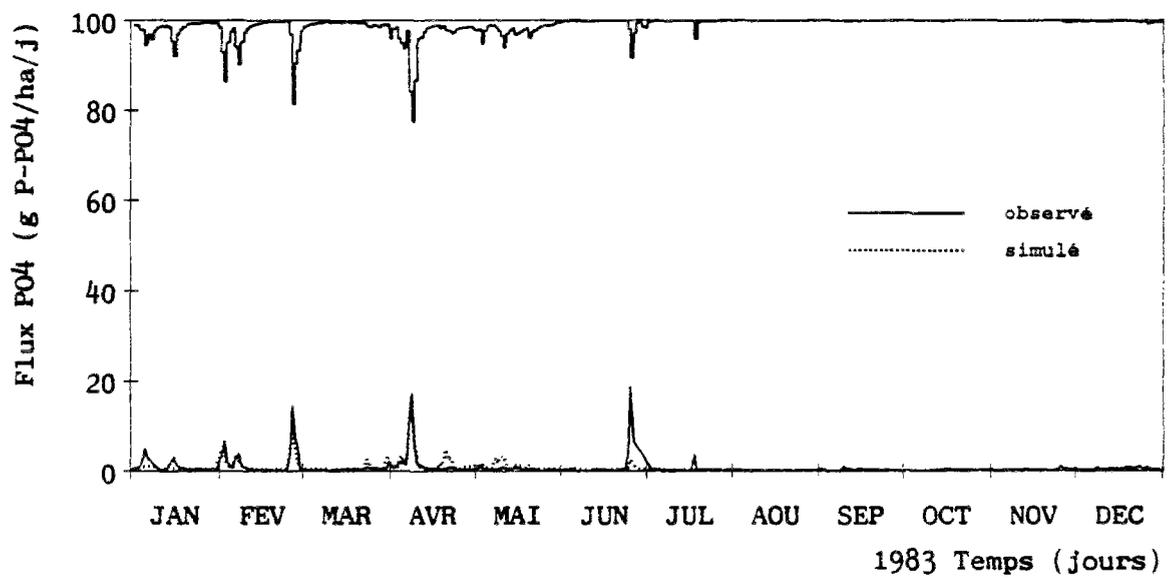
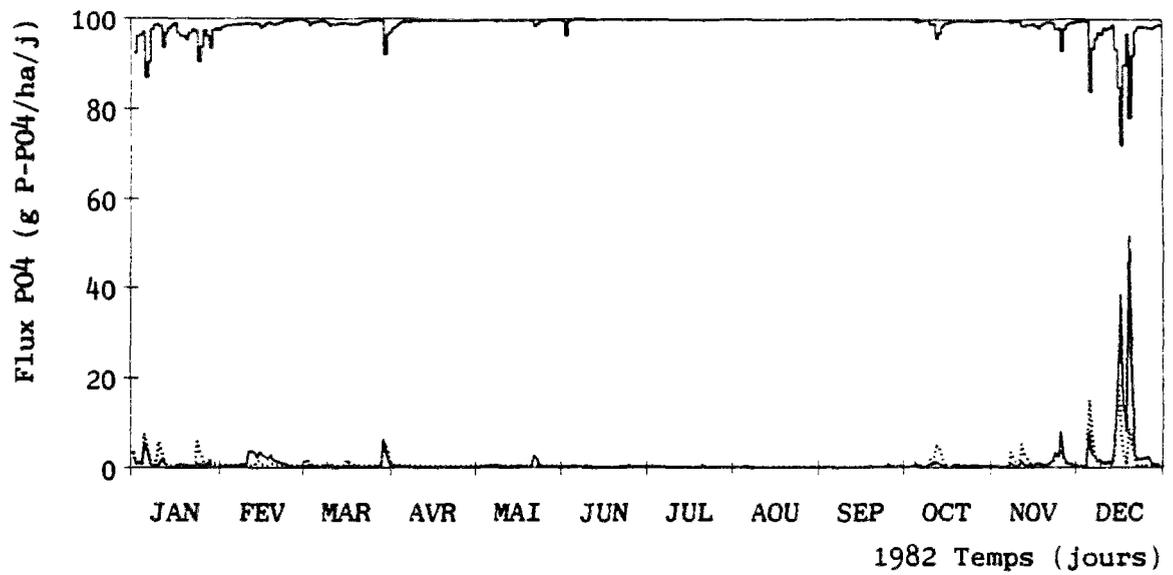


Figure A4.2 (suite) : Flux de phosphore dissous observés et simulés par le modèle phosphore CB.

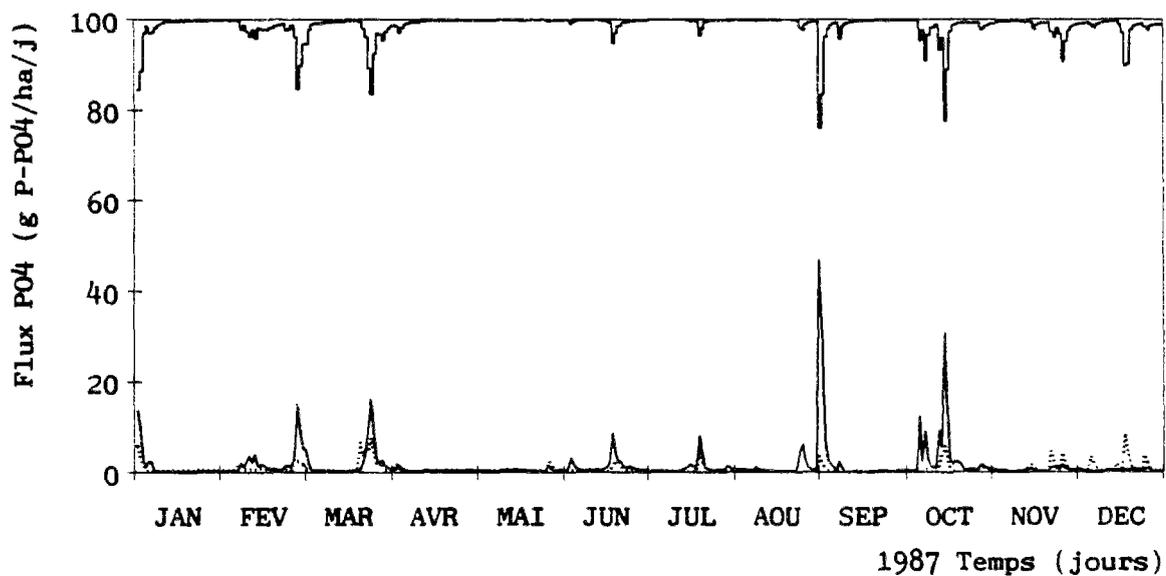
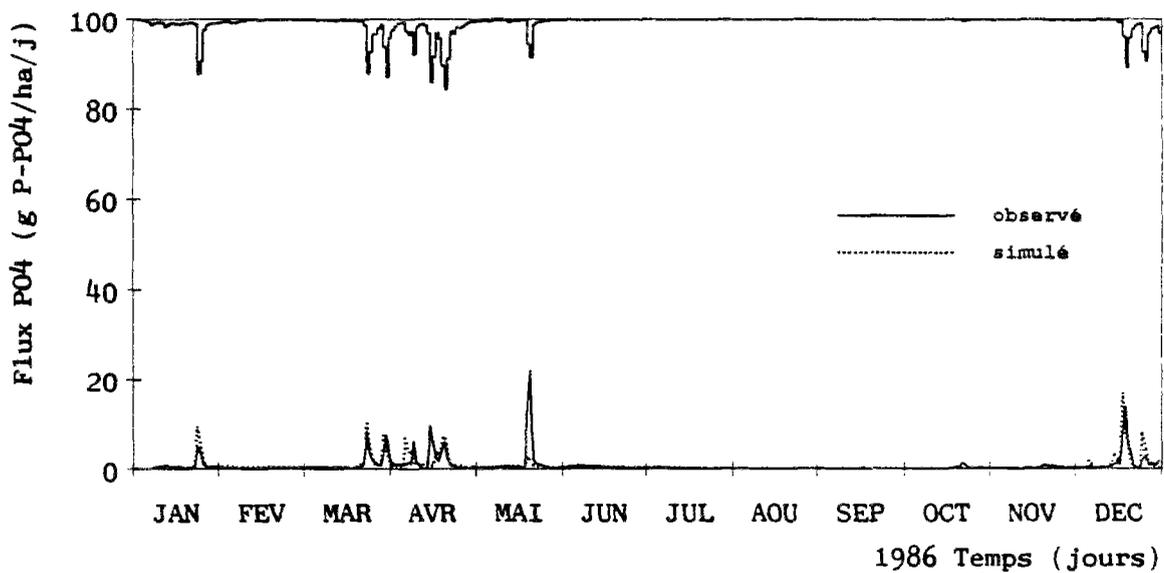
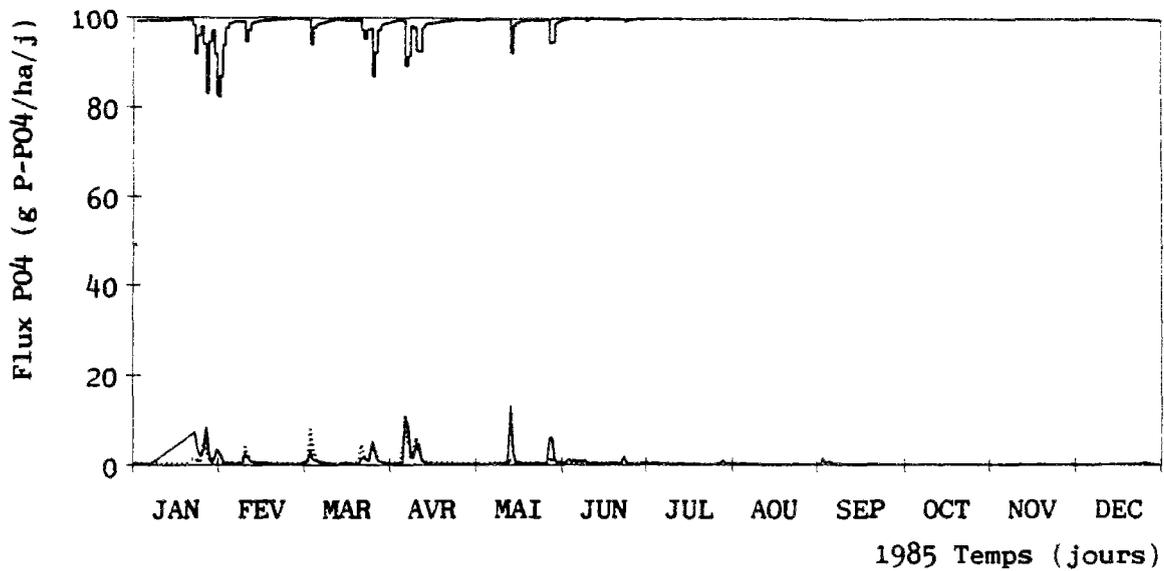


Figure A4.2 (suite) : Flux de phosphore dissous observés et simulés par le modèle phosphore CB.

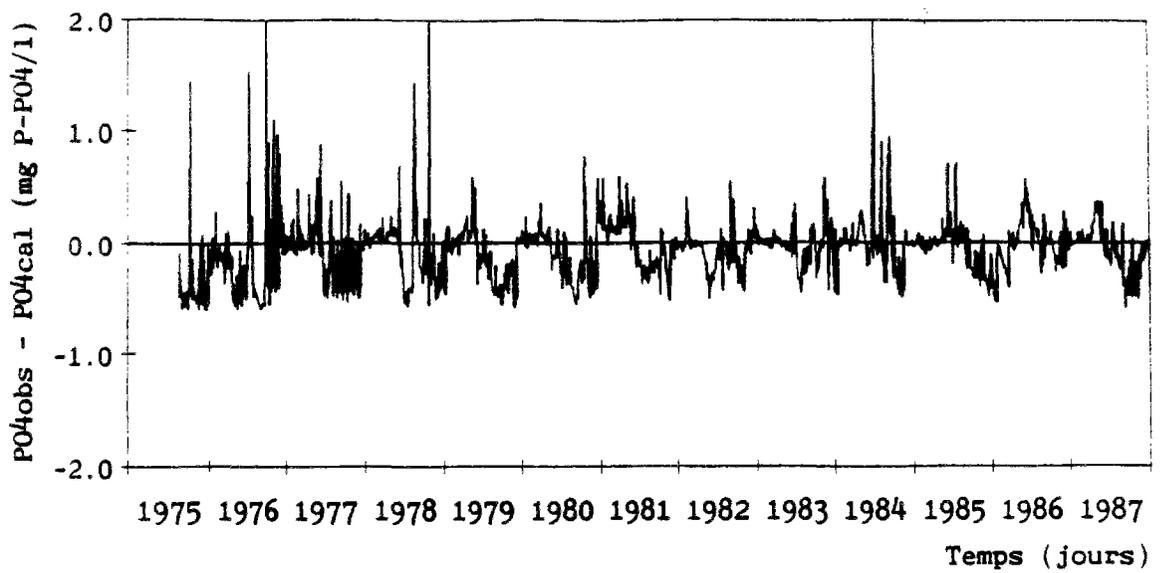


Figure A4.3 : Erreurs absolues sur les concentrations de phosphore dissous simulées par le modèle phosphore CB.

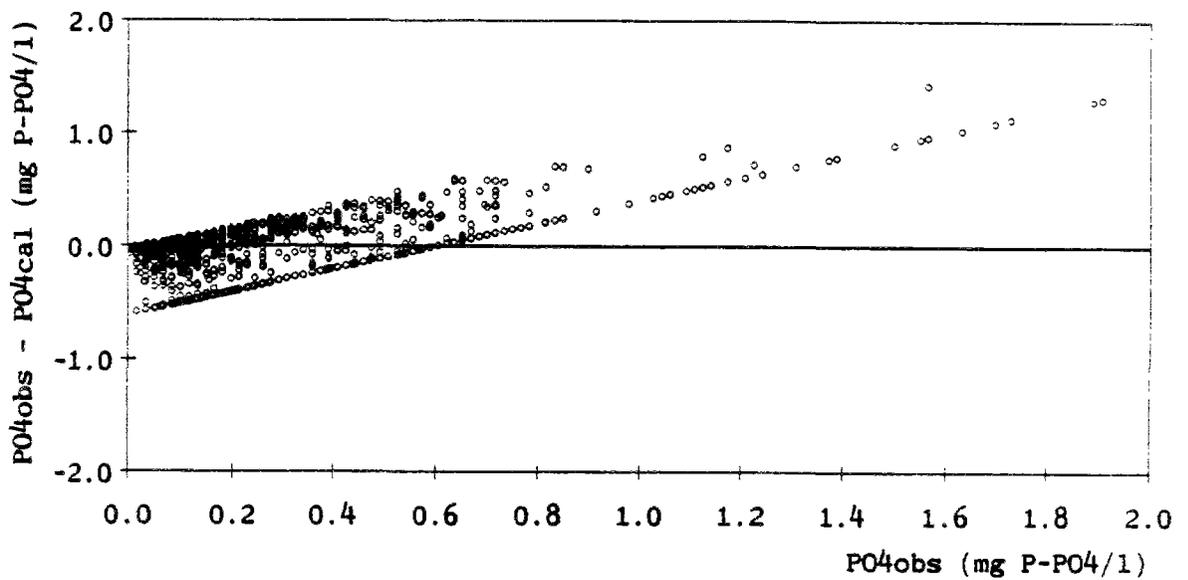


Figure A4.4 : Erreurs absolues sur les concentrations de phosphore dissous simulées par le modèle phosphore CB en fonction des concentrations observées.

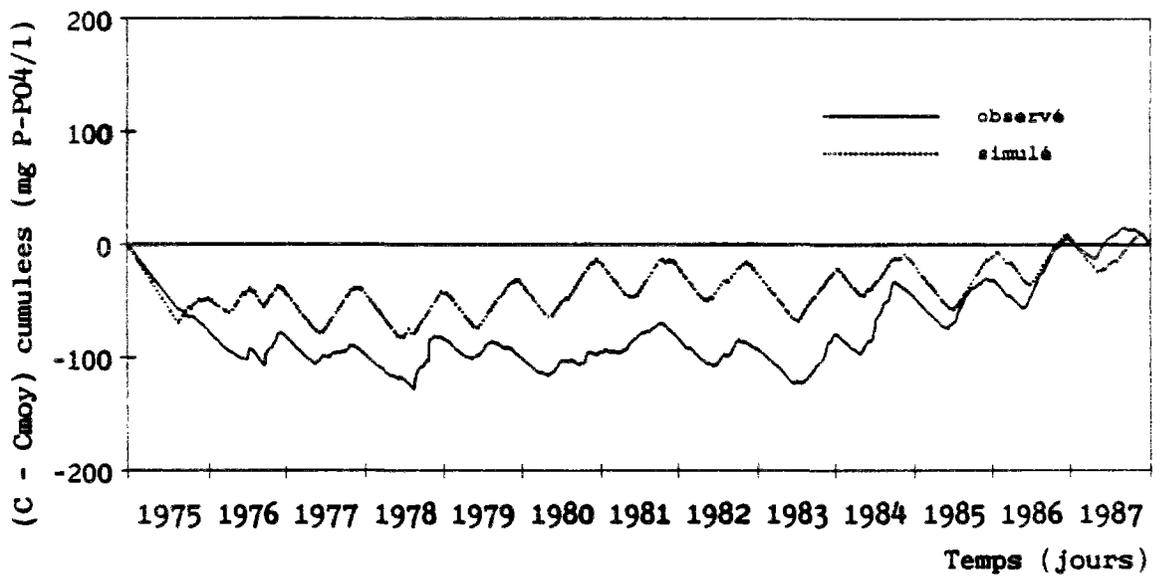


Figure A4.5 : Cumuls des concentrations de phosphore observées et simulées moins les moyennes, modèle phosphore CB.

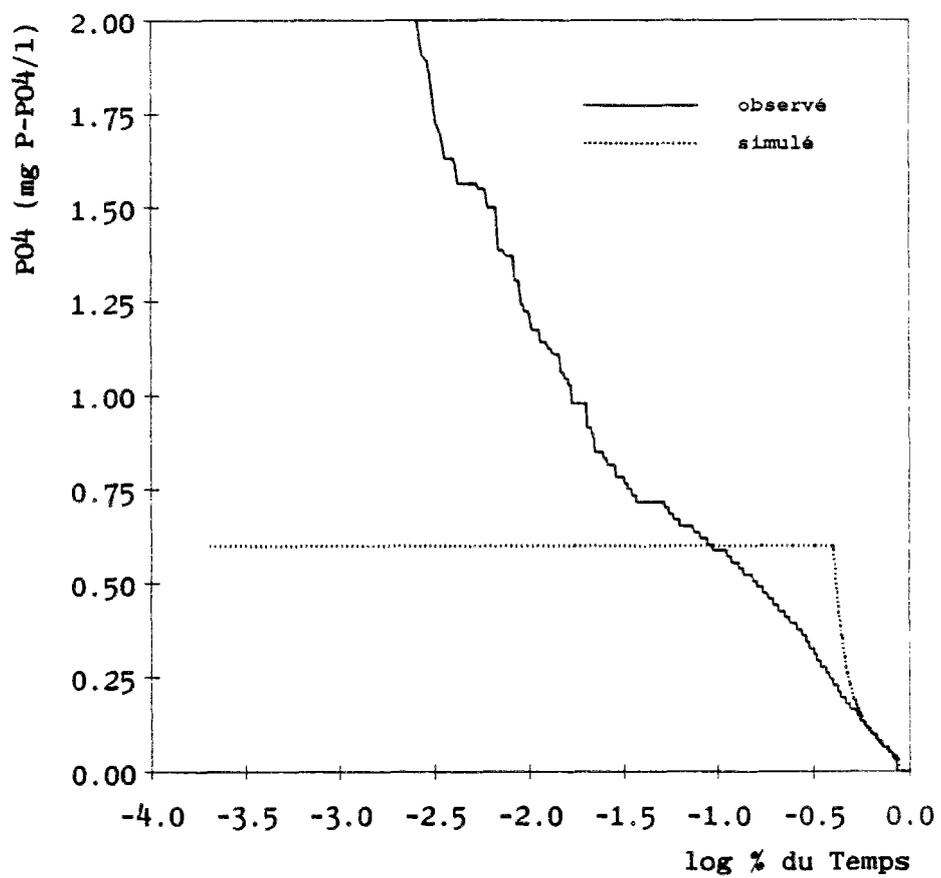


Figure A4.6 : Fréquences cumulées des concentrations de phosphore dissous observées et simulées par le modèle phosphore CB.

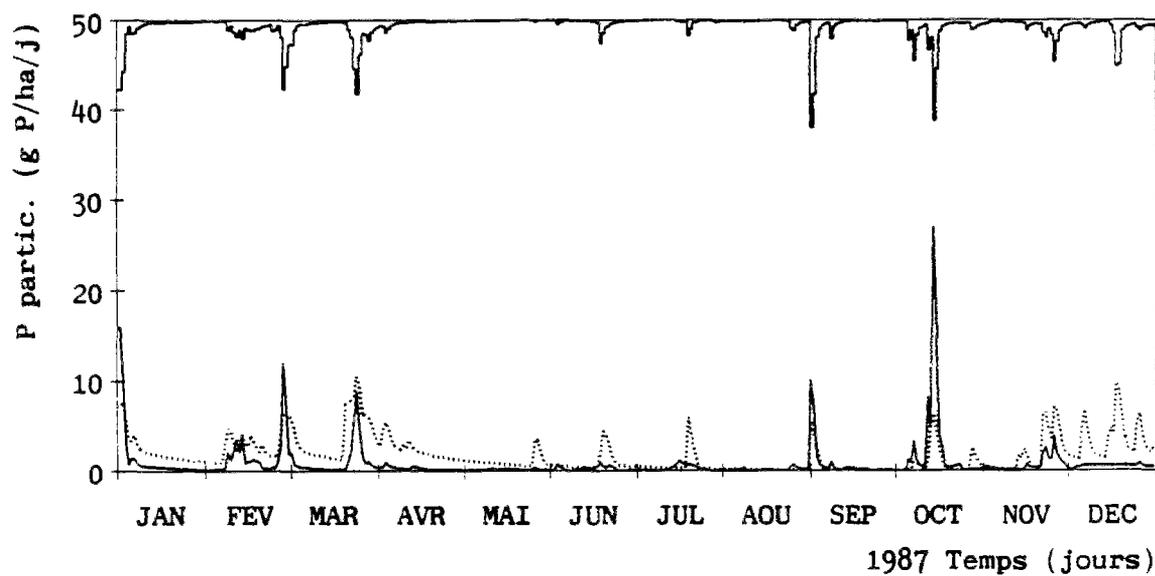
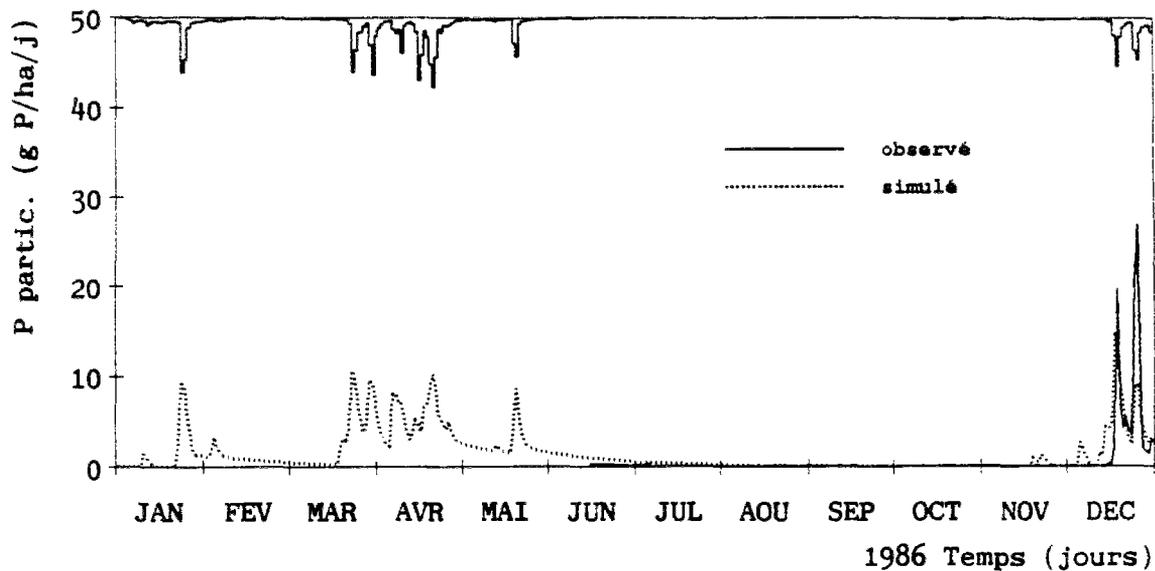


Figure A4.7 : Flux moyens journaliers de phosphore particulaire observés et simulés par le modèle phosphore CB.

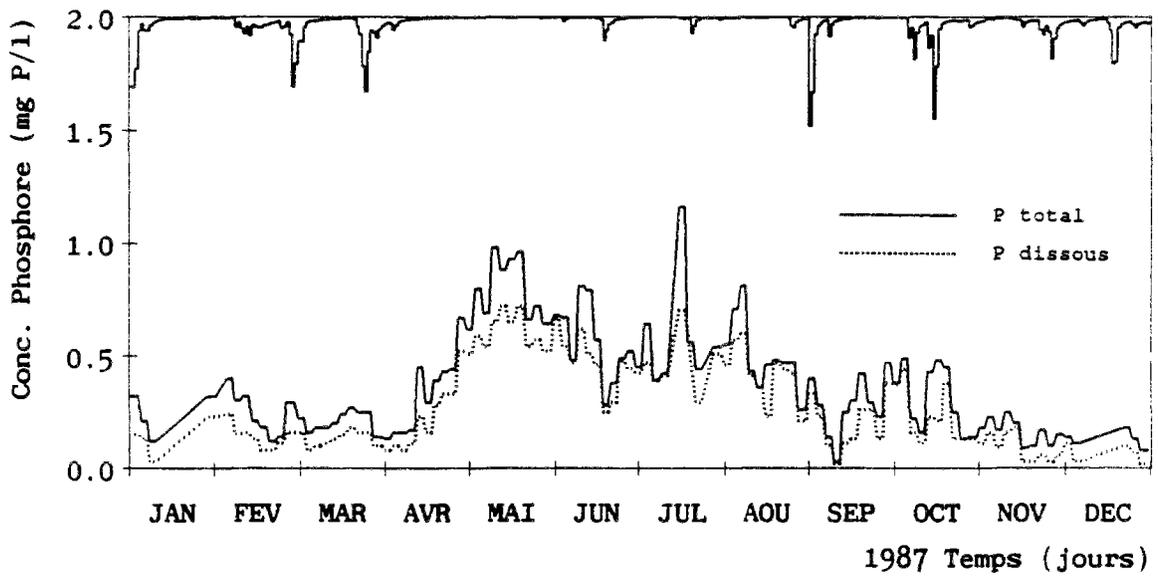
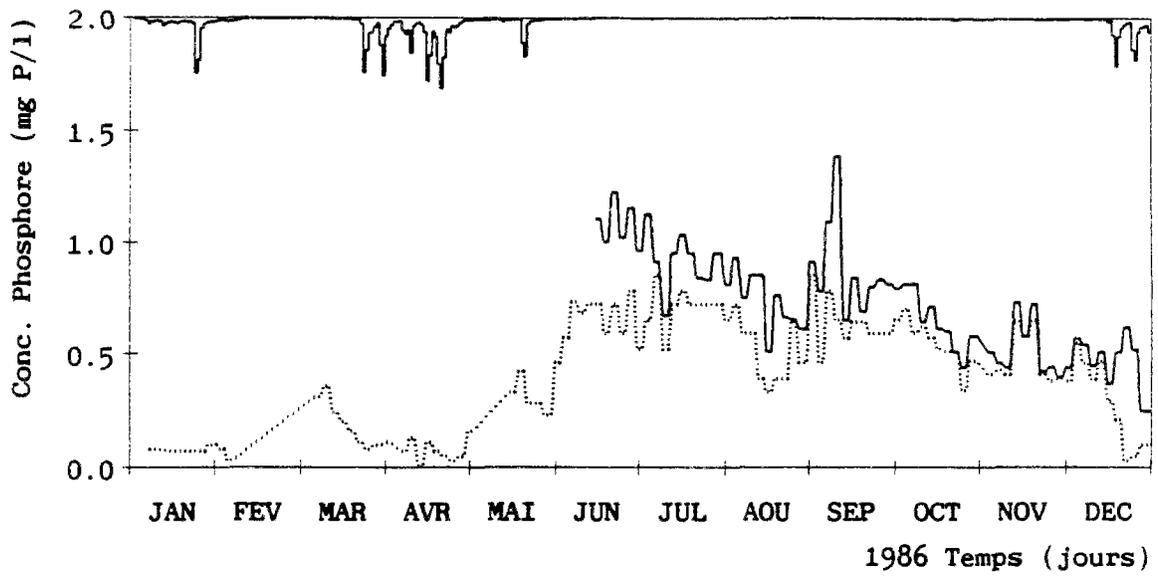


Figure A4.8 : Concentrations moyennes journalières de phosphore total et de phosphore dissous observées à Mélarchez.

```

////////////////////
////
//// RESULTATS STATISTIQUES
////
////
//// MODELE CB PHOSPHORE - VERIFICATION
////
////
////////////////////

```

C. PO4	C. PO4	EC. TYPE	EC. TYPE	ECART	COEF. CORRELAT. R	COEF. EFFICACITE CE	ECART QUAD. REL. EQR	COEF. VARIATION ECARTS	CVE							
OBSERVE	CALCULE	OBSERVE	CALCULE	RELAT.	ANNEE	ANNEE	ANNEE	ANNEE	ANNEE							
mg P/l	mg P/l	mg P/l	mg P/l	ANNUEL	JOUR	HEBD	MOIS	JOUR	HEBDO	MOIS						
0.1303	0.5102	0.1669	0.1683	+291.6	0.15	0.15	0.54	-2.55	-3.45	-5.10	216.3	244.3	258.4	3.506	3.265	2.885
0.3102	0.4123	0.4682	0.2157	+32.9	0.37	0.46	0.52	+0.29	+0.35	+0.50	79.9	71.8	64.4	1.446	1.101	0.918
0.2137	0.3100	0.2027	0.2460	+45.0	0.48	0.64	0.83	-0.73	-0.81	-0.82	85.0	77.6	69.3	1.171	0.968	0.807
0.3417	0.3633	0.6584	0.2519	+6.3	0.26	0.36	0.60	+0.24	+0.33	+0.60	86.4	77.5	56.0	1.872	1.327	0.753
0.2160	0.3428	0.1659	0.2457	+58.7	0.39	0.44	0.50	-1.28	-1.40	-1.49	98.8	98.5	94.1	1.246	1.197	1.088
0.2753	0.3636	0.2052	0.2466	+32.1	0.41	0.47	0.65	-0.80	-0.81	-0.72	76.7	72.0	60.9	0.956	0.864	0.691
0.2899	0.3031	0.1568	0.2350	+4.6	0.32	0.37	0.40	-1.11	-1.20	-1.19	71.9	68.5	63.5	0.820	0.760	0.689
0.2481	0.3172	0.2194	0.2502	+27.8	0.72	0.78	0.84	+0.50	+0.50	+0.66	57.5	53.7	46.6	0.767	0.682	0.578
0.3140	0.3496	0.2792	0.2570	+11.3	0.76	0.80	0.87	+0.73	+0.78	+0.85	45.6	40.0	32.7	0.610	0.518	0.409
0.3781	0.3487	0.4559	0.2372	-7.8	0.53	0.64	0.89	+0.53	+0.65	+0.88	65.3	55.5	31.3	1.022	0.799	0.400
0.3462	0.3909	0.2461	0.2392	+12.9	0.65	0.70	0.81	+0.53	+0.58	+0.73	49.2	46.5	39.2	0.604	0.563	0.470
0.4123	0.4073	0.2462	0.2335	-1.2	0.60	0.61	0.70	+0.49	+0.51	+0.71	44.7	44.9	38.8	0.520	0.525	0.456
0.2799	0.3382	0.1949	0.2312	+20.8	0.46	0.51	0.57	-0.63	-0.47	-0.16	67.4	62.2	57.0	0.821	0.749	0.677
0.2945	0.3570	0.3230	0.2430	+21.2	0.41	0.50	0.62	+0.09	+0.18	+0.41	73.6	66.5	55.9	1.092	0.901	0.706

P	MINIMUM	QUART. INF.	MOYENNE	MEDIANE	QUART. SUP.	MAXIMUM	ECART TYPE
T	OBS.	CAL.	OBS.	CAL.	OBS.	CAL.	OBS.
J	0.00	0.02	0.10	0.09	0.29	0.36	0.21
H	0.00	0.04	0.10	0.09	0.29	0.36	0.21
M	0.00	0.05	0.11	0.11	0.29	0.35	0.22

Tableau A4.1 : Critères numériques pour la simulation des concentrations de phosphore dissous par le modèle phosphore CB.

B

ANNEXES MODELE HSPF

B1 - RÉSULTATS DU MODELE HYDROLOGIQUE HSPF

B2 - RÉSULTATS DU MODELE ÉROSION HSPF

B3 - RÉSULTATS DU MODELE AZOTE HSPF

B4 - RÉSULTATS DU MODELE PHOSPHORE HSPF

B1

MODELE HYDROLOGIQUE HSPF

Observation : Les histogrammes représentés dans la partie supérieure des graphiques de débits correspondent aux hyétogrammes des pluies moyennes journalières (1 cm = 20 mm de pluie/jour).

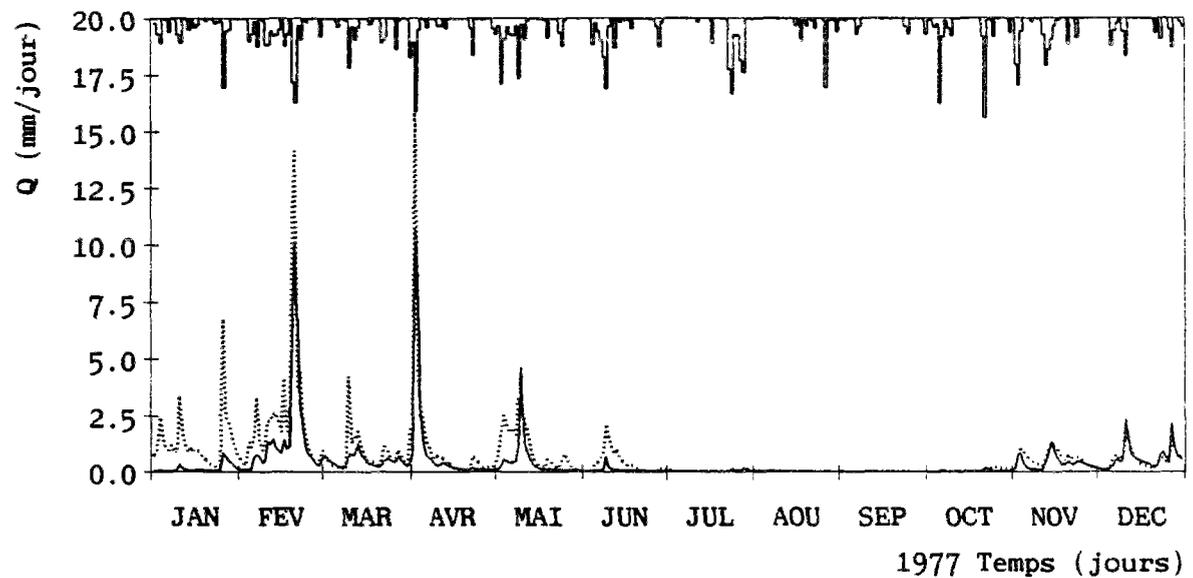
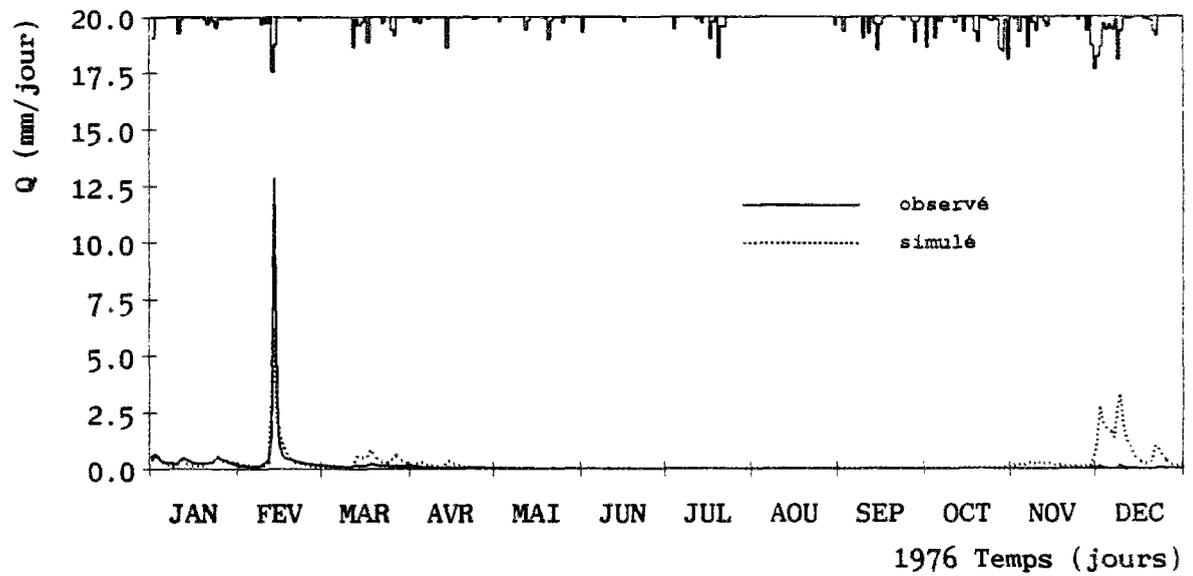
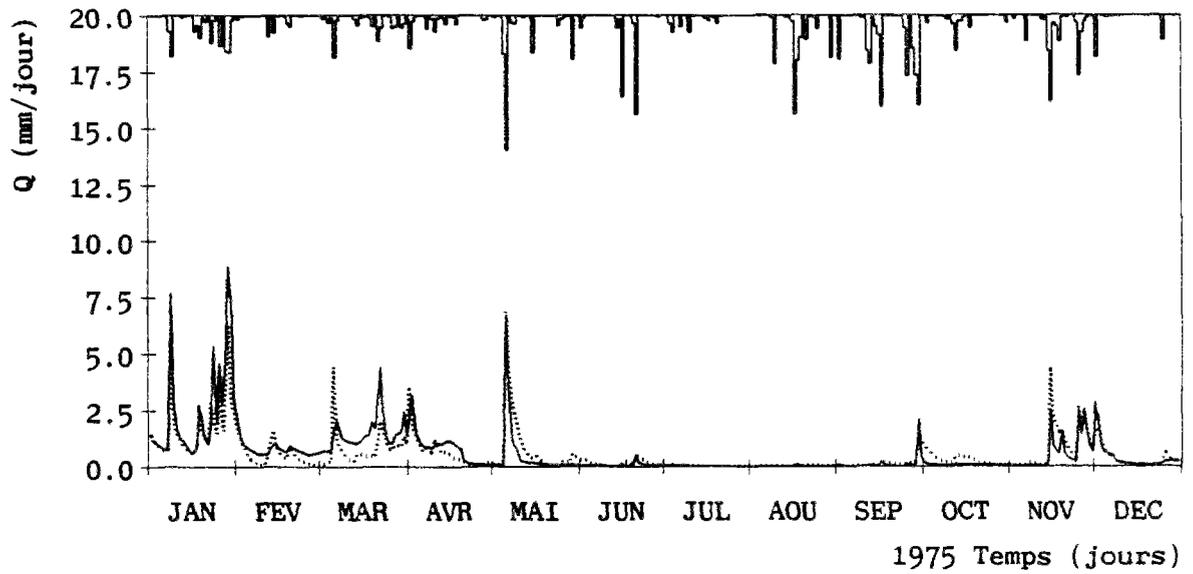


Figure B1.1 : Débits observés et simulés par le modèle hydrologique HSPF.

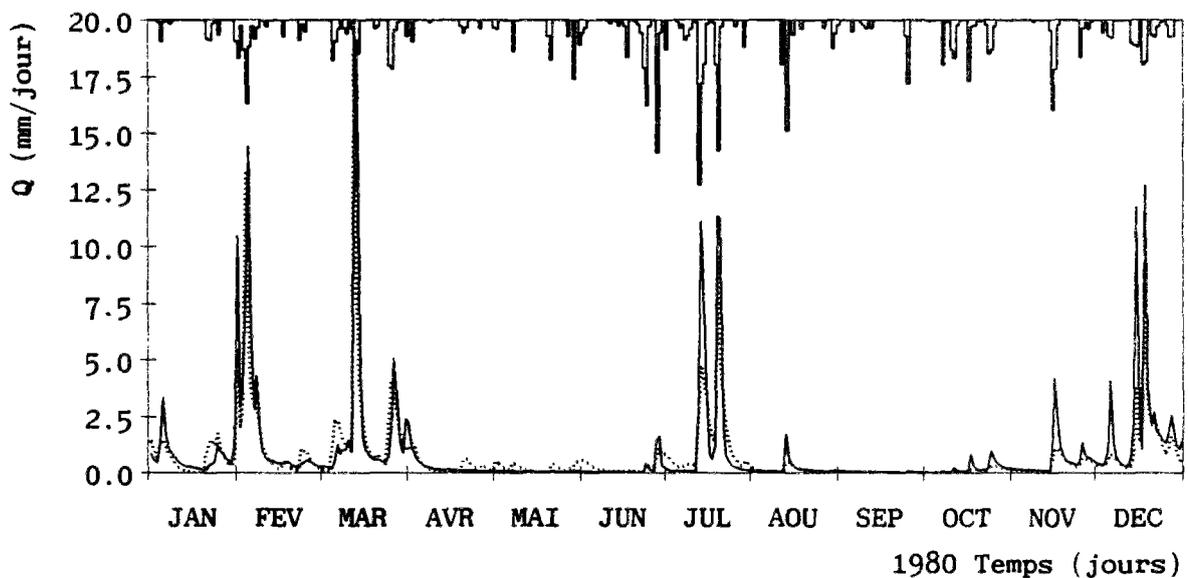
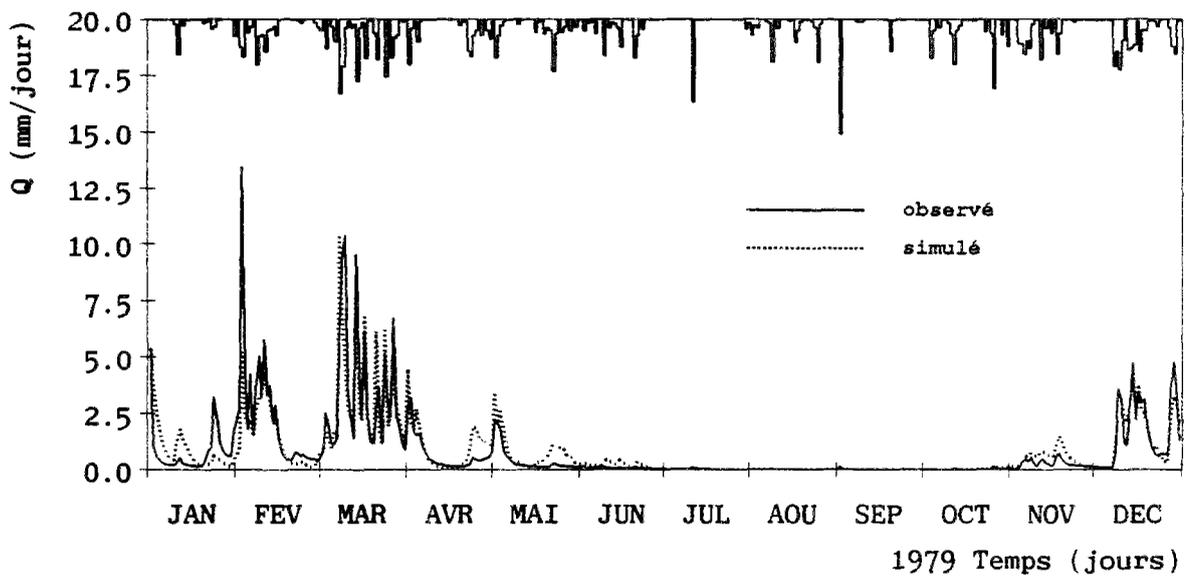
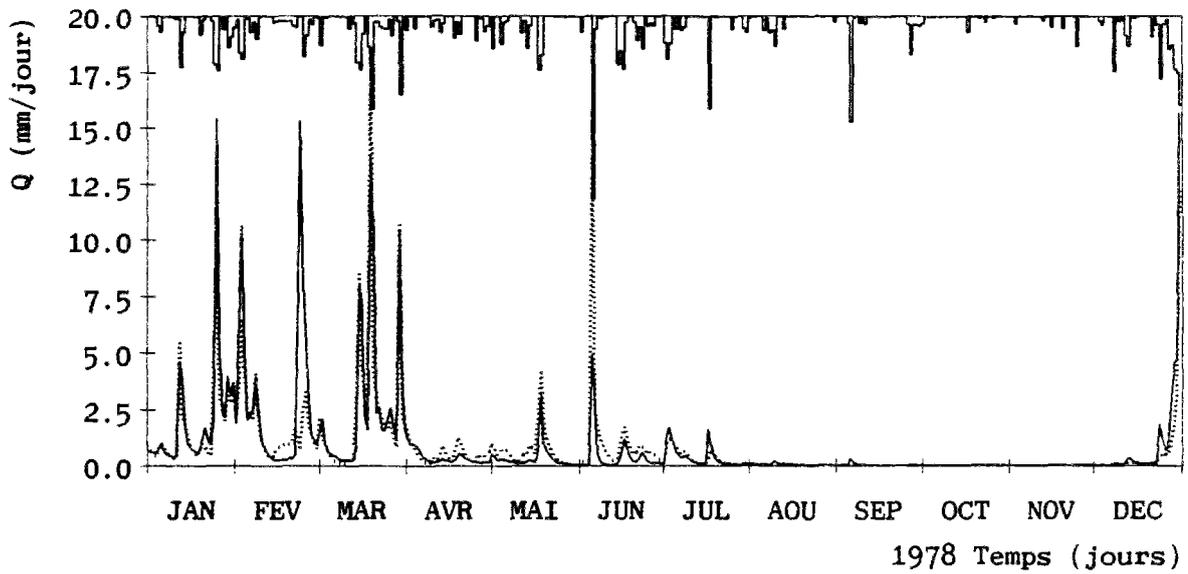


Figure B1.1 (suite) : Débits observés et simulés par le modèle hydrologique HSPF.

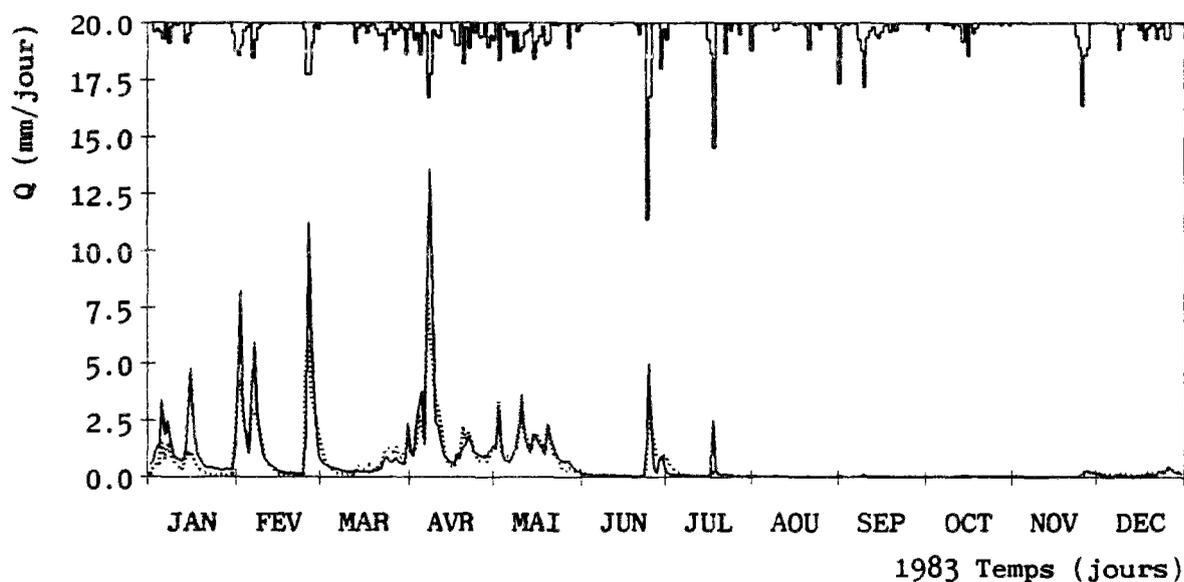
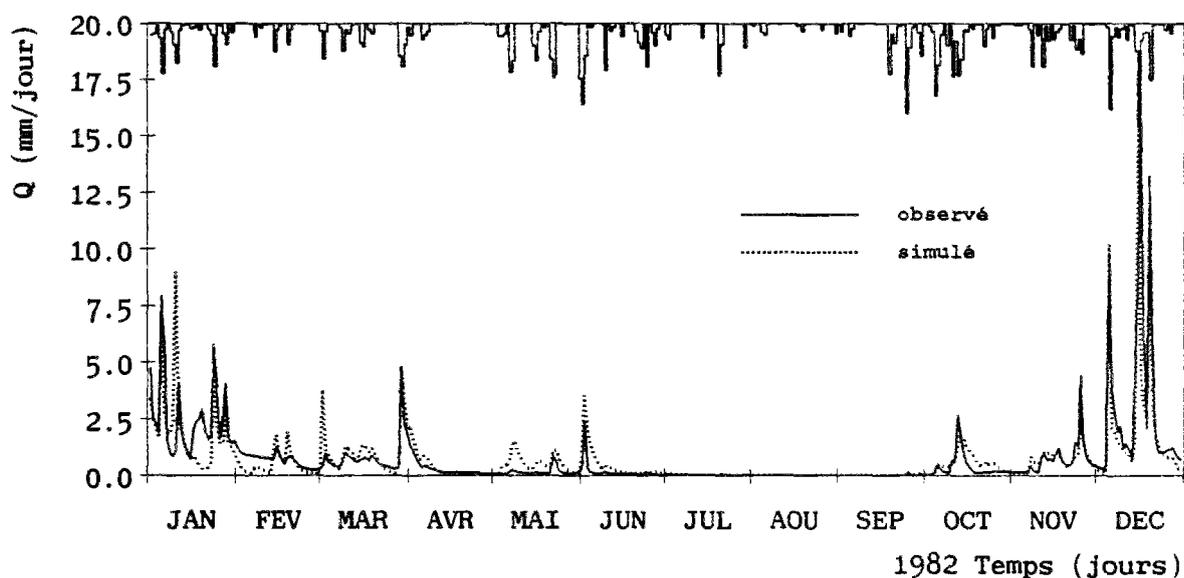
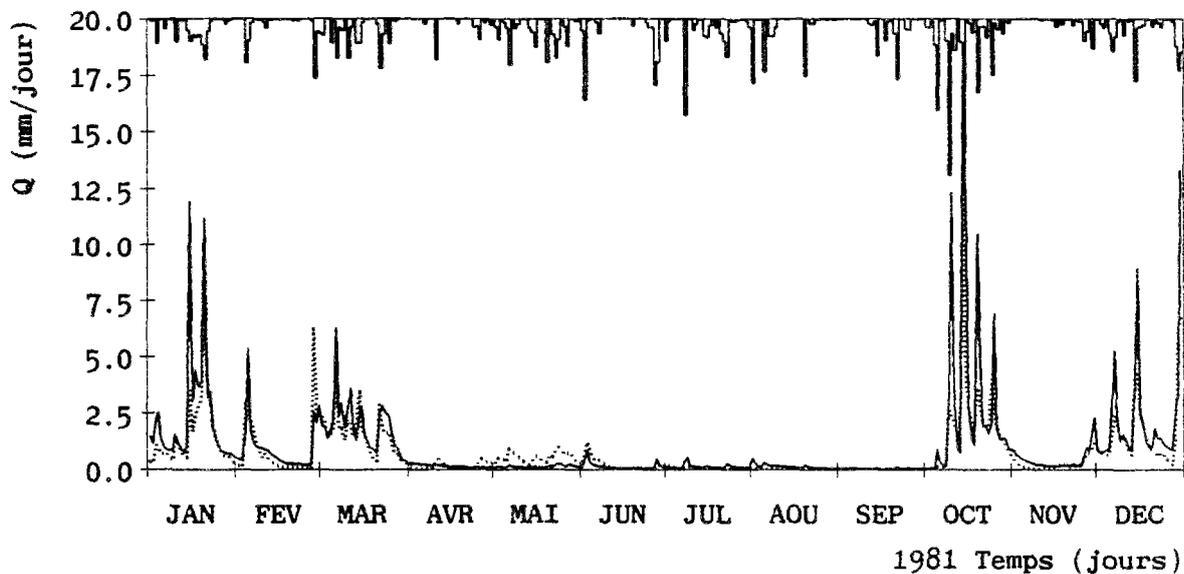


Figure B1.1 (suite) : Débits observés et simulés par le modèle hydrologique HSPF.

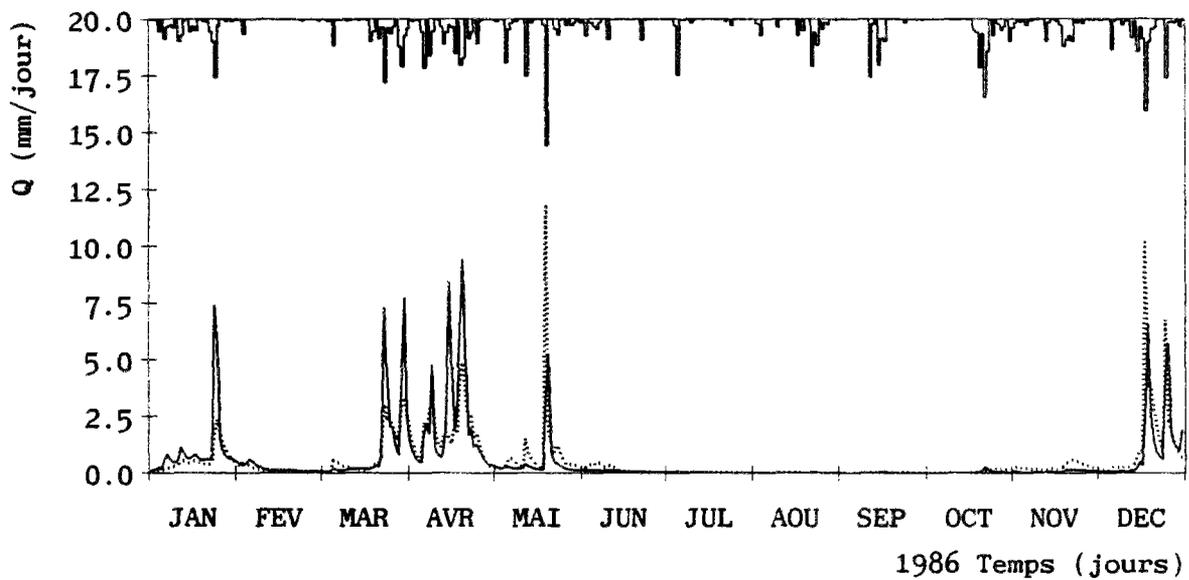
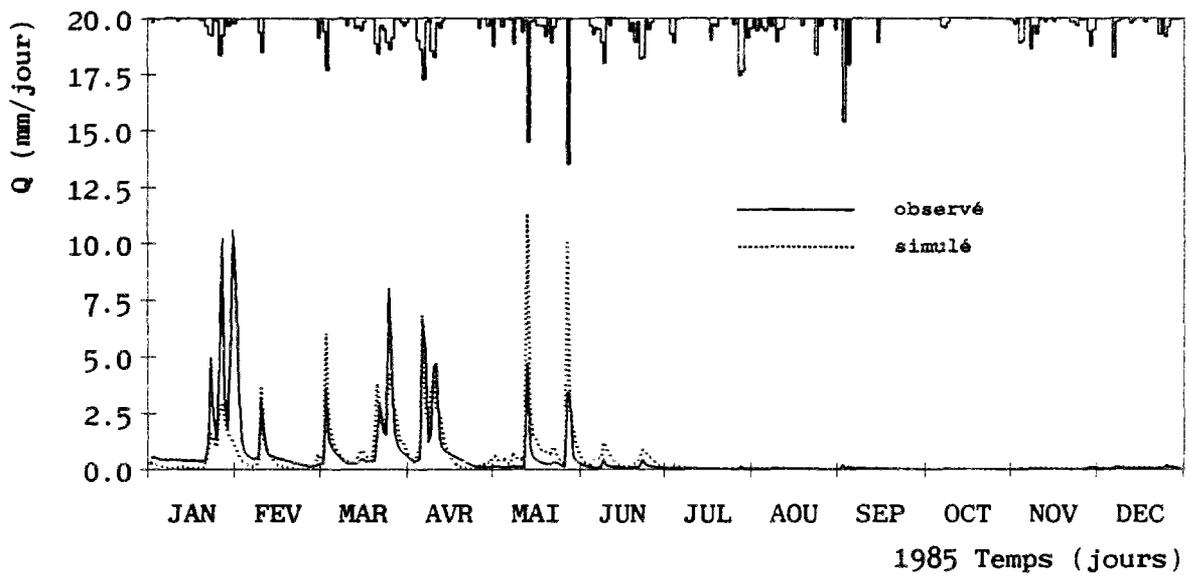
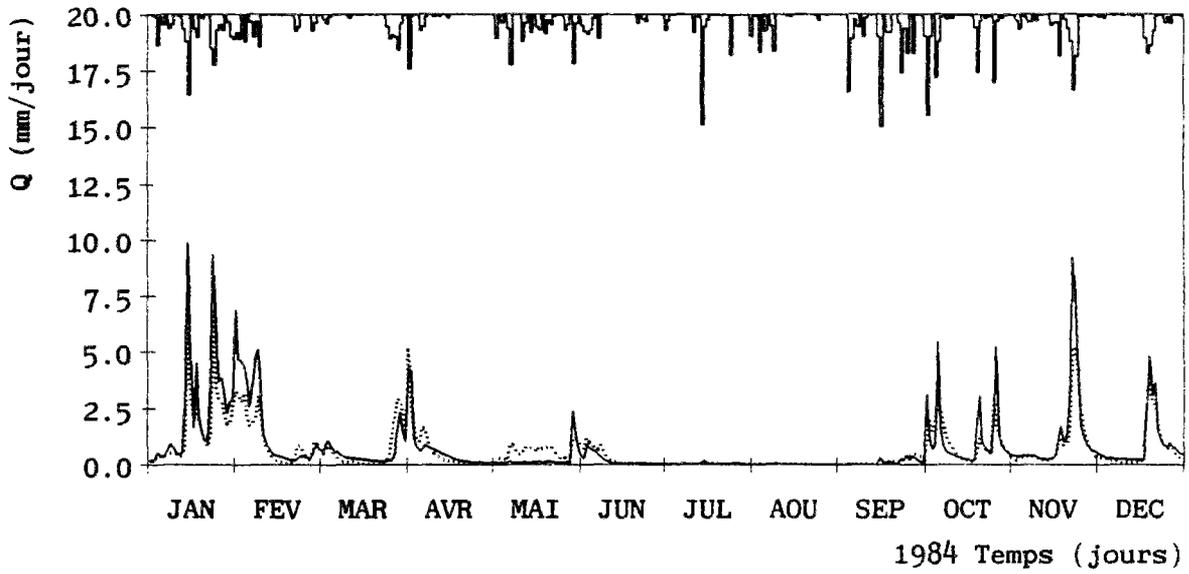


Figure B1.1 (suite) : Débits observés et simulés par le modèle hydrologique HSPF.

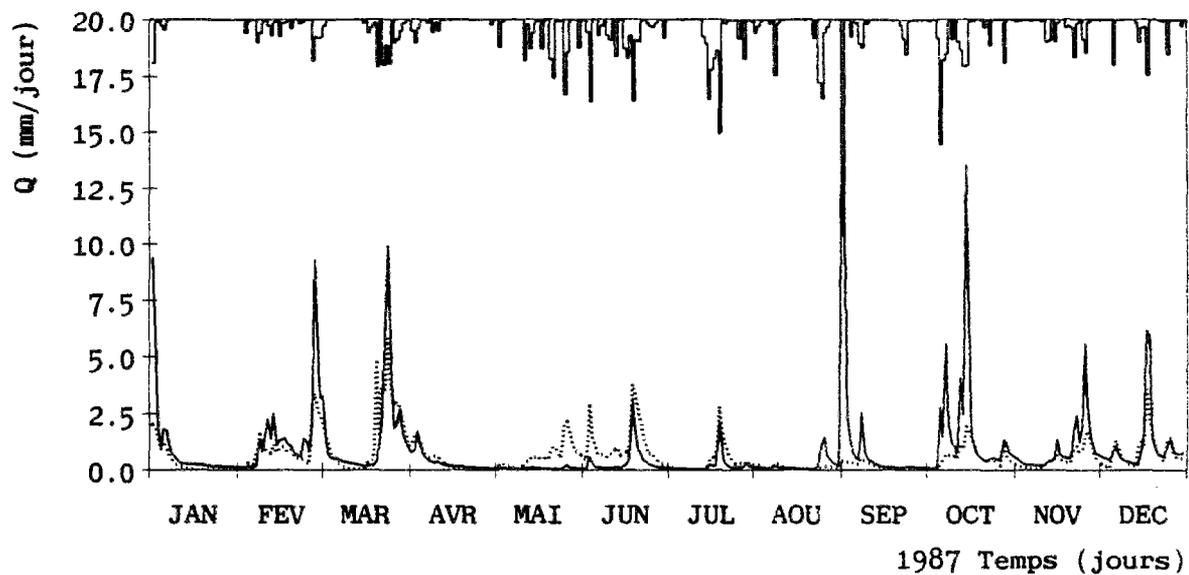


Figure B1.1 (suite) : Débits observés et simulés par le modèle hydrologique HSPF.

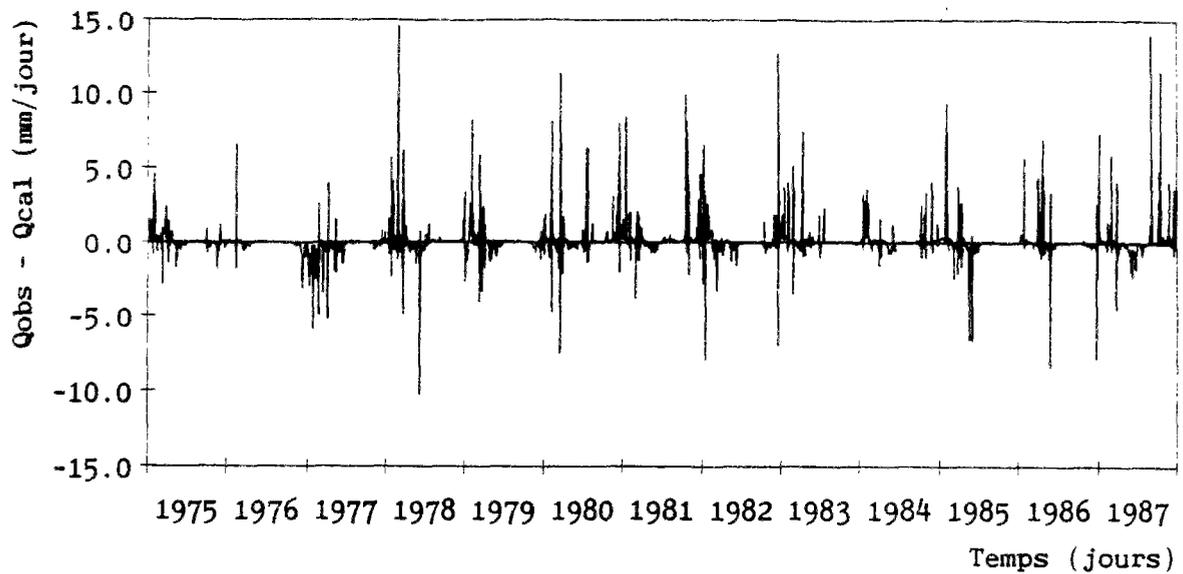


Figure B1.2 : Erreurs absolues sur les débits journaliers simulés par le modèle hydrologique HSPF.

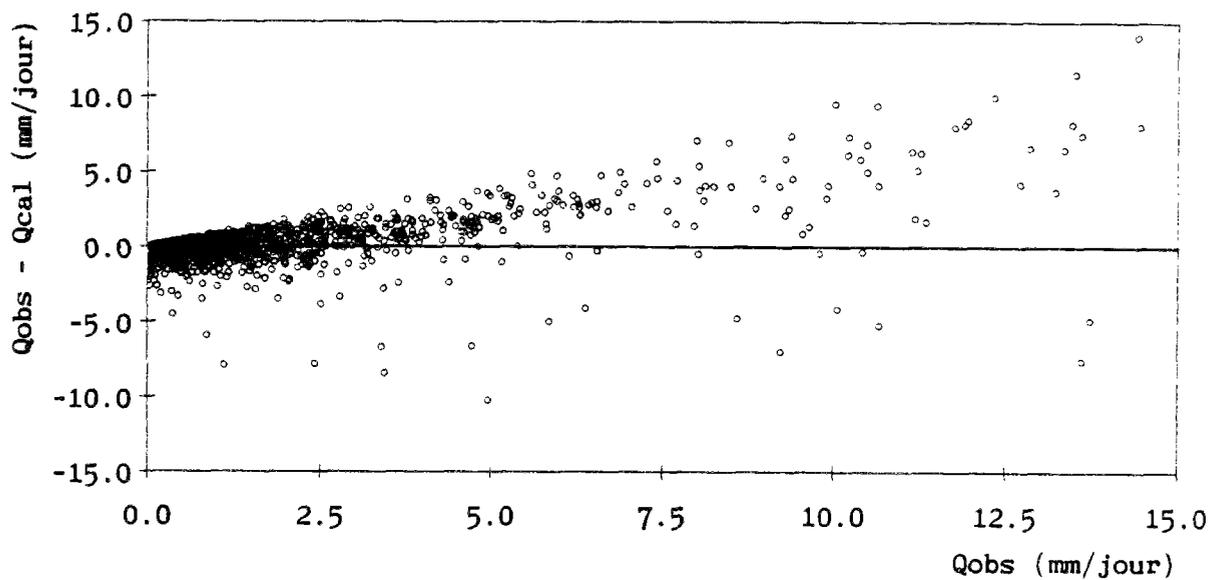


Figure B1.3 : Erreurs absolues sur les débits journaliers simulés par le modèle hydrologique HSPF en fonction des débits observés.

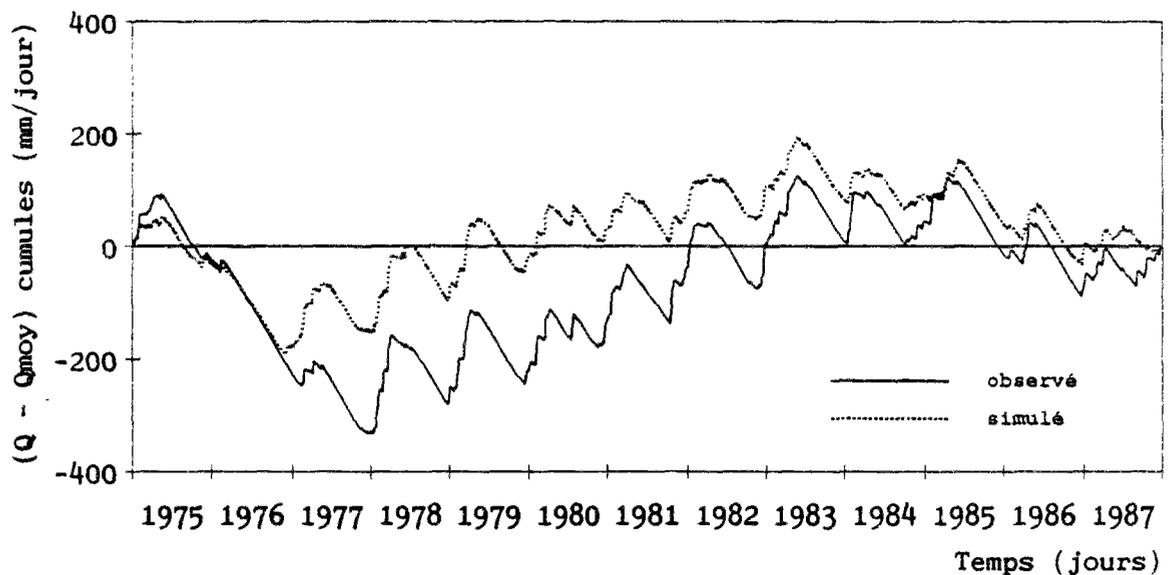


Figure B1.4 : Cumuls des débits observés et simulés moins les moyennes, modèle hydrologique HSPF.

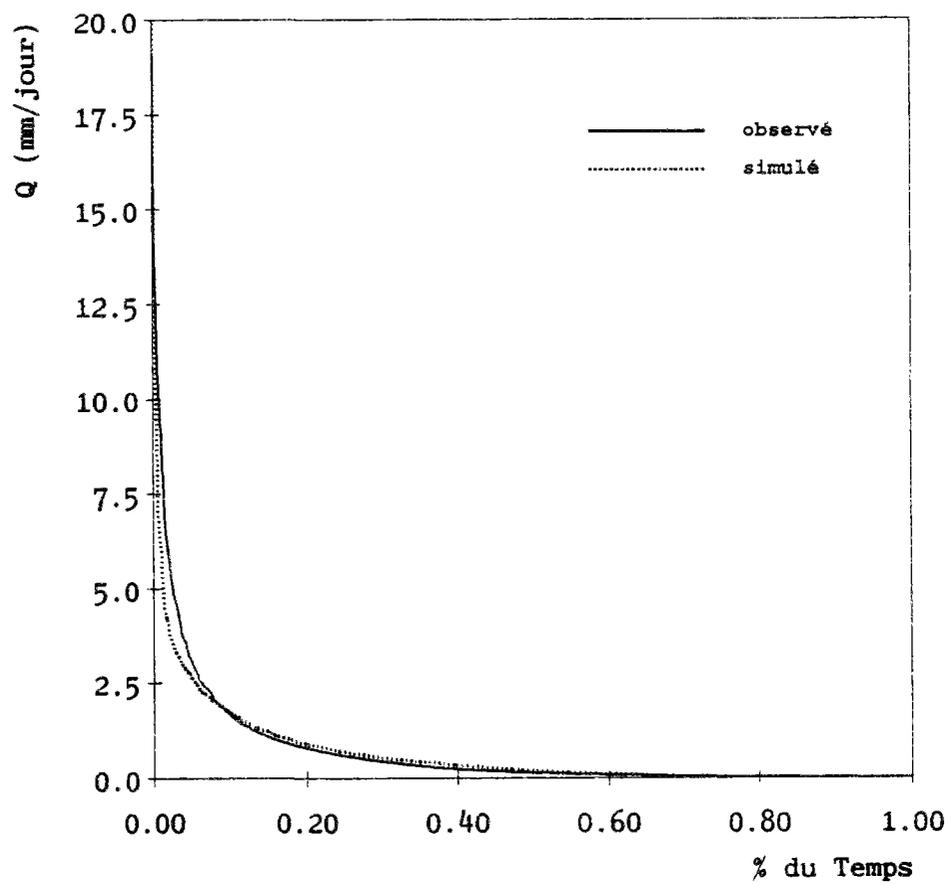


Figure B1.5 : Fréquences cumulées des débits observés et simulés par le modèle hydrologique HSPF.

B2

MODELE ÉROSION HSPF

Observation : Les histogrammes représentés dans la partie supérieure des graphiques de concentrations et de flux correspondent aux hydrogrammes des débits moyens journaliers (1 cm = 10 mm/jour).

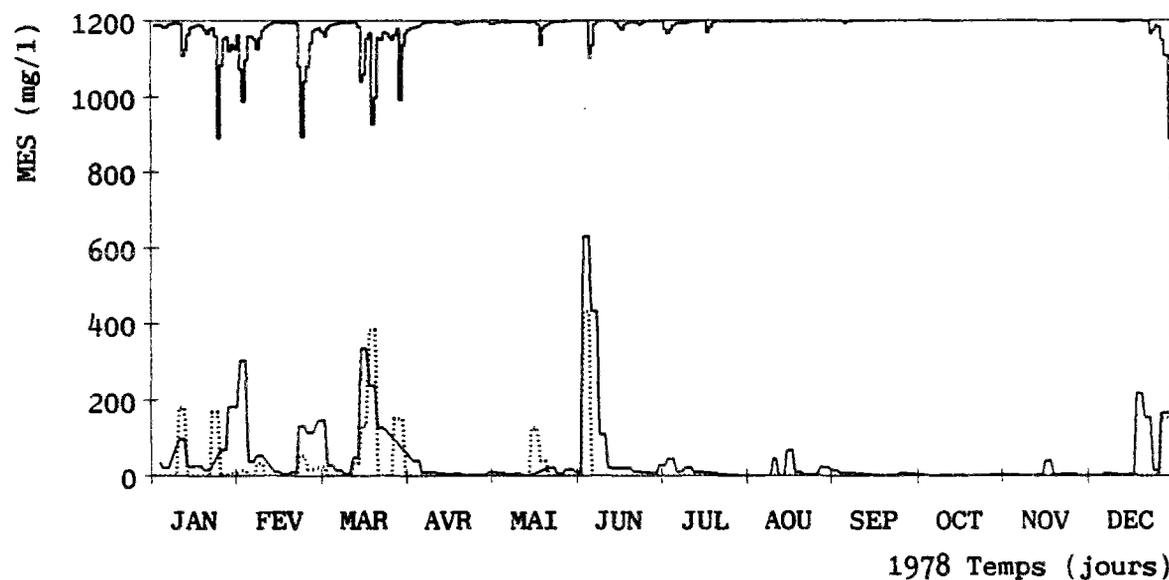
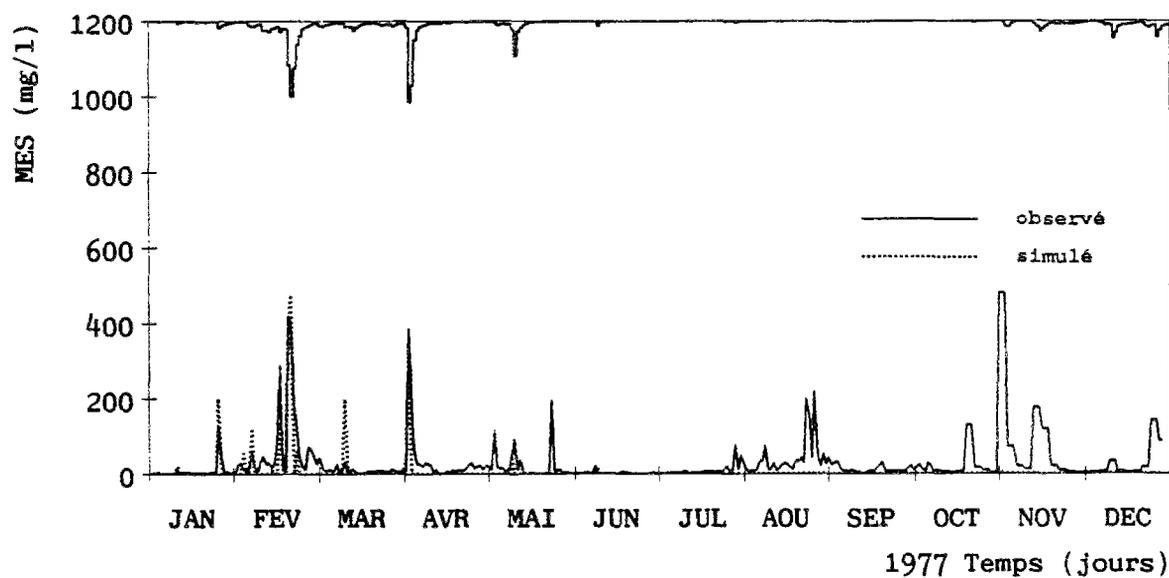
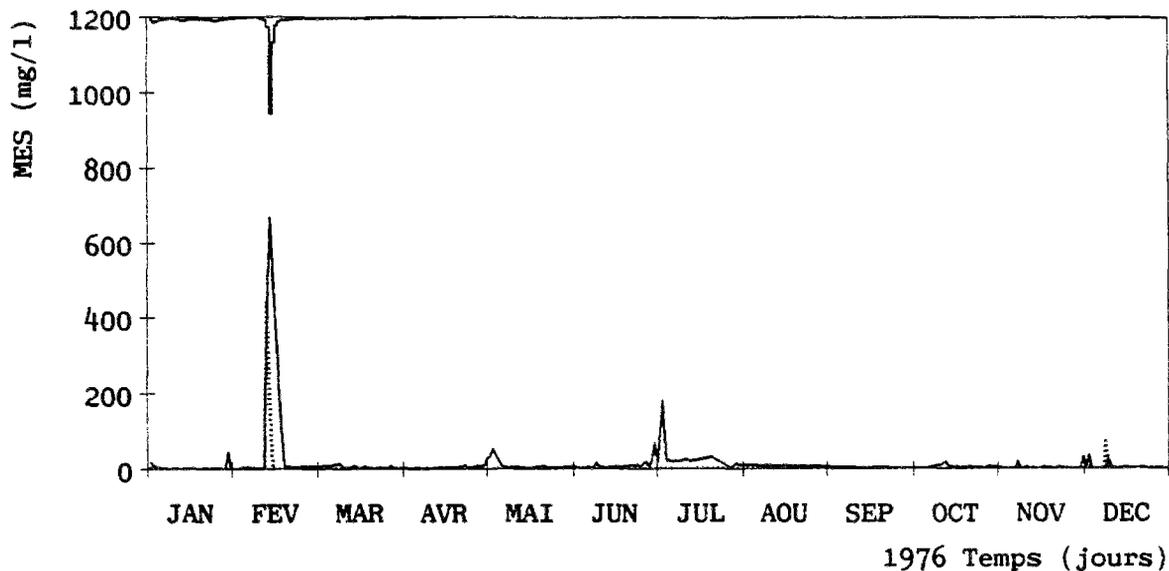


Figure B2.1 : Concentrations moyennes journalières de MES observées et simulées par le modèle érosion HSPF.

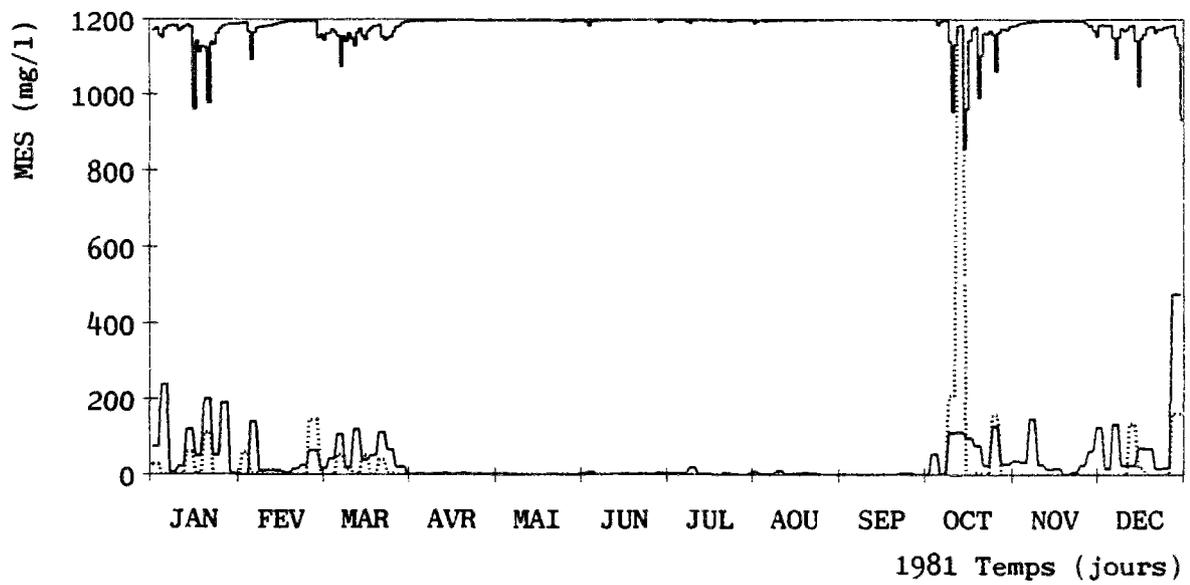
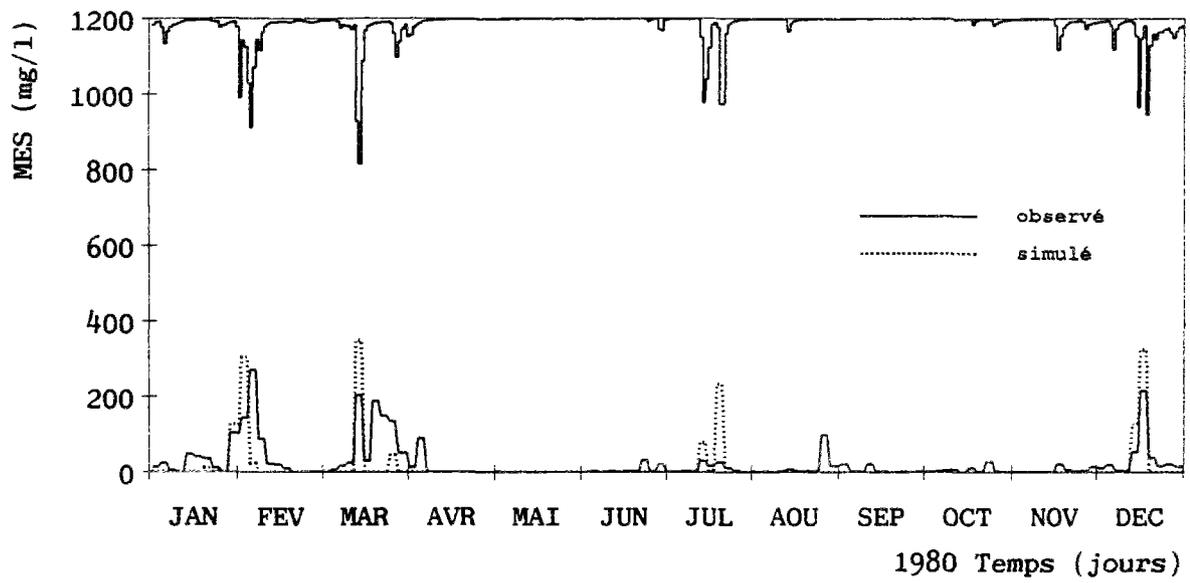
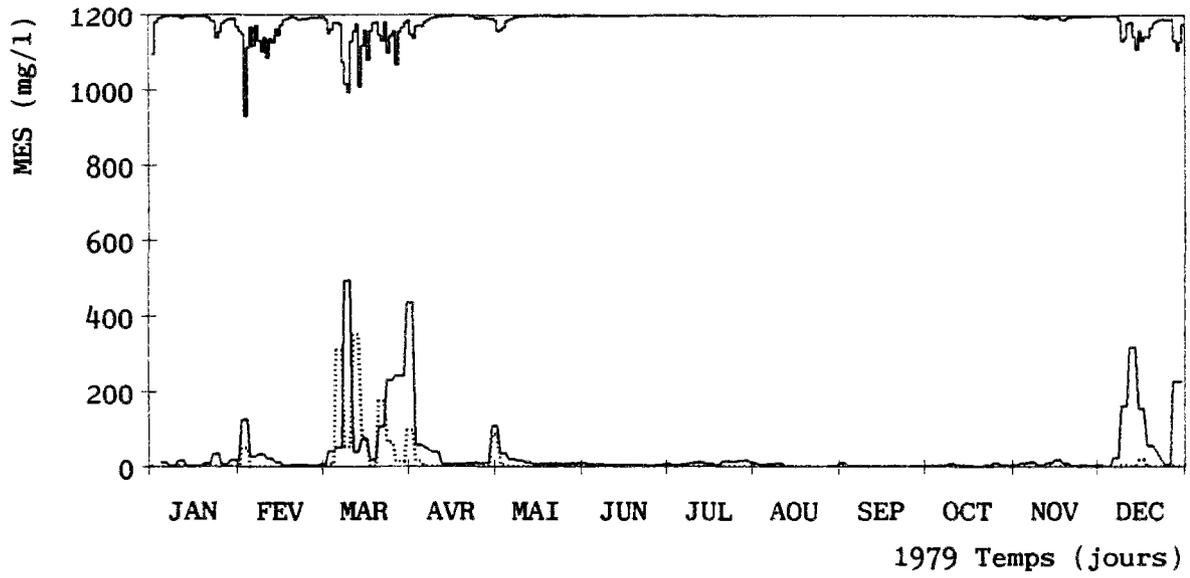


Figure B2.1 (suite) : Concentrations moyennes journalières de MES observées et simulées par le modèle érosion HSPF.

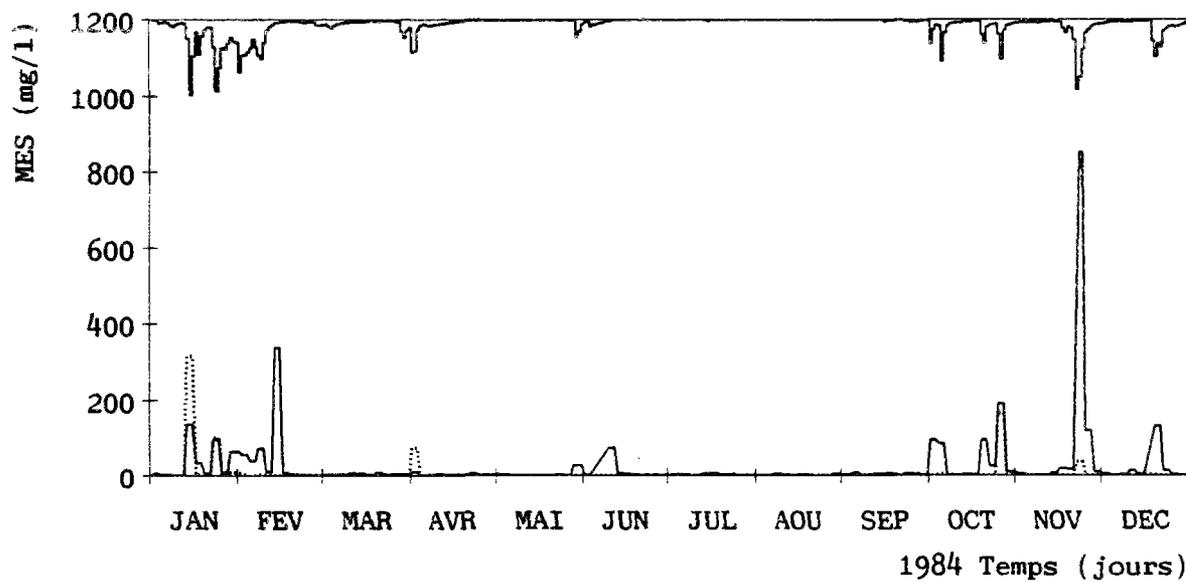
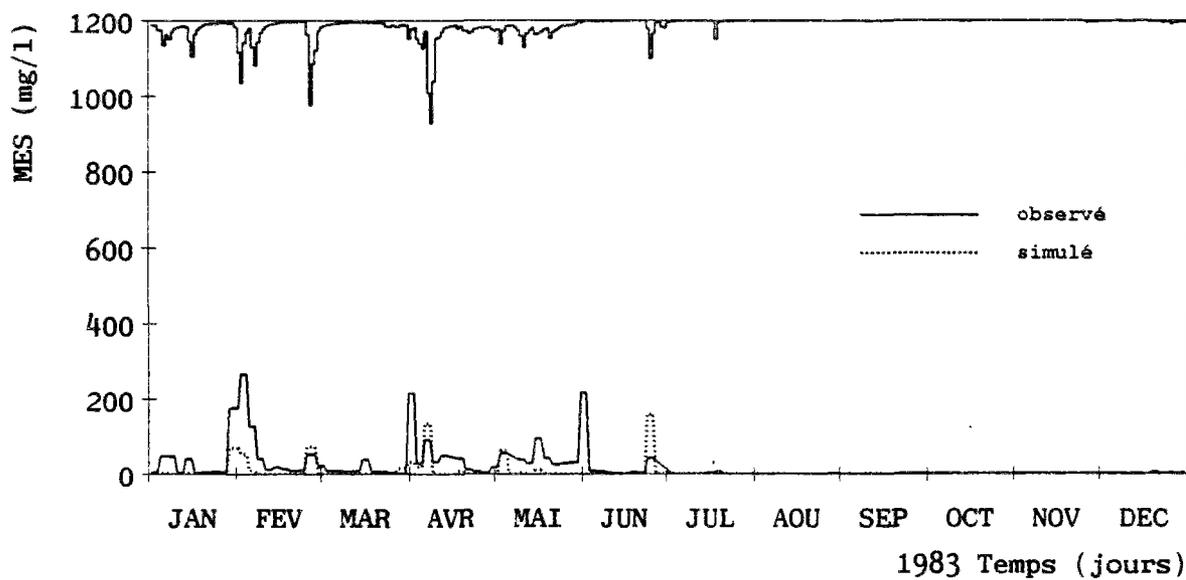
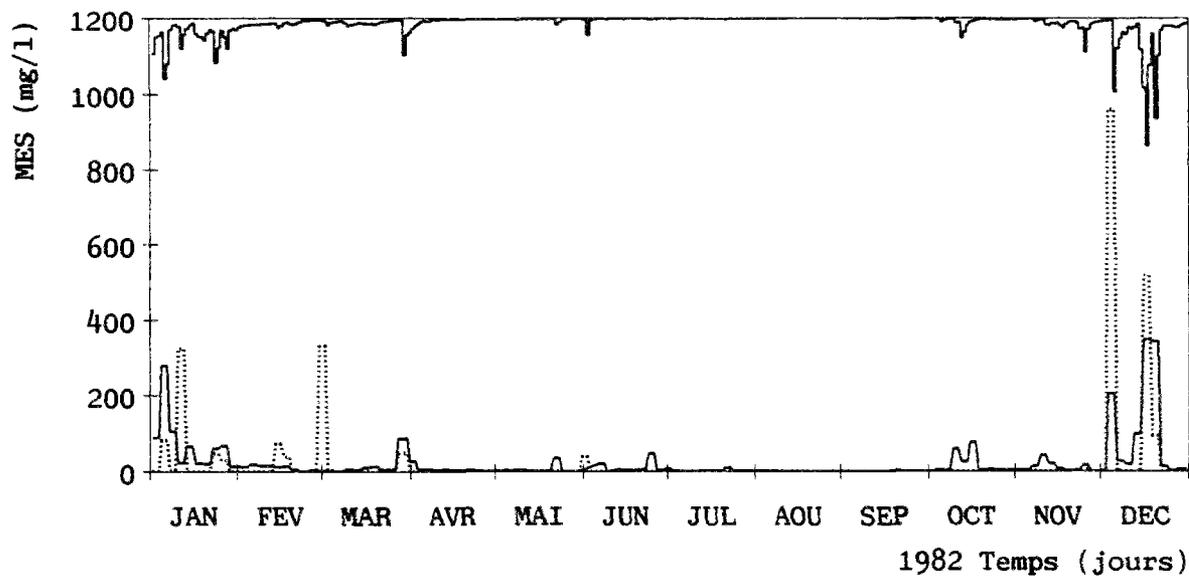


Figure B2.1 (suite) : Concentrations moyennes journalières de MES observées et simulées par le modèle érosion HSPF.

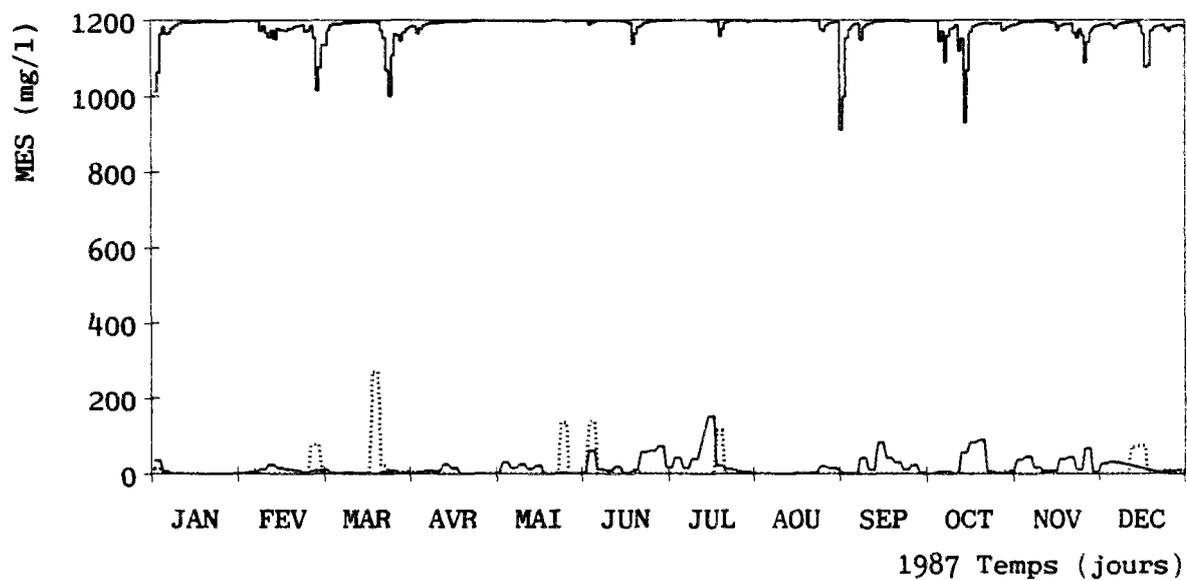
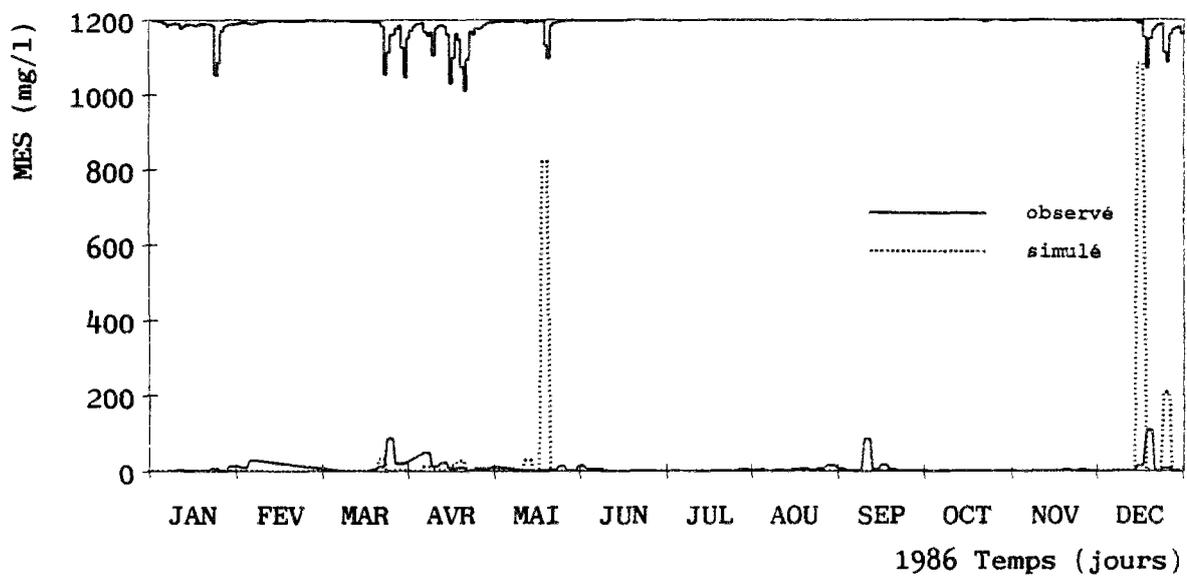
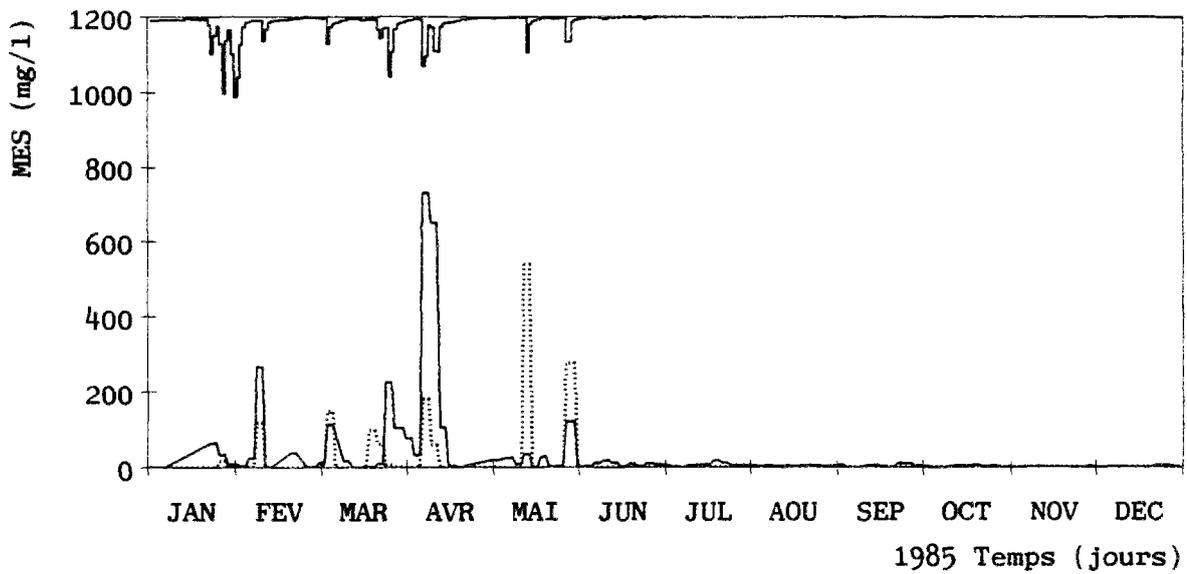


Figure B2.1 (suite) : Concentrations moyennes journalières de MES observées et simulées par le modèle érosion HSPF.

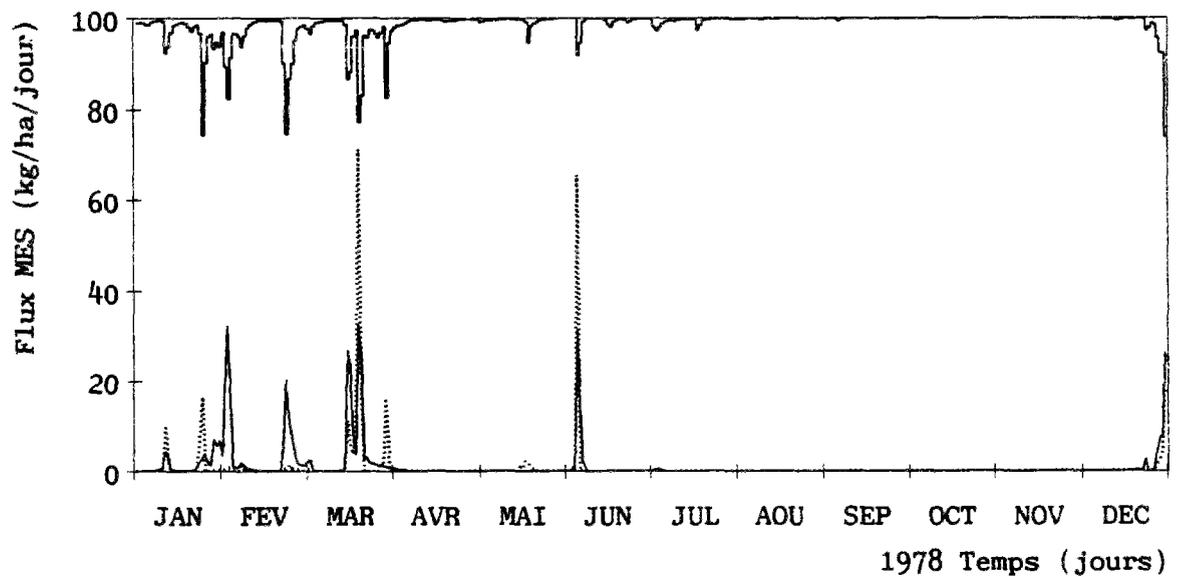
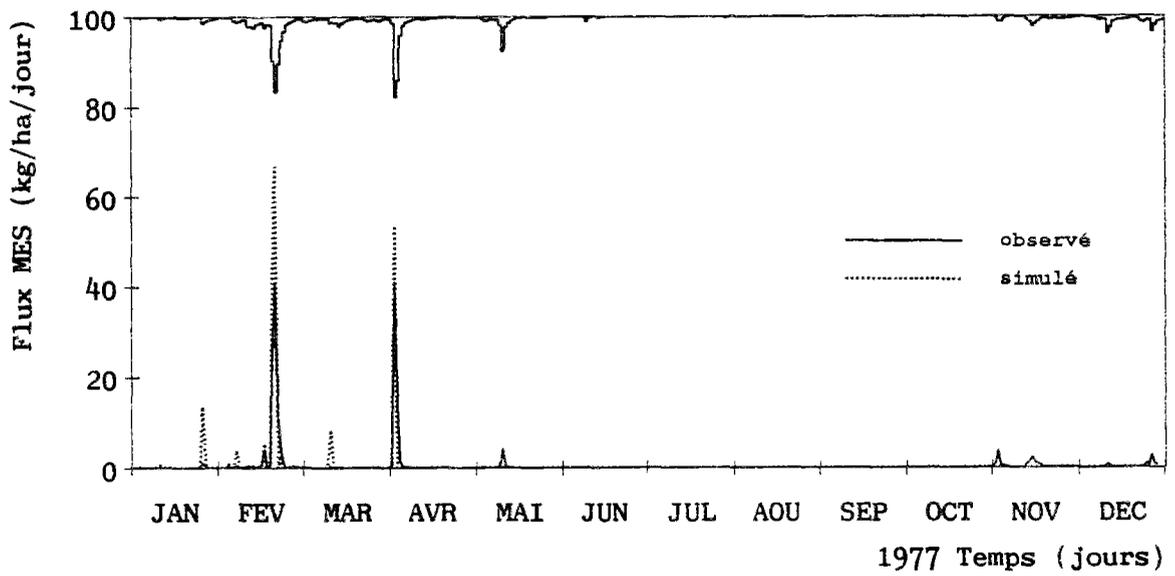
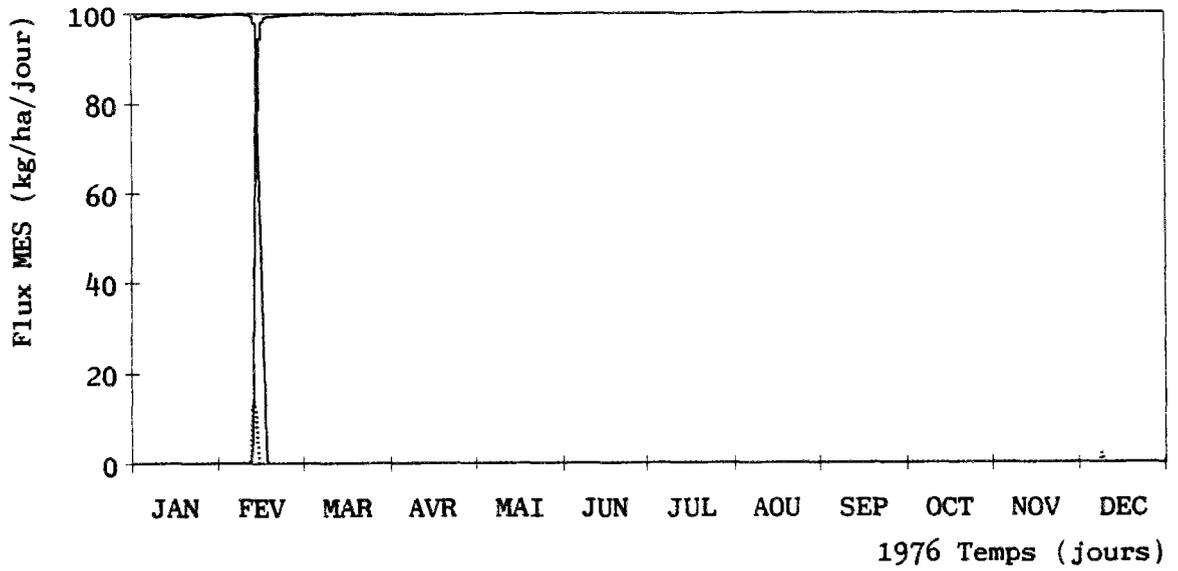


Figure B2.2 : Flux moyens journaliers de MES observés et simulés par le modèle érosion HSPF.

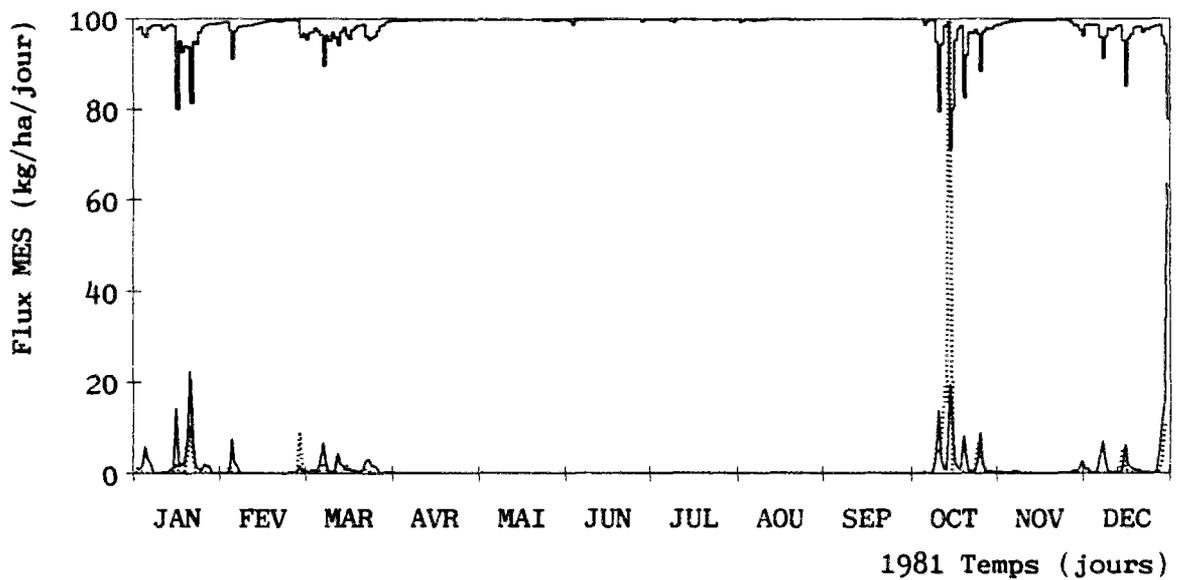
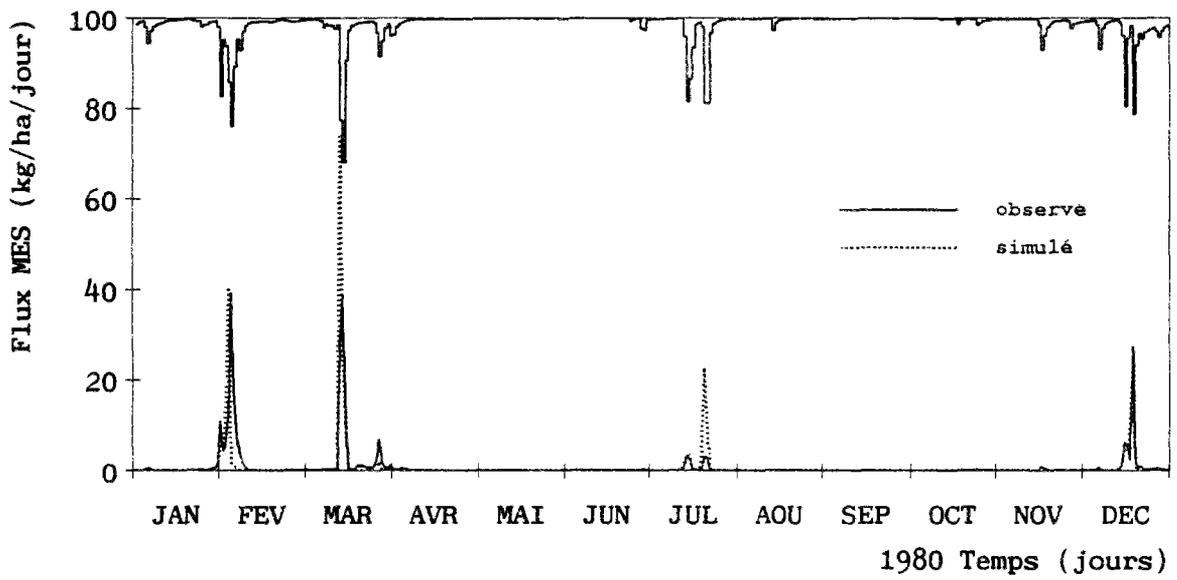
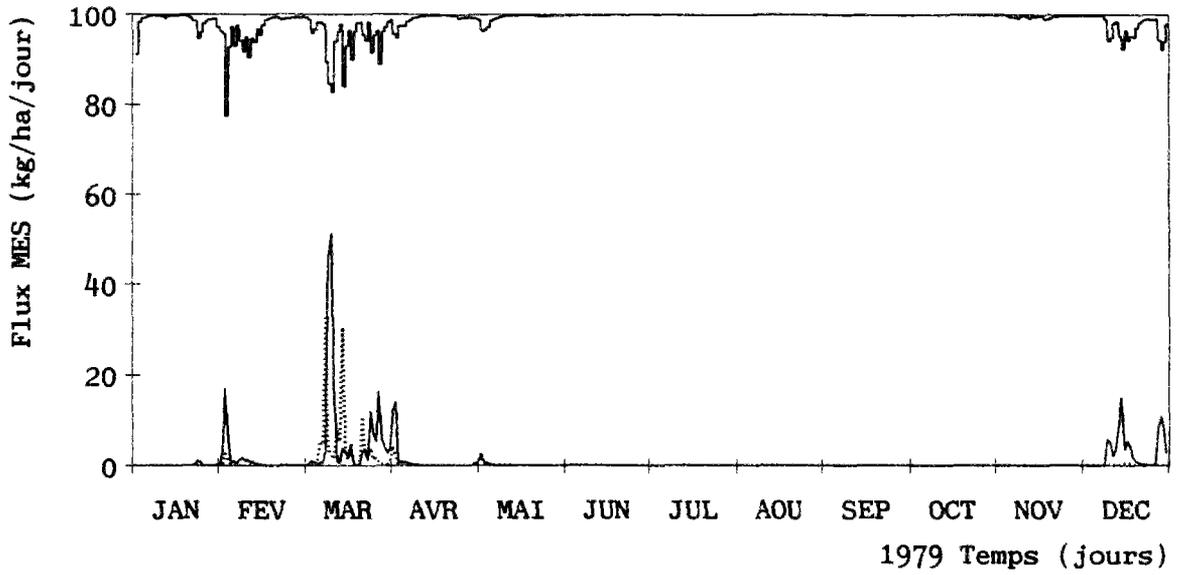


Figure B2.2 (suite) : Flux moyens journaliers de MES observés et simulés par le modèle érosion HSPF.

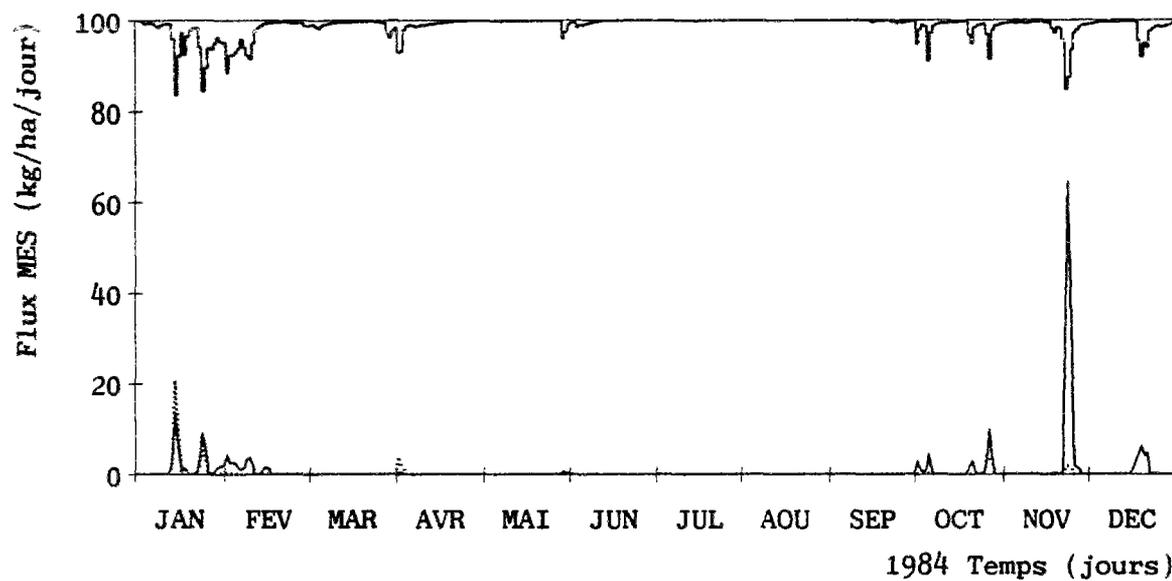
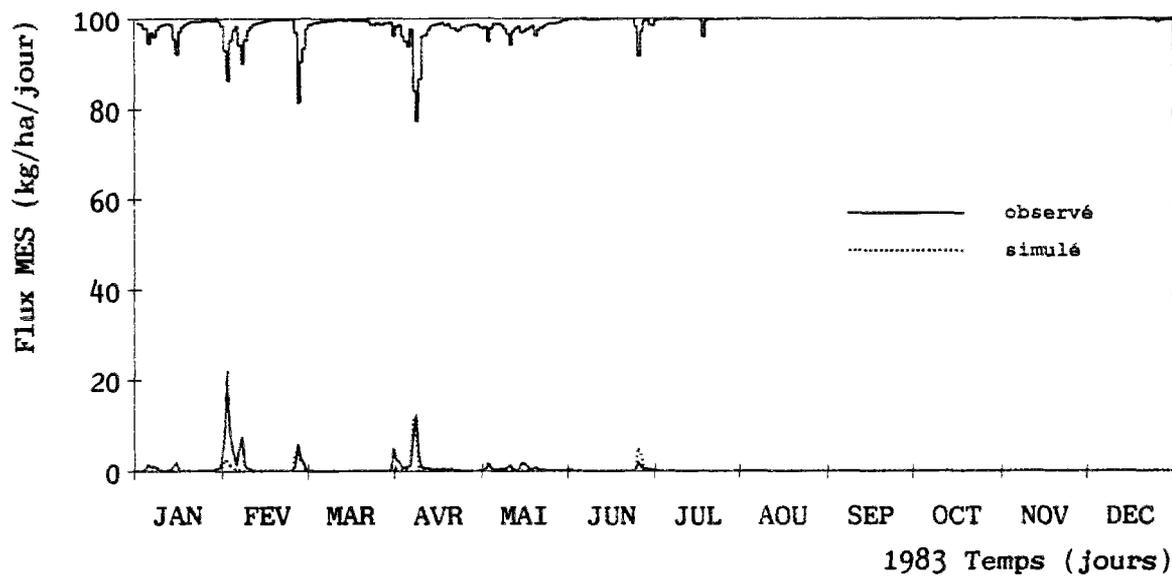
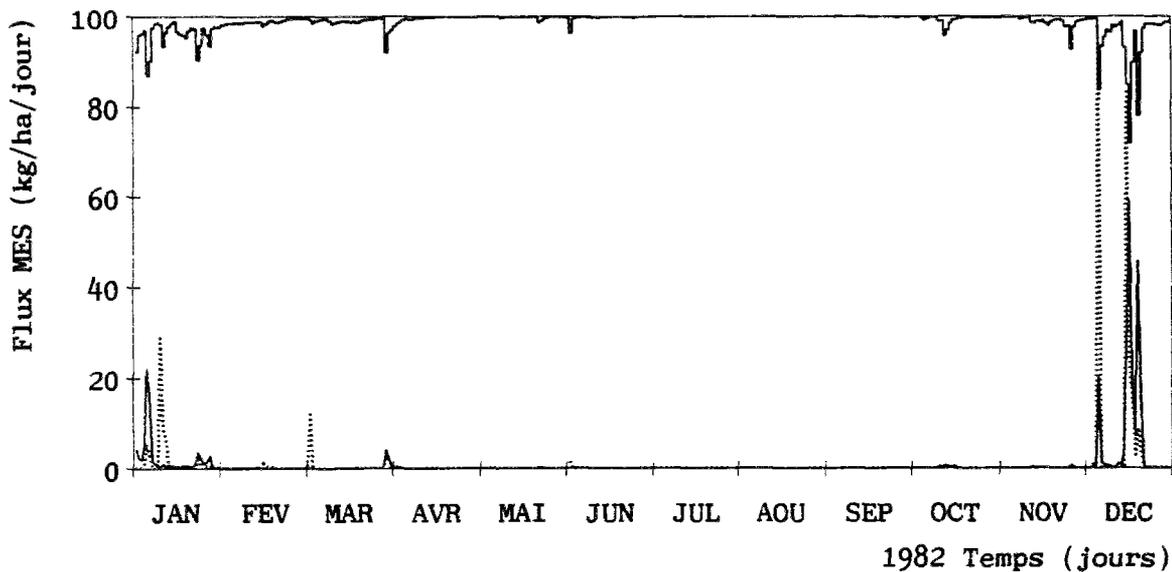


Figure B2.2 (suite) : Flux moyens journaliers de MES observés et simulés par le modèle érosion HSPF.

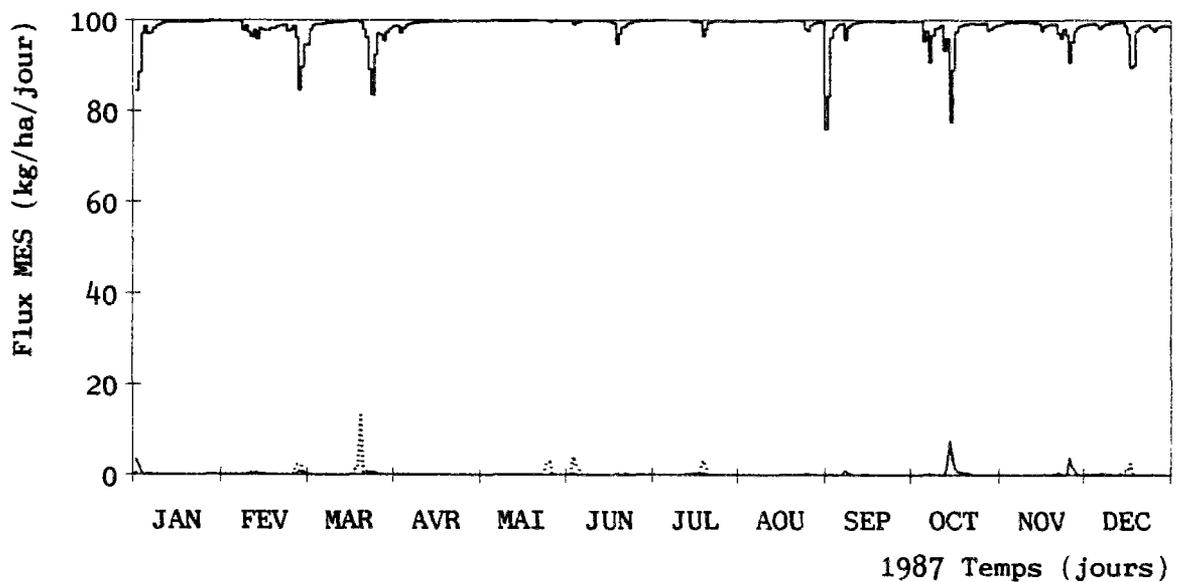
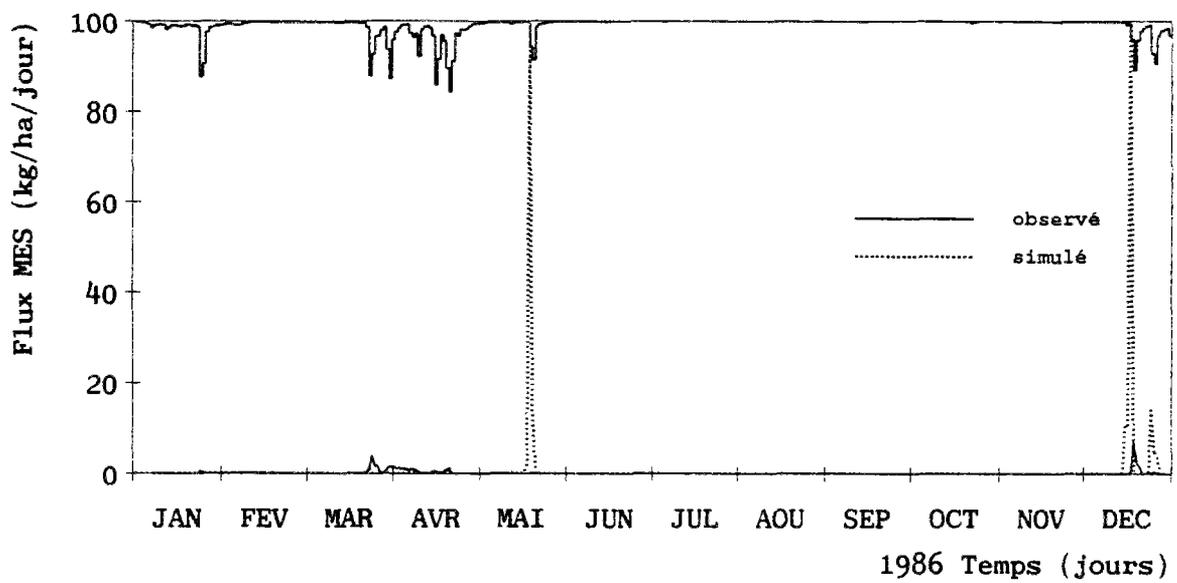
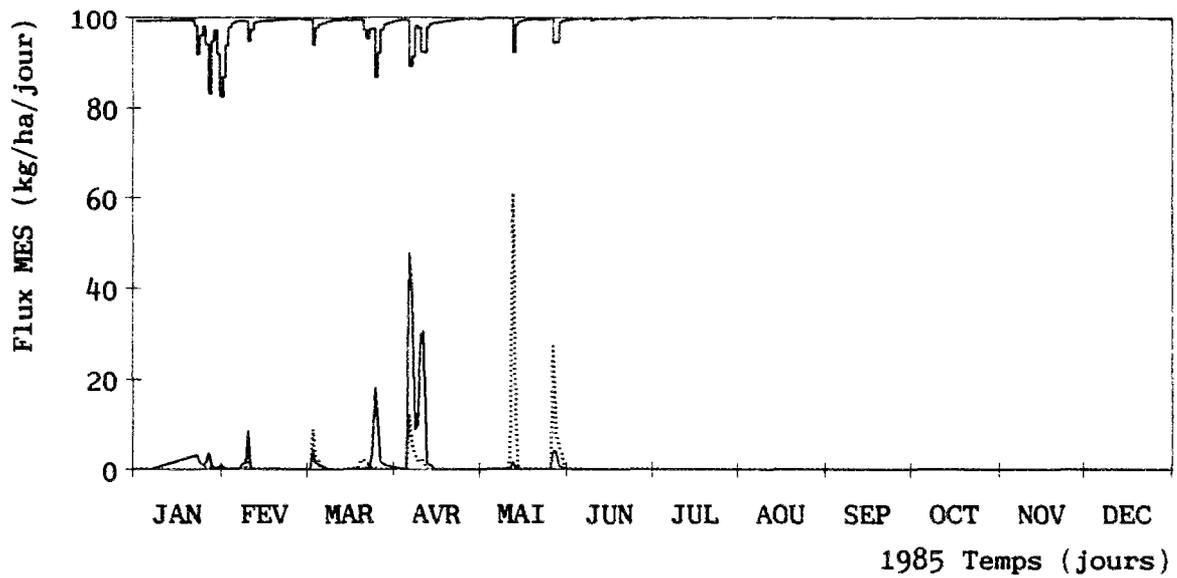


Figure B2.2 (suite) : Flux moyens journaliers de MES observés et simulés par le modèle érosion HSPF.

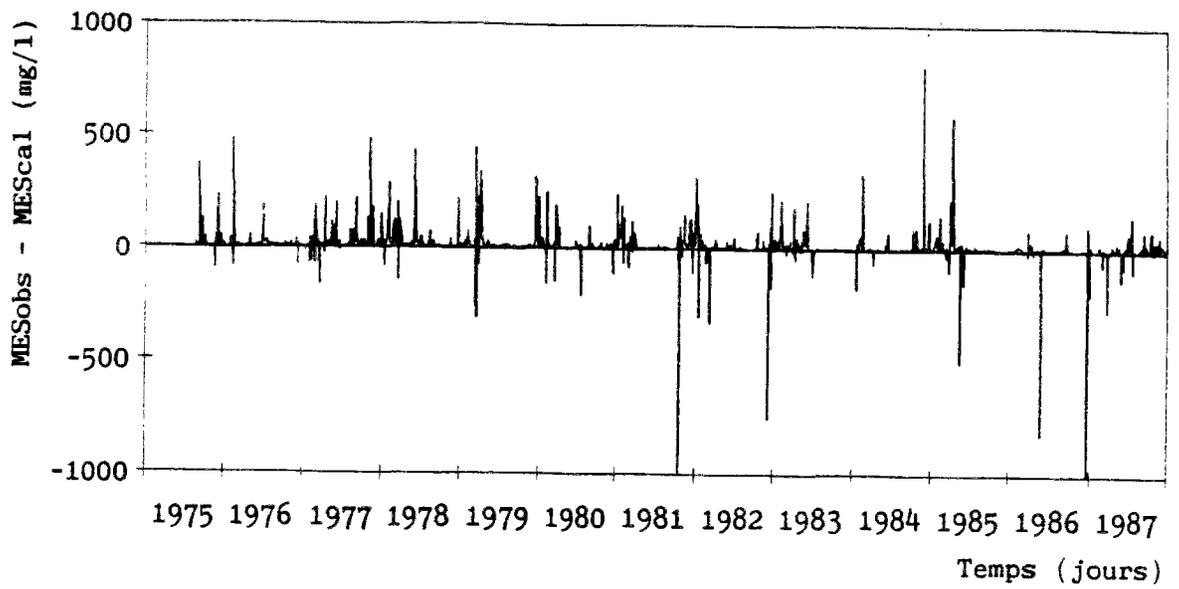


Figure B2.3 : Erreurs absolues sur les concentrations journalières de MES simulées par le modèle érosion HSPF.

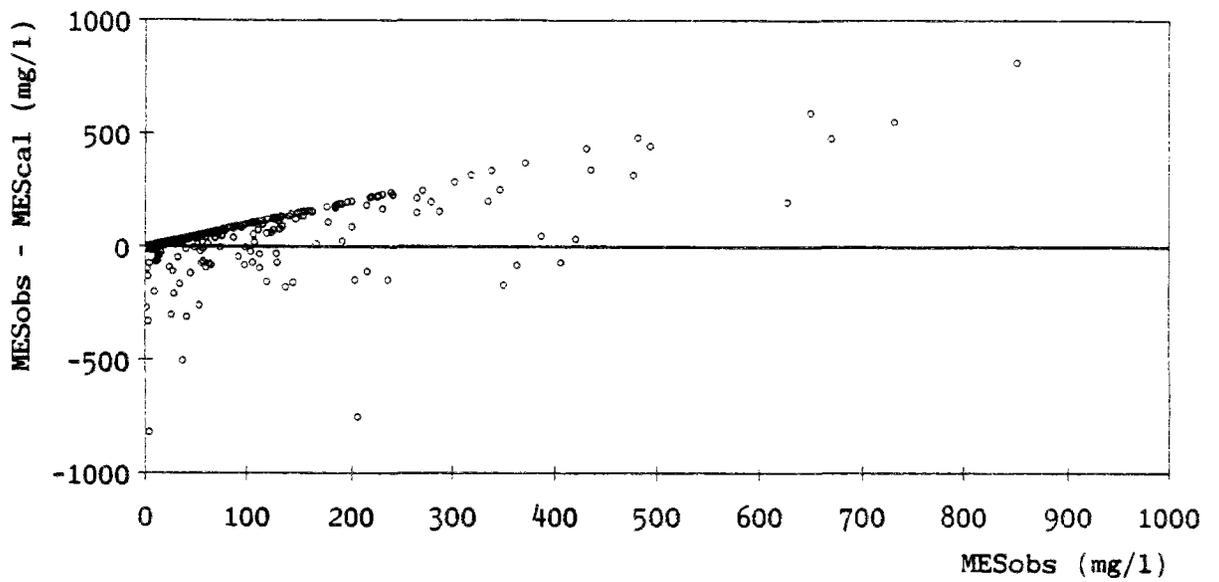


Figure B2.4 : Erreurs absolues sur les concentrations journalières de MES simulées par le modèle érosion HSPF en fonction des concentrations observées.

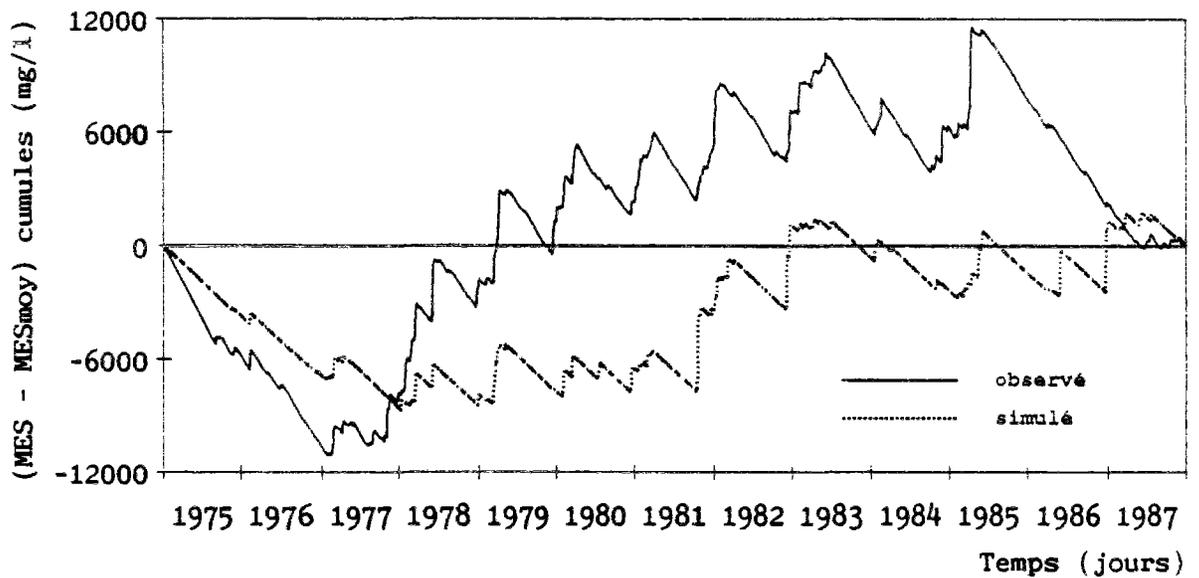


Figure B2.5 : Cumuls des concentrations de MES observées et simulées moins les moyennes, modèle érosion HSPF.

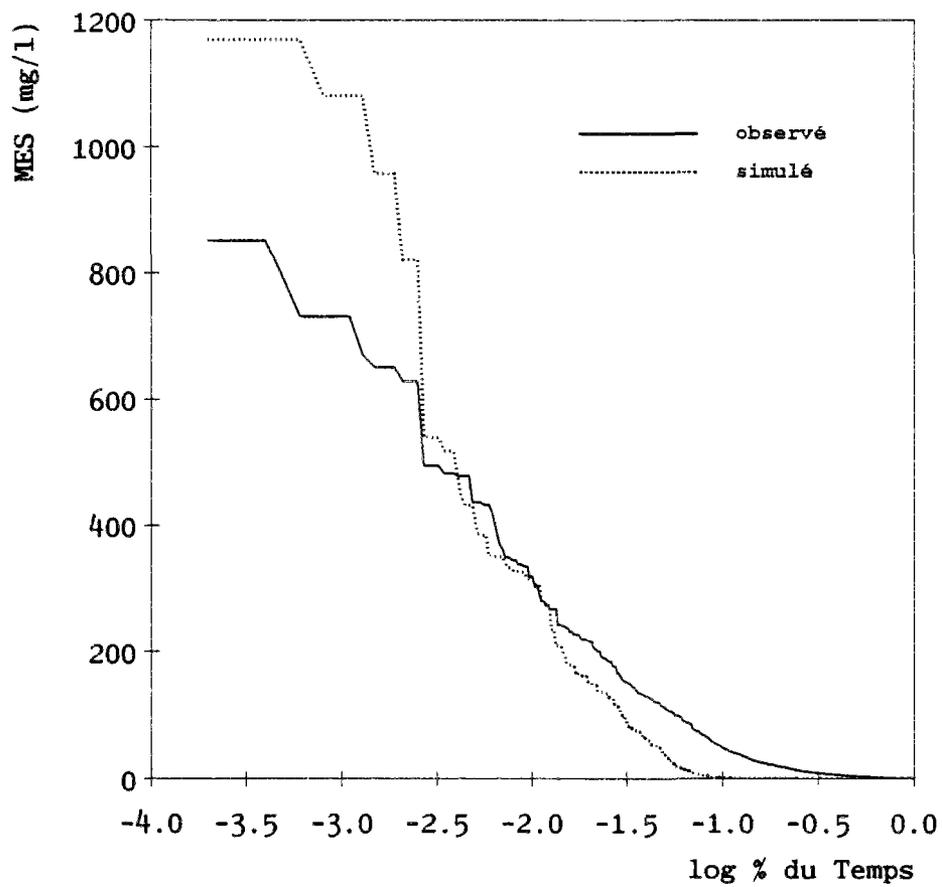


Figure B2.6 : Fréquences cumulées des concentrations de MES observées et simulées par le modèle érosion HSPF.

B3

MODELE AZOTE HSPF

Observation : Les histogrammes représentés dans la partie supérieure des graphiques de concentrations et de flux correspondent aux hydrogrammes des débits moyens journaliers (1 cm = 10 mm/jour).

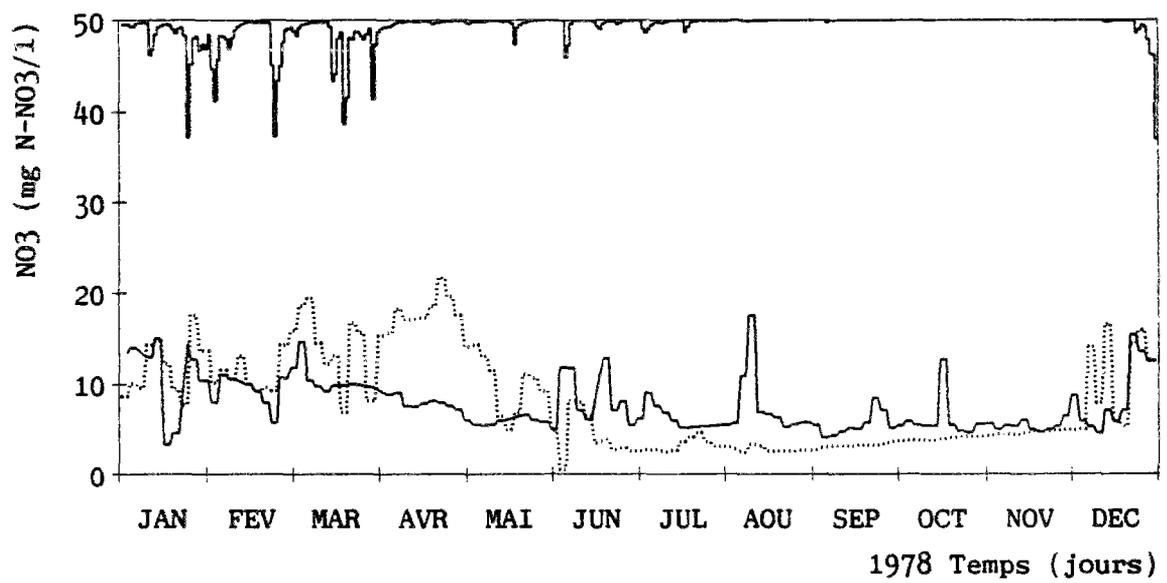
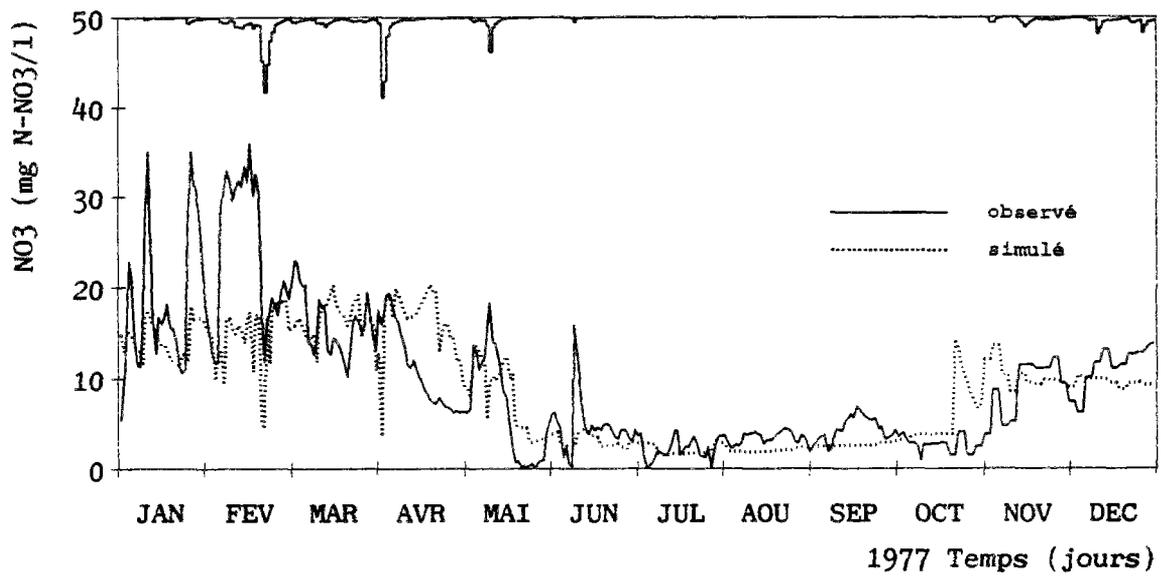
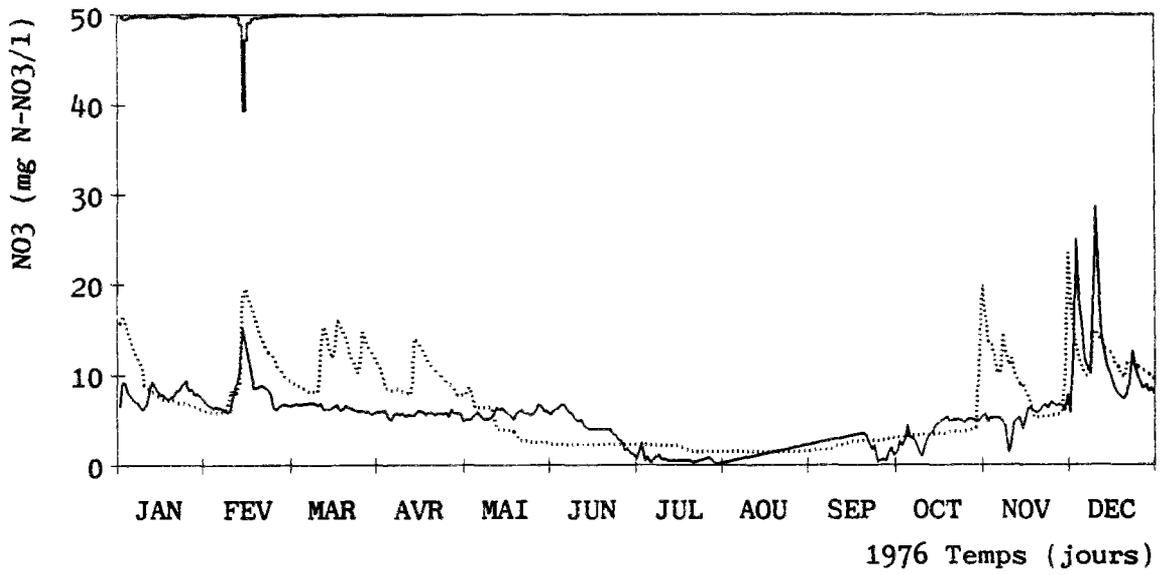


Figure B3.1 : Concentrations moyennes journalières de nitrates observées et simulées par le modèle azote HSPF.

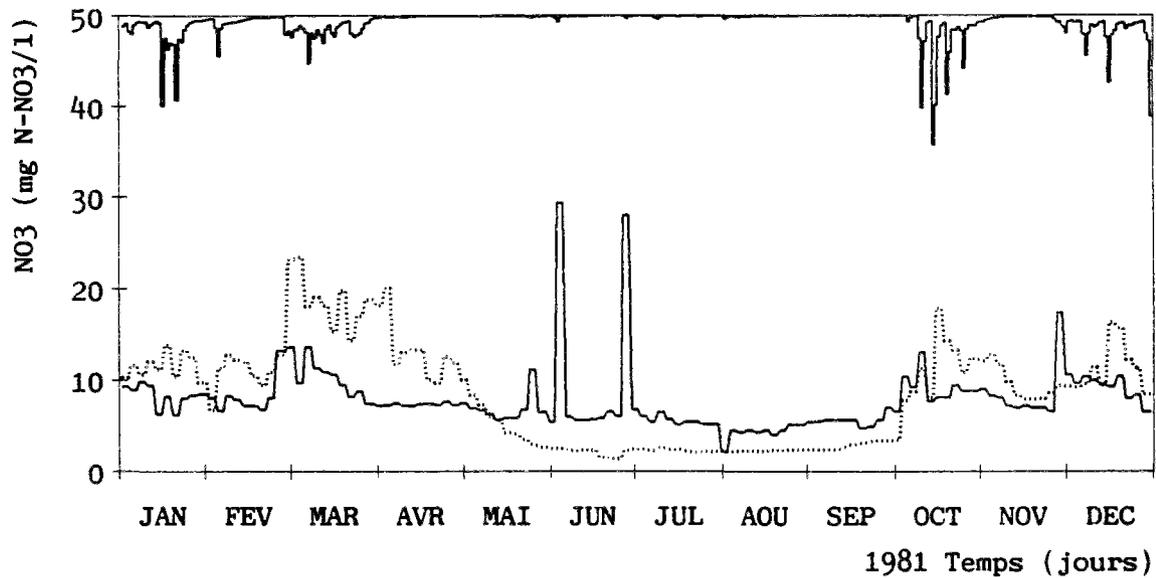
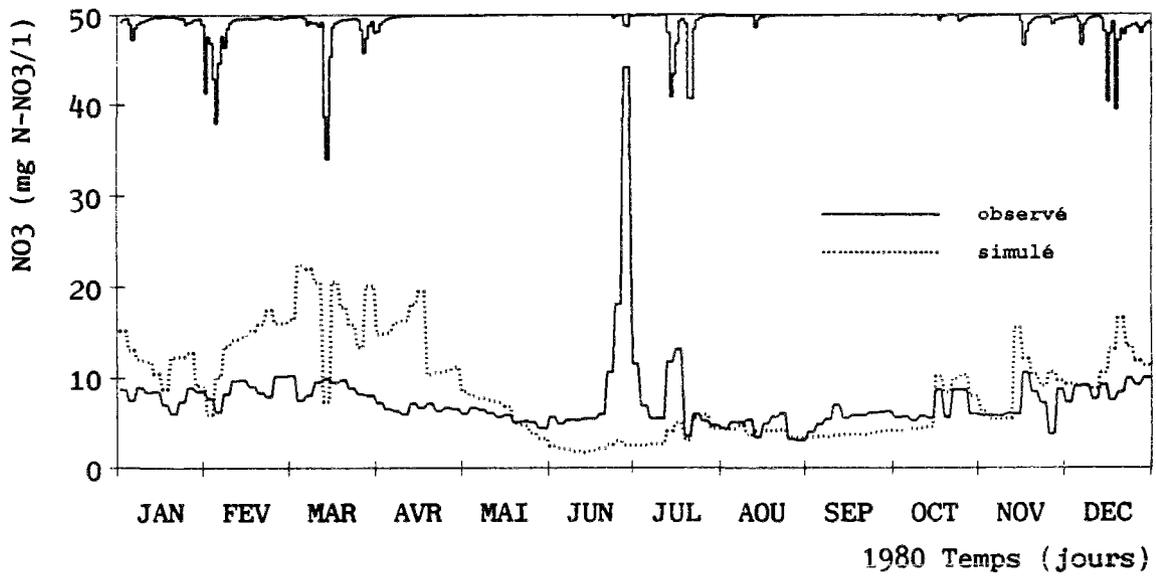
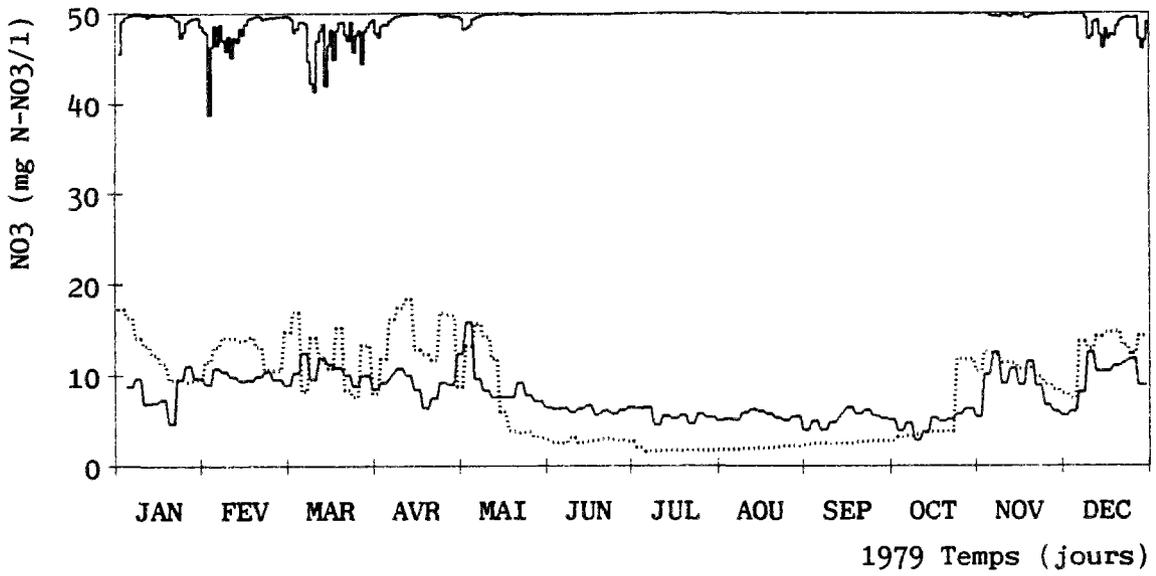


Figure B3.1 (suite) : Concentrations moyennes journalières de nitrates observées et simulées par le modèle azote HSPF.

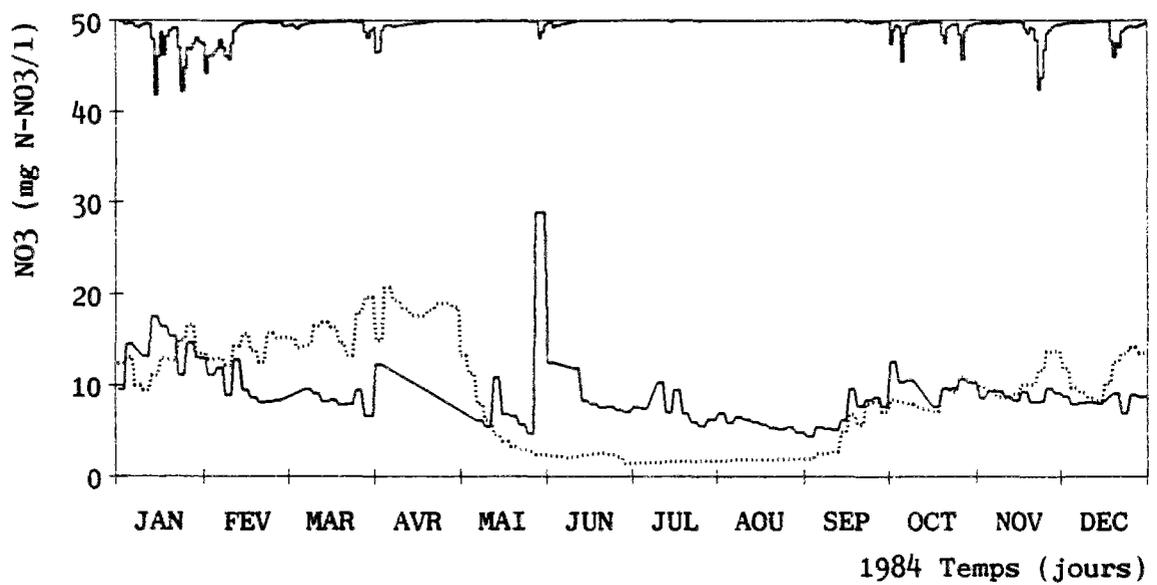
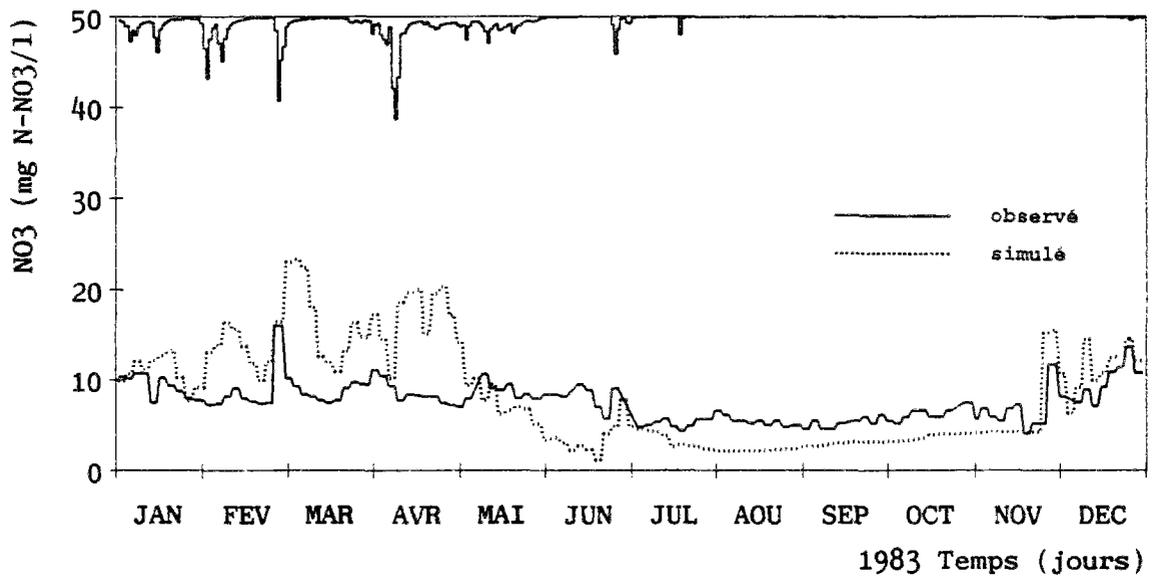
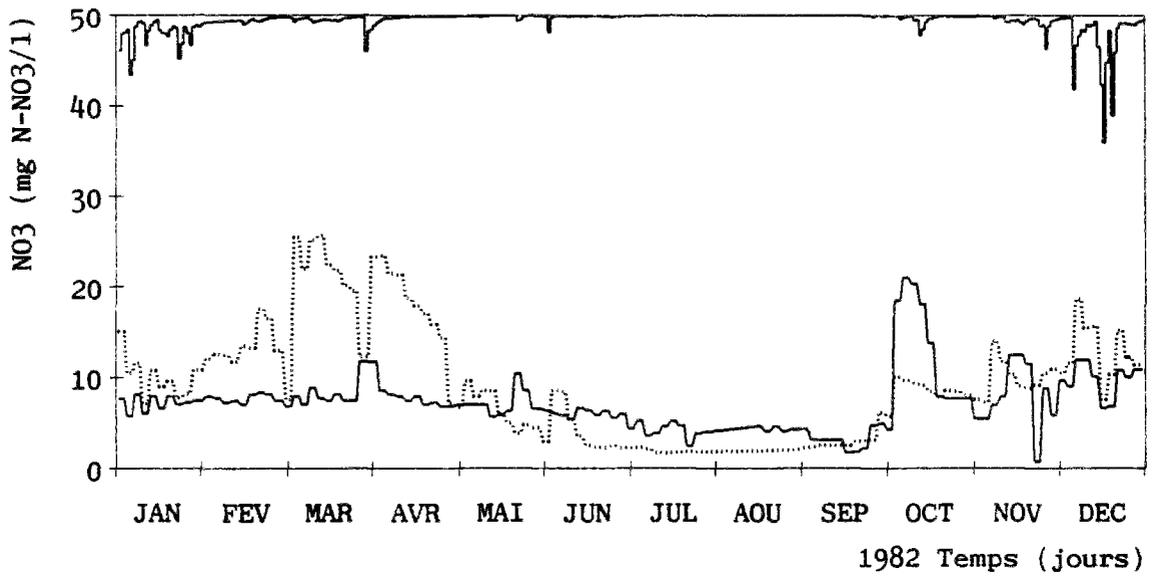


Figure B3.1 (suite) : Concentrations moyennes journalières de nitrates observées et simulées par le modèle azote HSPF.

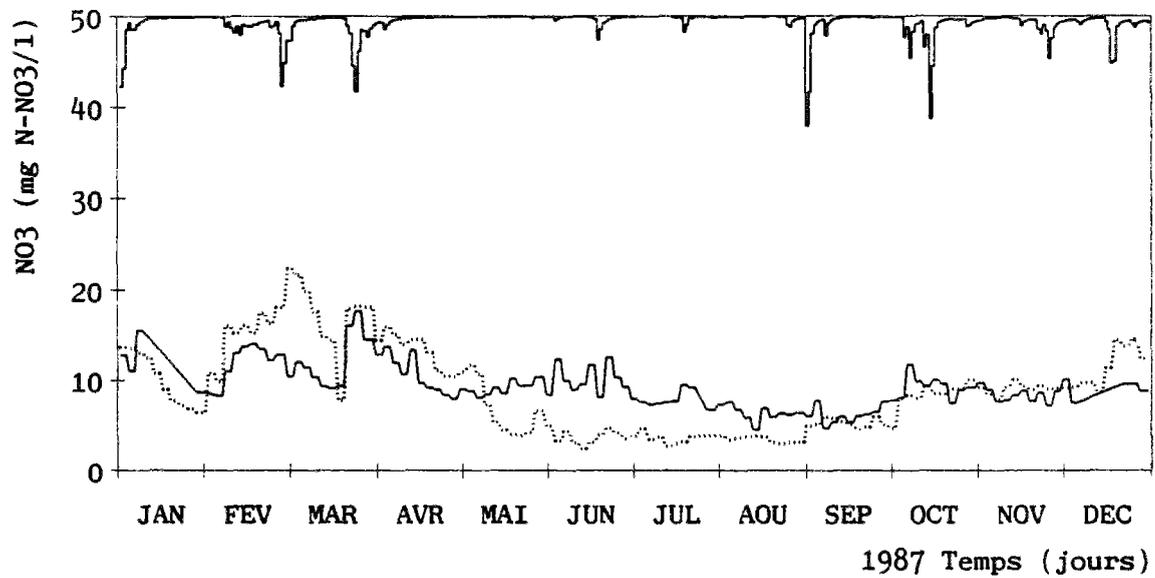
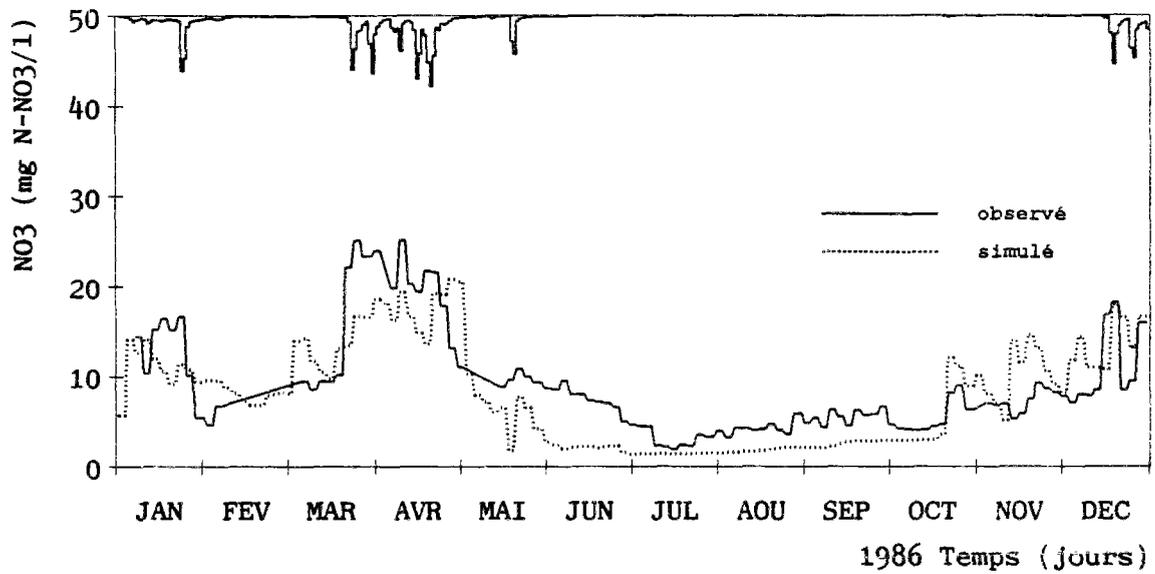
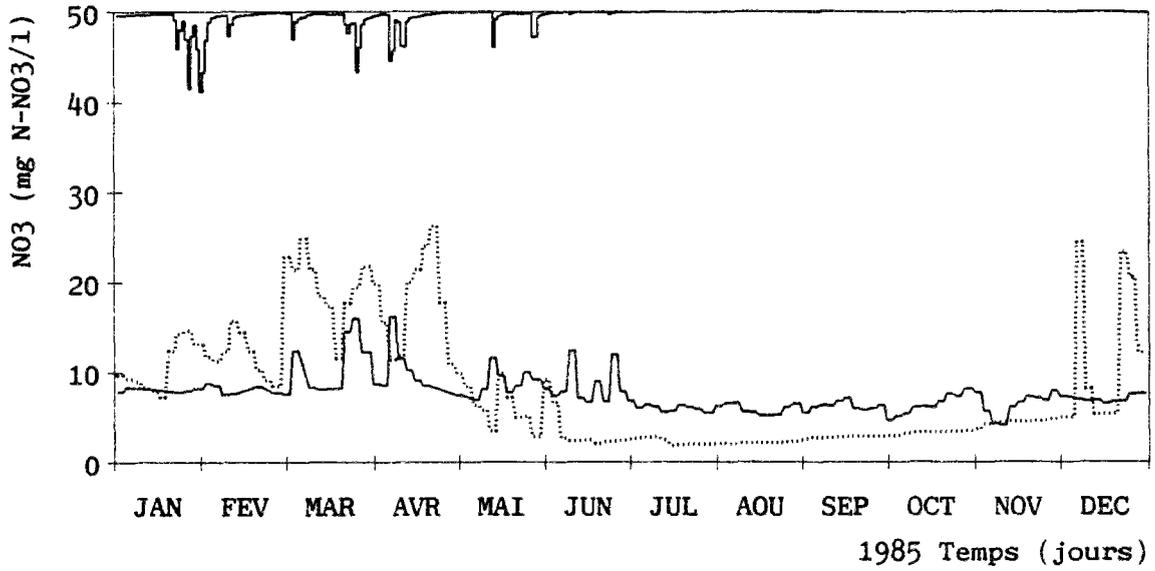


Figure B3.1 (suite) : Concentrations moyennes journalières de nitrates observées et simulées par le modèle azote HSPF.

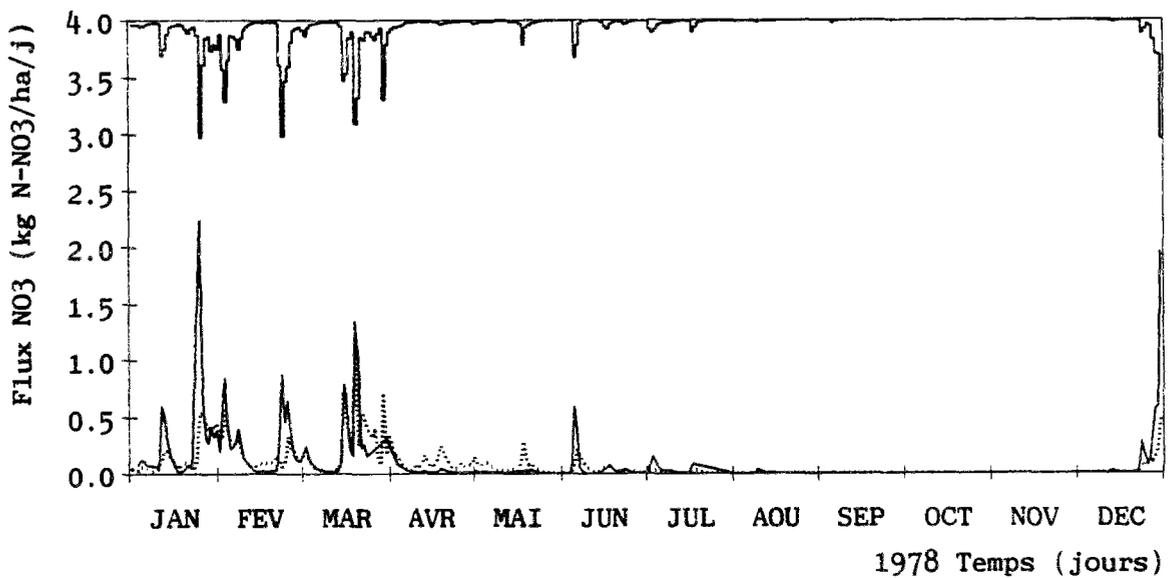
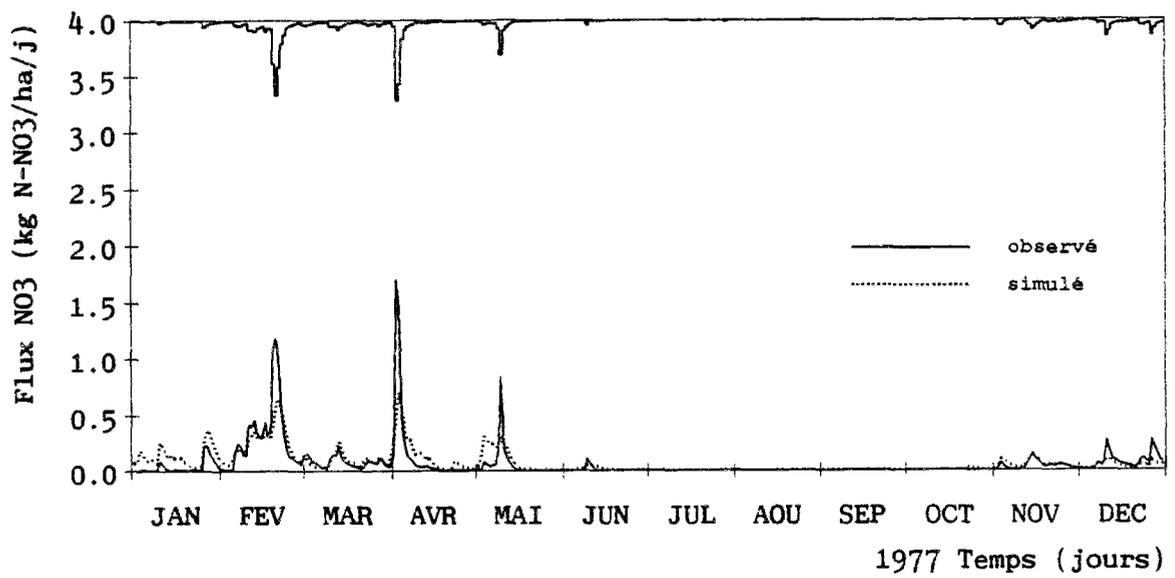
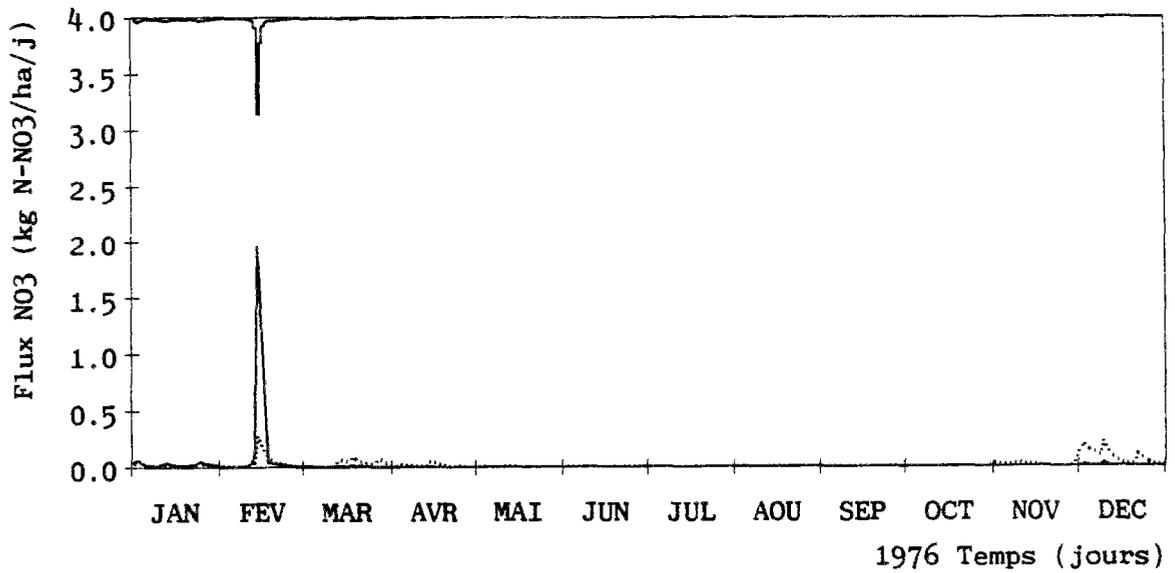


Figure B3.2 : Flux moyens journaliers de nitrates observés et simulés par le modèle azote HSPF.

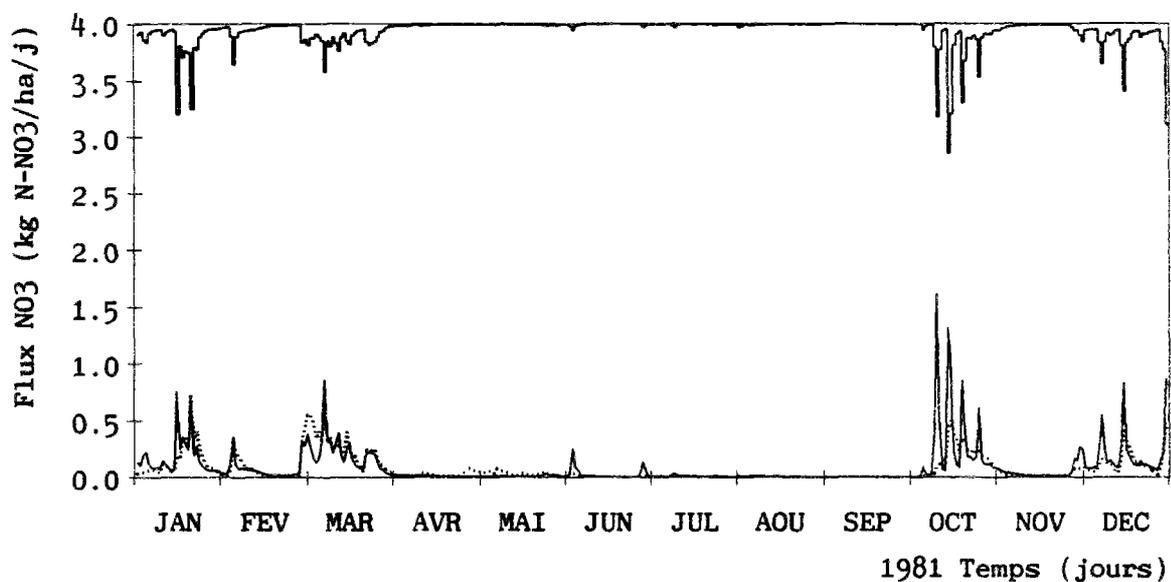
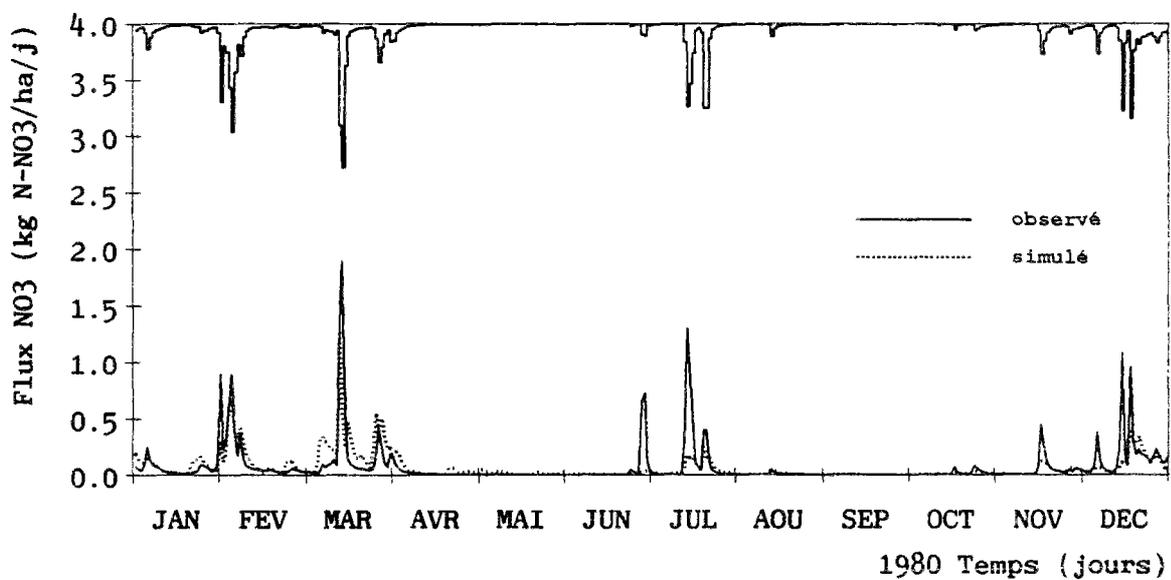
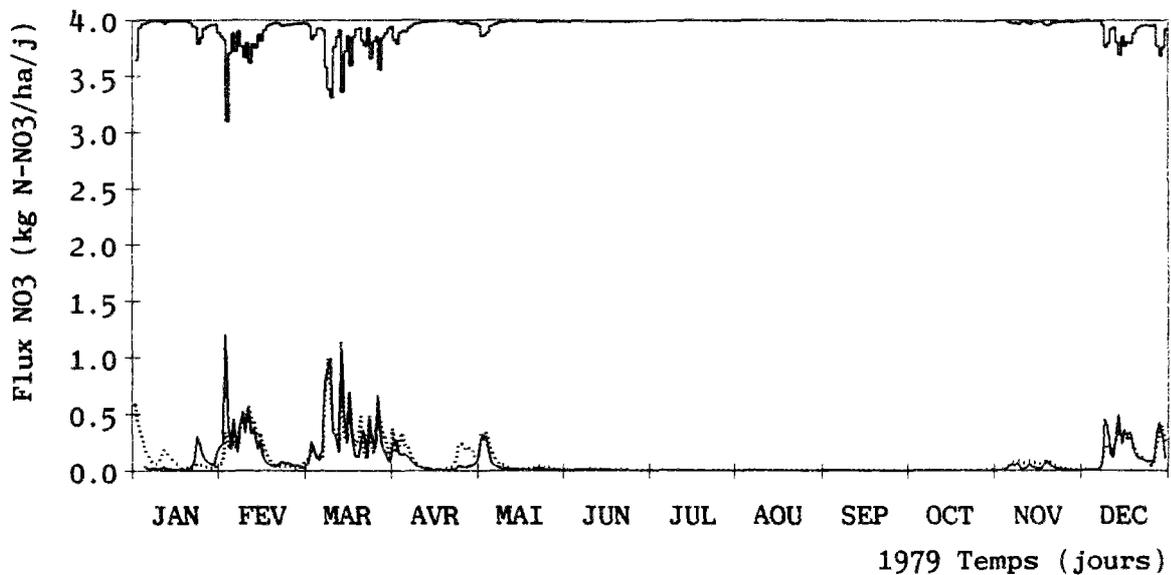


Figure B3.2 (suite) : Flux moyens journaliers de nitrates observés et simulés par le modèle azote HSPF.

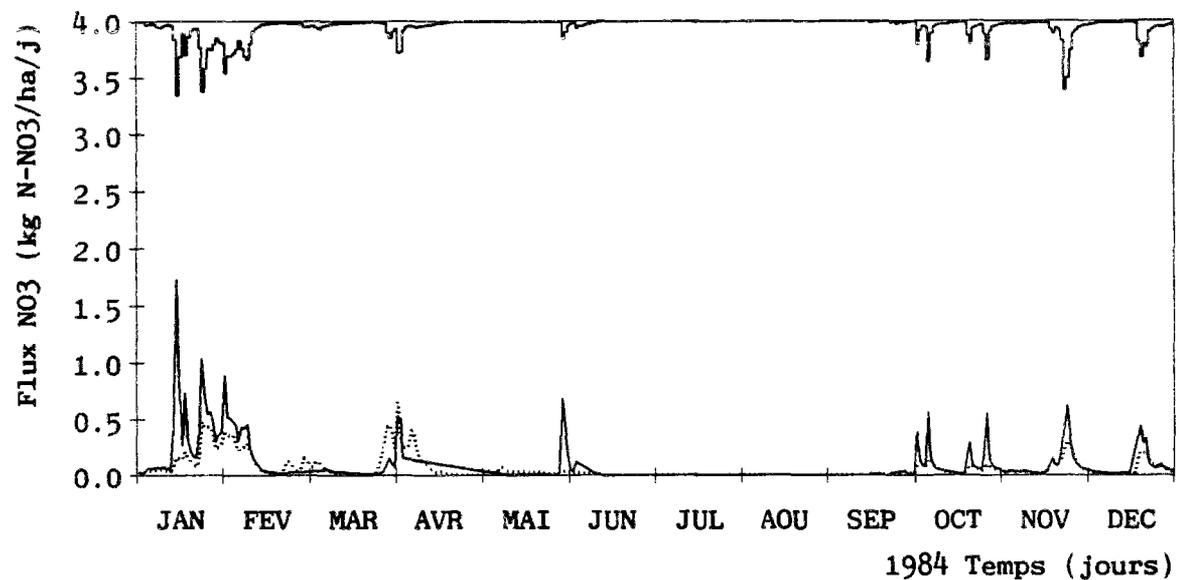
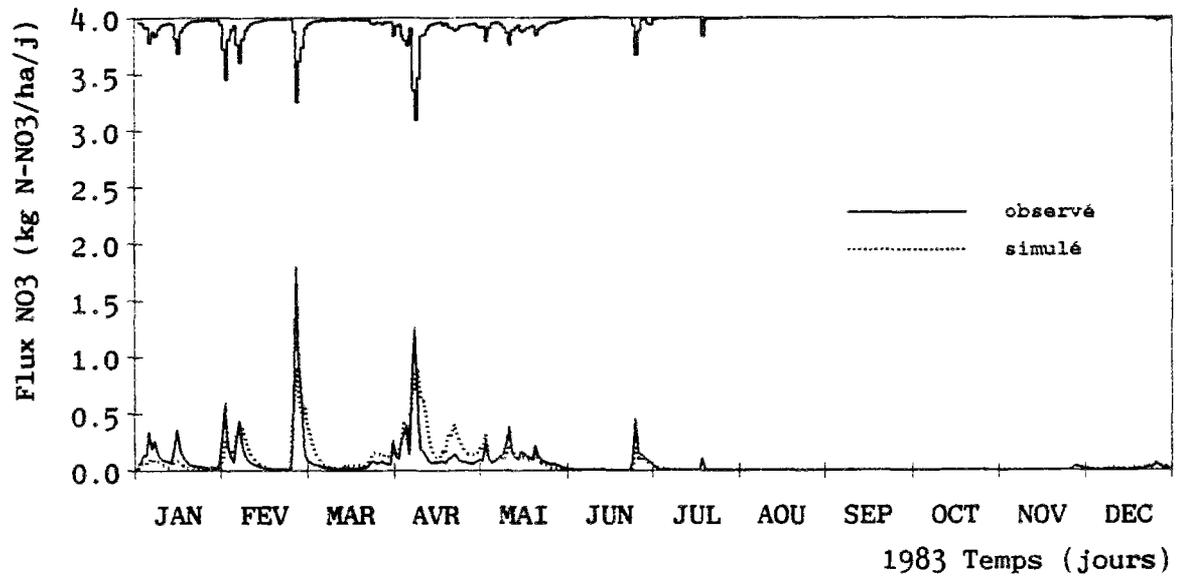
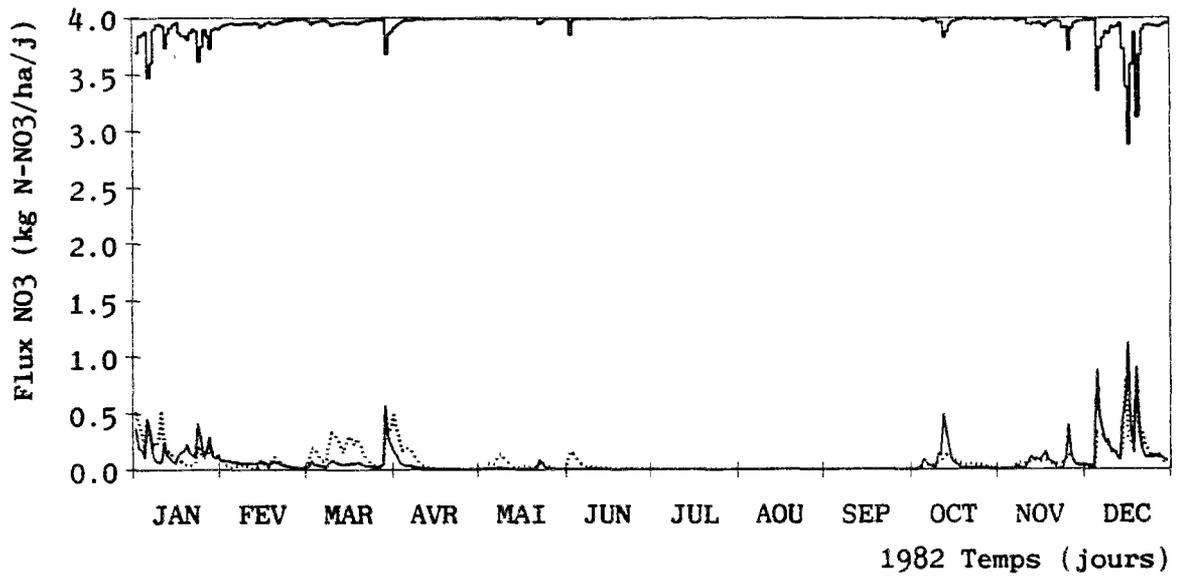


Figure B3.2 (suite) : Flux moyens journaliers de nitrates observés et simulés par le modèle azote HSPF.

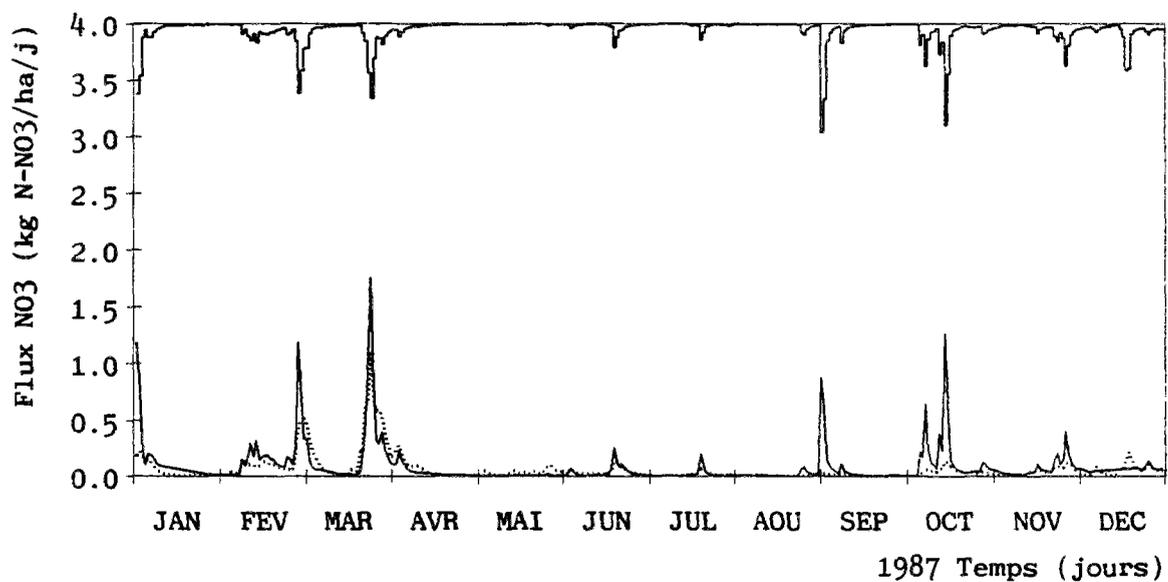
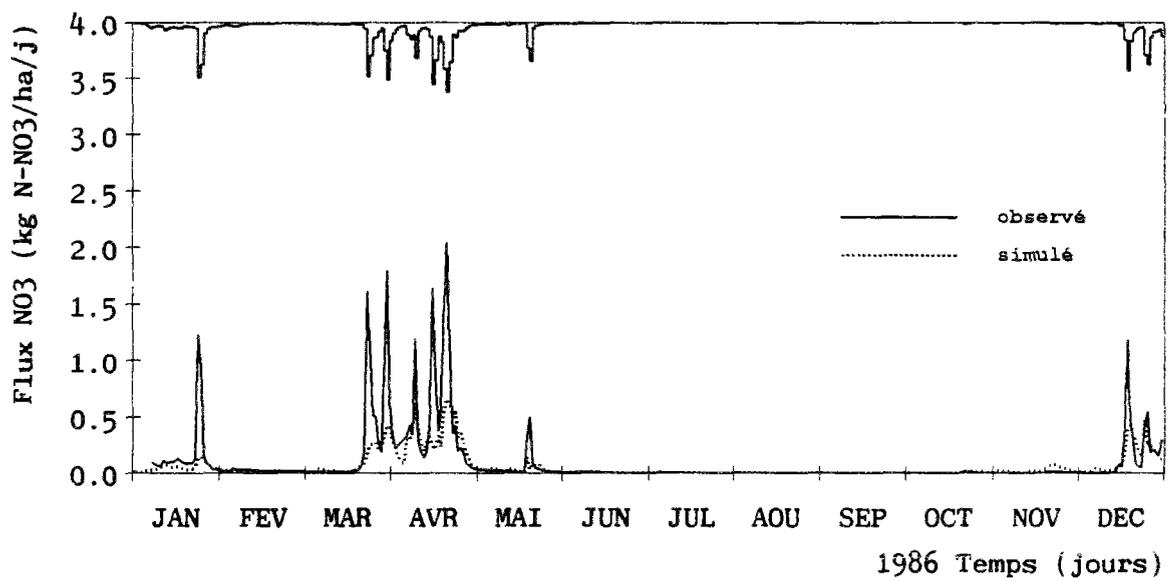
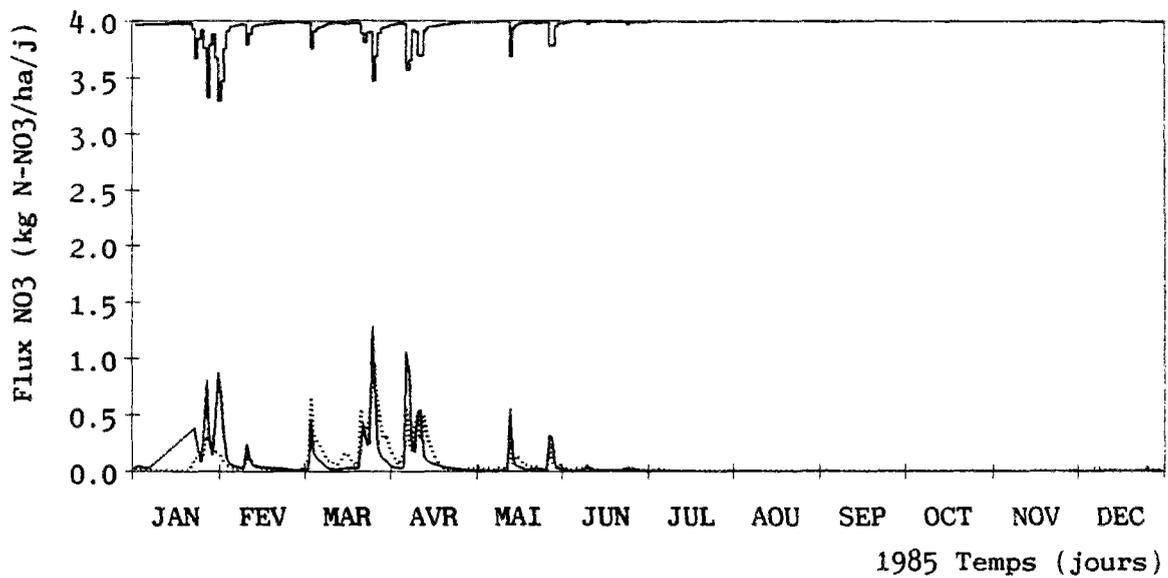


Figure B3.2 (suite) : Flux moyens journaliers de nitrates observés et simulés par le modèle azote HSPF.

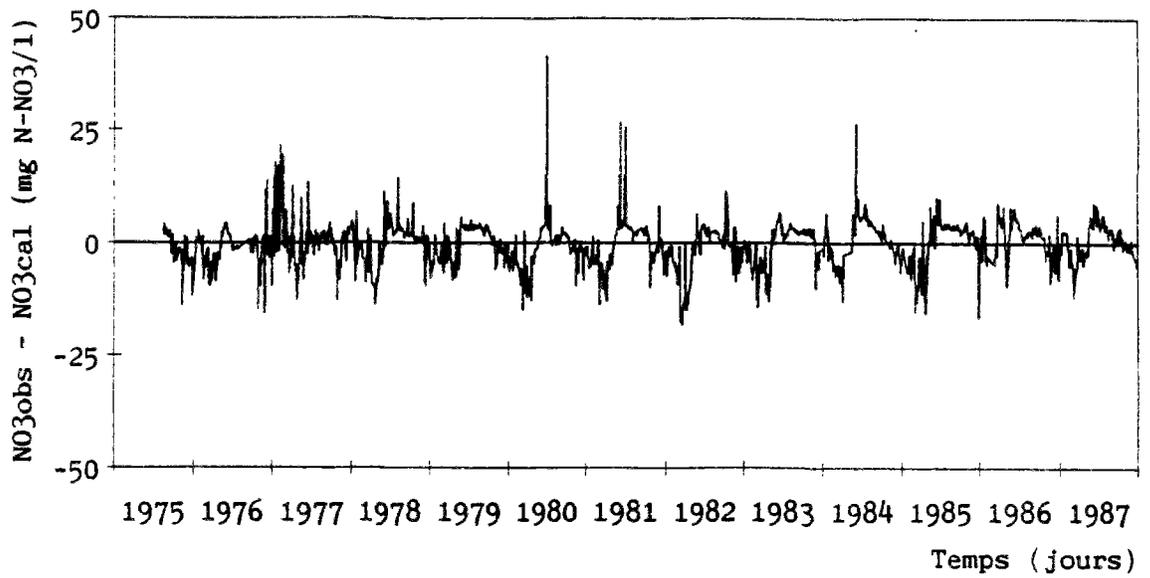


Figure B3.3 : Erreurs absolues sur les concentrations journalières de nitrates simulées par le modèle azote HSPF.

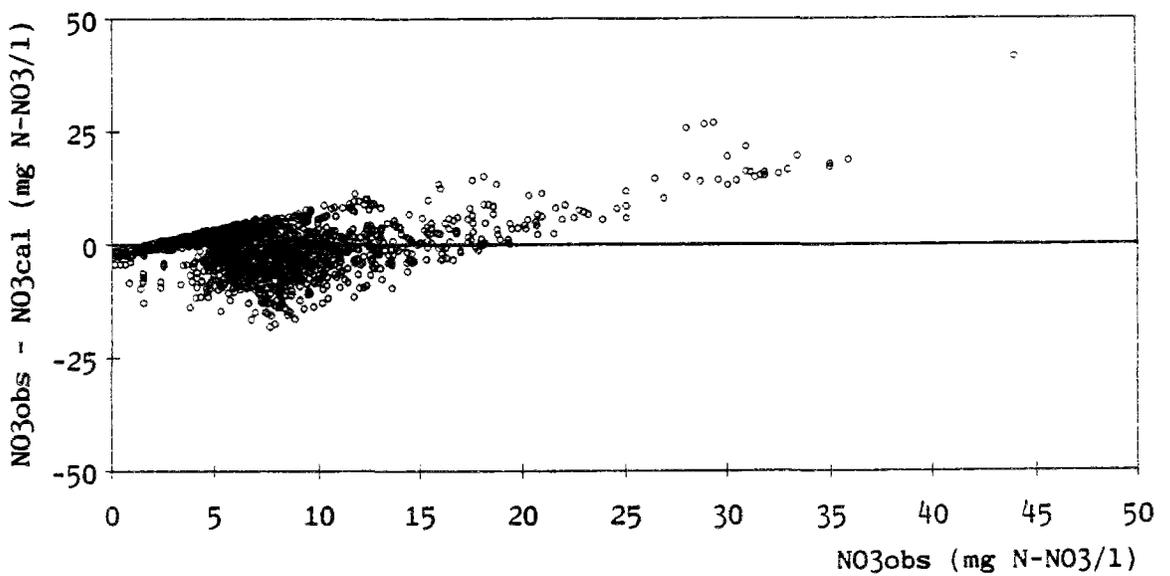


Figure B3.4 : Erreurs absolues sur les concentrations journalières de nitrates simulées par le modèle azote HSPF en fonction des concentrations observées.

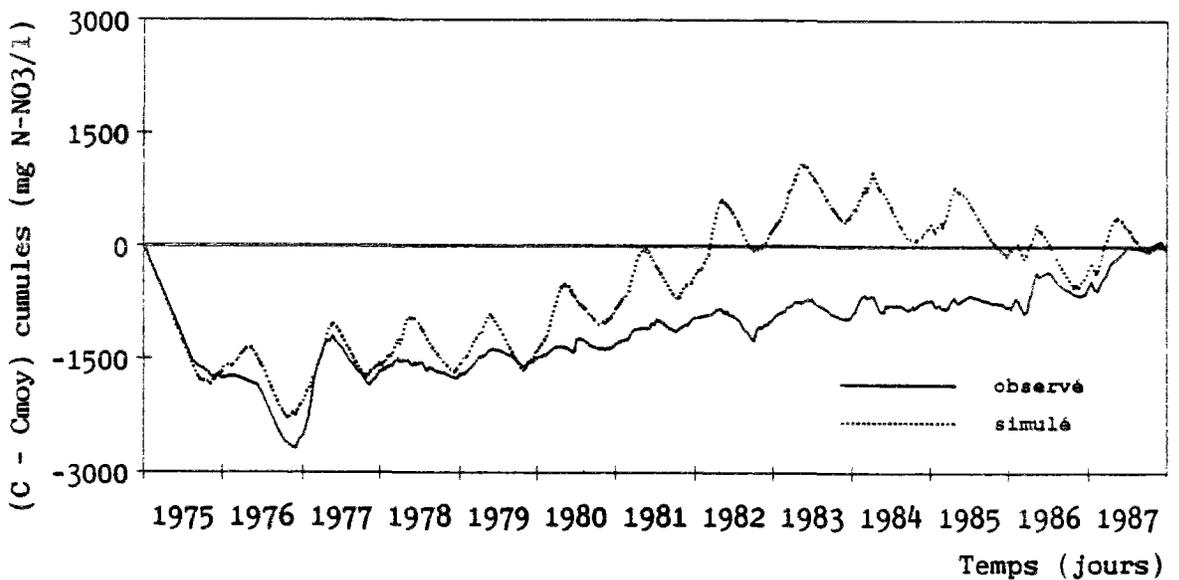


Figure B3.5 : Cumuls des concentrations de nitrates observées et simulées moins les moyennes, modèle azote HSPF.

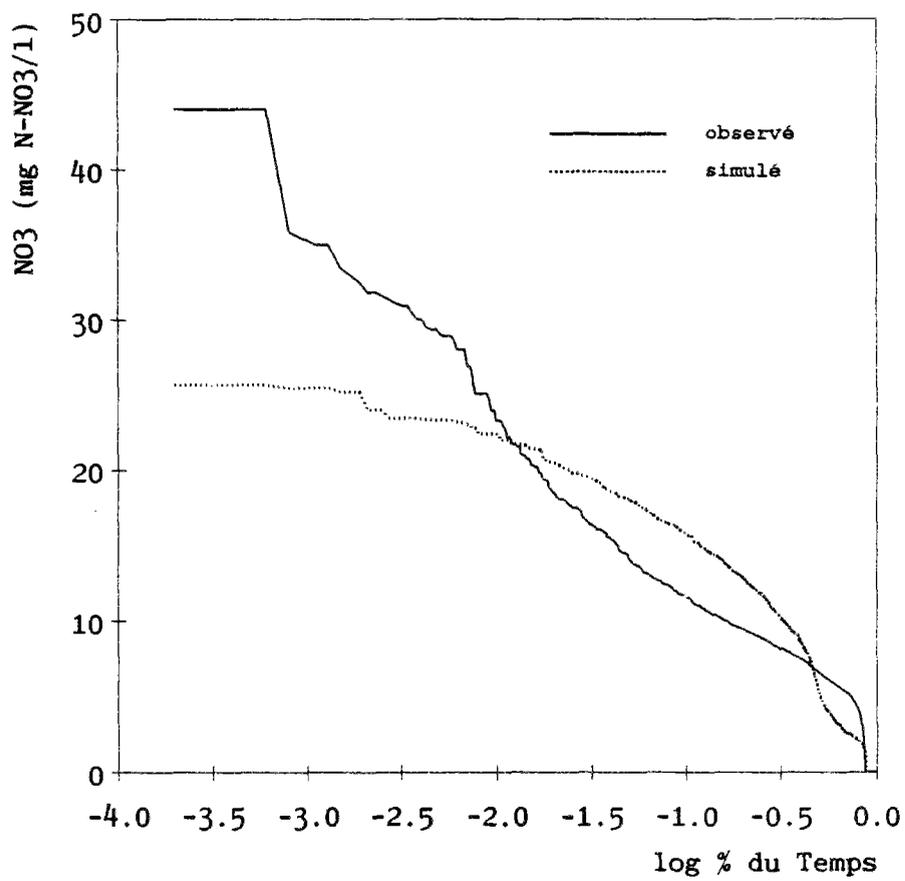


Figure B3.6 : Fréquences cumulées des concentrations de nitrates observées et simulées par le modèle azote HSPF.

//
 ///
 /// RESULTATS STATISTIQUES
 ///
 ///
 /// MODELE HSPF AZOTE - VERIFICATION
 ///
 ///
 //////////////////////////////////////

ANNEE	FL. NO3	OBSERVE	EC. TYPE	ECART	COEF. CORRELAT. R	COEF. EFFICACITE CE	ECART QUADRAT. RELAT.	EQR	COEF. VAR.	ECART CVE						
kg/ha/a	kg/ha/a	kg/ha/an	kg/ha/an	ANNUEL	JOUR	HEBDO	MOIS	JOUR	HEBDO	MOIS						
1975	8.7513	10.0171	20.4471	+14.5	0.51	0.95	0.96	+0.89	+0.94	+0.96	41.42	30.69	22.53	1.05	0.55	0.33
1976	5.0712	7.8593	42.2119	+55.0	0.44	0.50	0.27	+0.42	+0.50	-0.40	90.24	85.40	101.94	7.55	3.94	2.37
1977	23.7079	26.2580	64.7875	+40.8	0.81	0.93	0.92	+0.79	+0.91	+0.93	57.55	37.43	32.23	1.67	0.86	0.55
1978	31.3798	25.2971	84.9285	-19.4	0.74	0.89	0.93	+0.72	+0.87	+0.91	65.28	44.08	33.41	1.88	0.91	0.52
1979	29.0283	30.2988	59.9145	+4.4	0.87	0.92	0.98	+0.87	+0.92	+0.98	43.89	33.09	16.72	1.01	0.63	0.28
1980	28.0645	24.4747	71.7951	-12.8	0.66	0.79	0.86	+0.66	+0.79	+0.84	70.10	52.16	38.50	1.92	0.99	0.53
1981	31.9775	26.9696	64.4174	-15.7	0.70	0.85	0.90	+0.69	+0.85	+0.90	64.51	43.59	34.03	1.45	0.75	0.51
1982	23.8324	27.0169	46.8194	+13.4	0.71	0.80	0.89	+0.68	+0.77	+0.89	65.49	53.18	37.42	1.44	0.95	0.59
1983	24.0645	25.2857	59.0175	+5.1	0.80	0.90	0.90	+0.79	+0.88	+0.95	56.37	41.29	42.04	1.49	0.78	0.66
1984	34.0767	22.3554	69.9551	-34.4	0.70	0.80	0.88	+0.66	+0.76	+0.86	67.46	54.56	39.83	1.54	0.98	0.61
1985	19.9912	19.8843	56.6073	-0.5	0.76	0.84	0.82	+0.76	+0.82	+0.82	61.72	50.72	47.71	1.85	1.06	0.80
1986	38.0055	22.5197	103.9011	-40.7	0.75	0.85	0.95	+0.66	+0.76	+0.85	70.81	59.75	45.36	2.06	1.39	0.82
1987	34.3140	23.9819	72.9364	-30.1	0.70	0.81	0.72	+0.68	+0.78	+0.63	66.28	50.63	52.26	1.56	0.85	0.68
TOTAL	26.5360	23.3696	67.6155	-11.9	0.72	0.83	0.87	+0.71	+0.82	+0.87	65.12	50.17	40.15	1.78	1.04	0.67

P	MINIMUM	QUART. INF.	MOYENNE	MEDIANE	QUART. SUP.	MAXIMUM	ECART TYPE							
d	OBS.	CAL.	OBS.	CAL.	OBS.	CAL.	OBS.							
J	0.00	0.00	0.89	0.34	26.54	23.37	3.56	6.00	20.68	24.71	815.52	459.31	67.62	43.00
H	0.00	0.00	1.00	0.42	26.60	23.26	4.57	7.76	27.90	25.99	424.79	197.44	48.44	36.89
M	0.00	0.00	1.34	1.49	27.84	24.15	12.35	12.93	42.51	33.44	194.77	153.26	37.09	31.15

Tableau B3.2 : Critères numériques pour la simulation des flux de nitrates par le modèle azote HSPF.

B4

MODELE PHOSPHORE HSPF

Observation : Les histogrammes représentés dans la partie supérieure des graphiques de concentrations et de flux correspondent aux hydrogrammes des débits moyens journaliers (1 cm = 10 mm/jour).

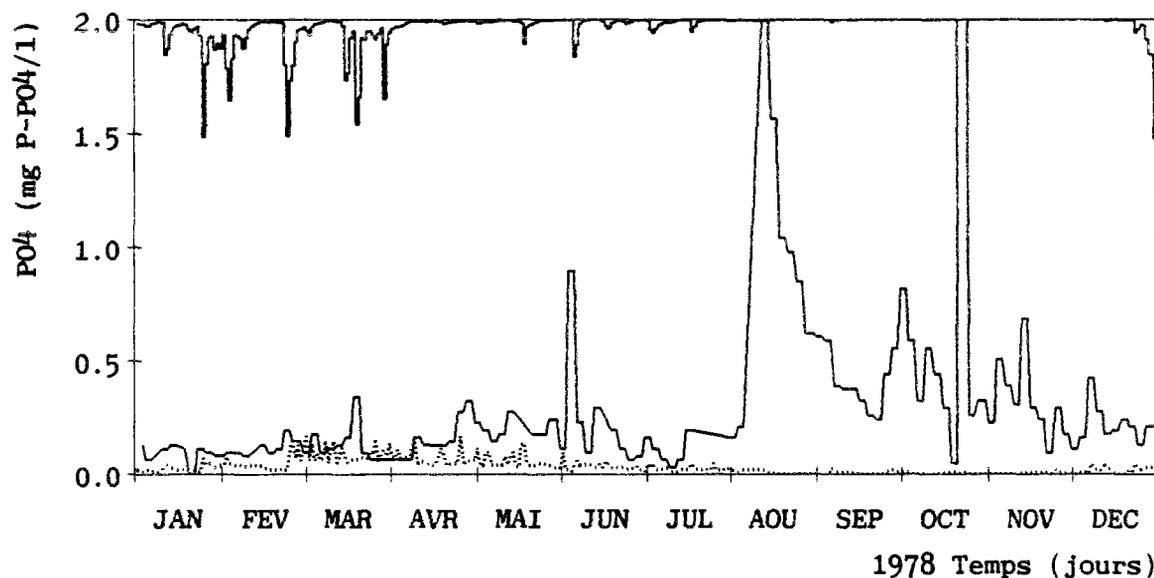
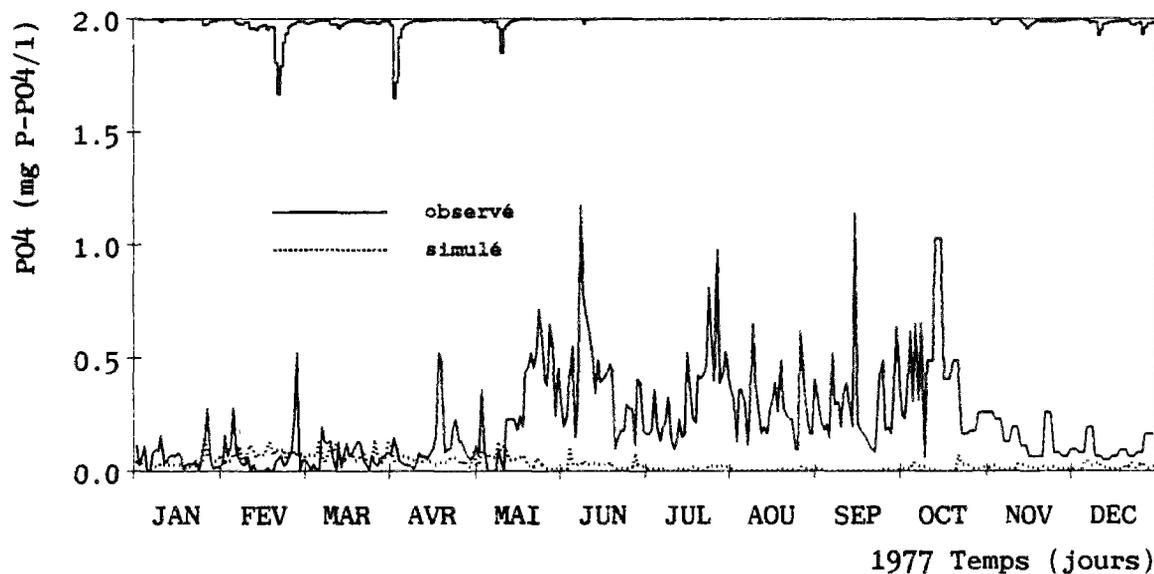
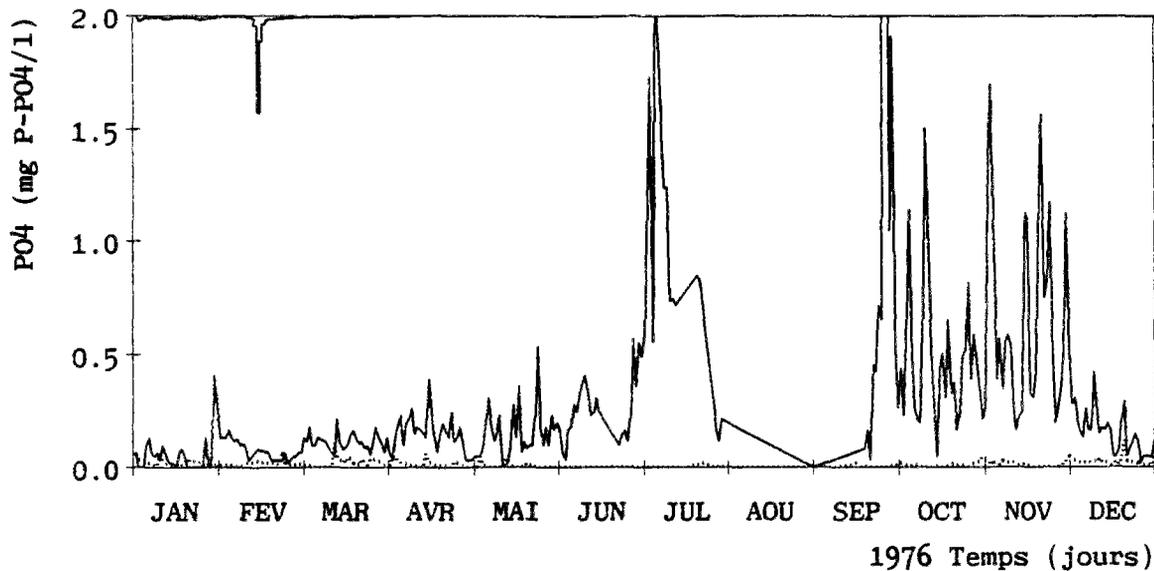


Figure B4.1 : Concentrations journalières de phosphore dissous observées et simulées par le modèle phosphore HSPF.

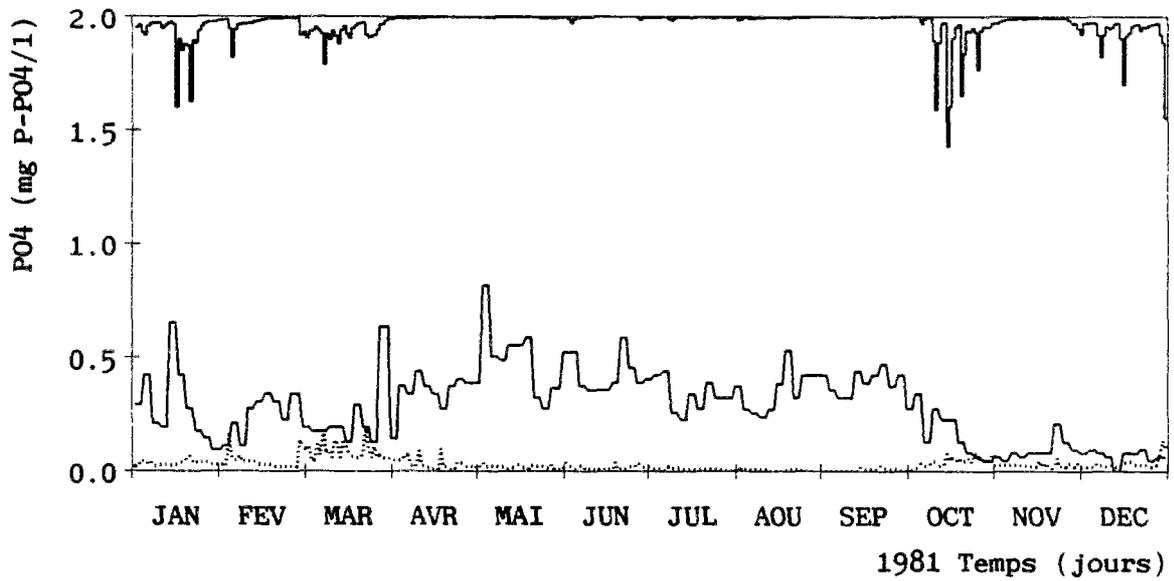
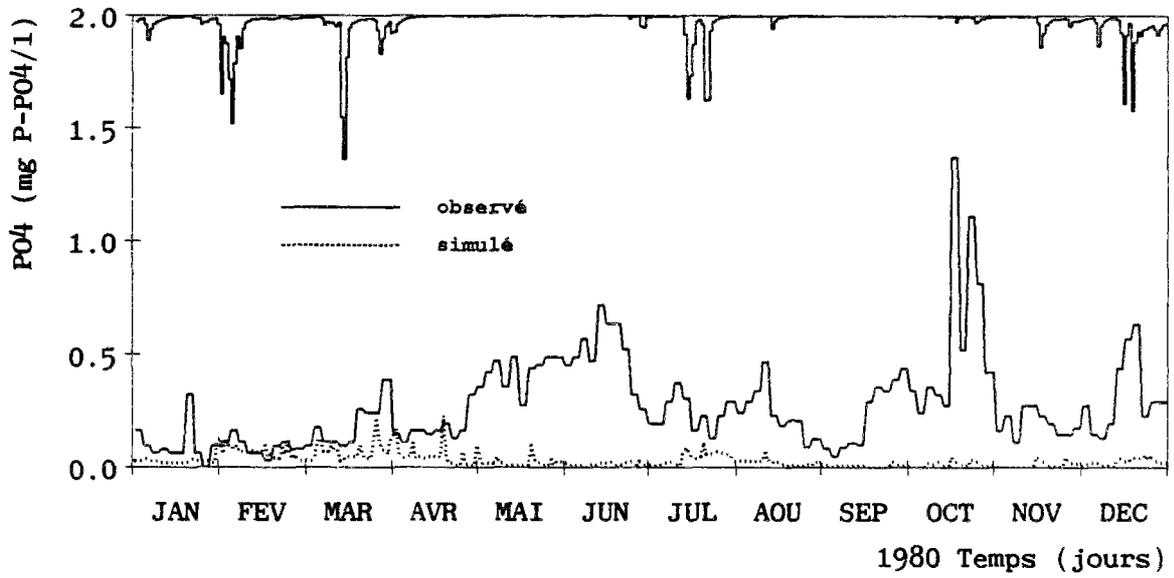
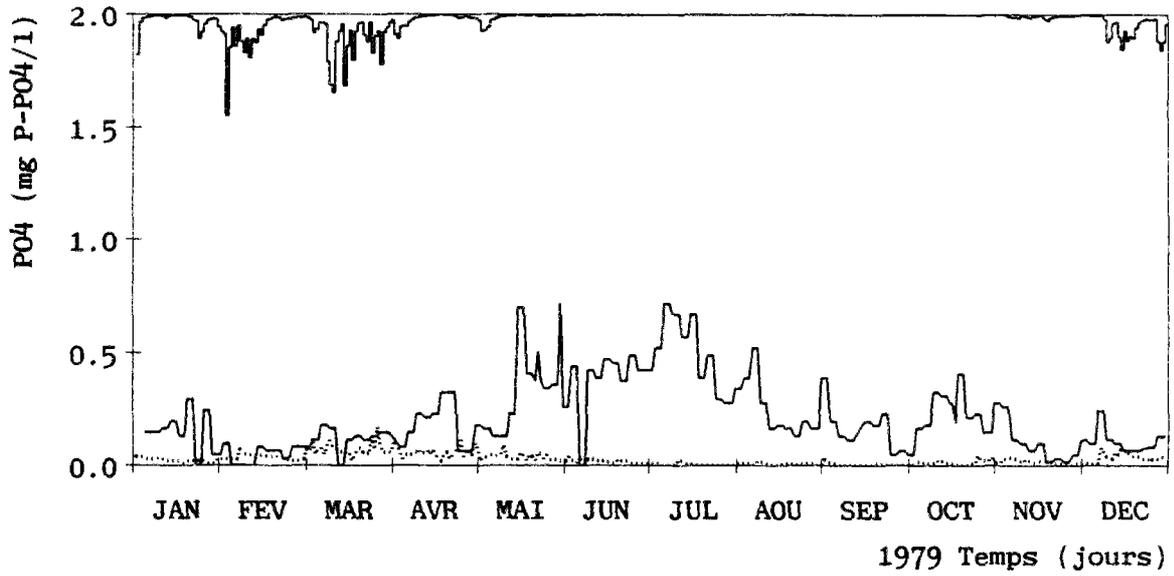


Figure B4.1 (suite) : Concentrations de phosphore dissous observées et simulées par le modèle phosphore HSPF.

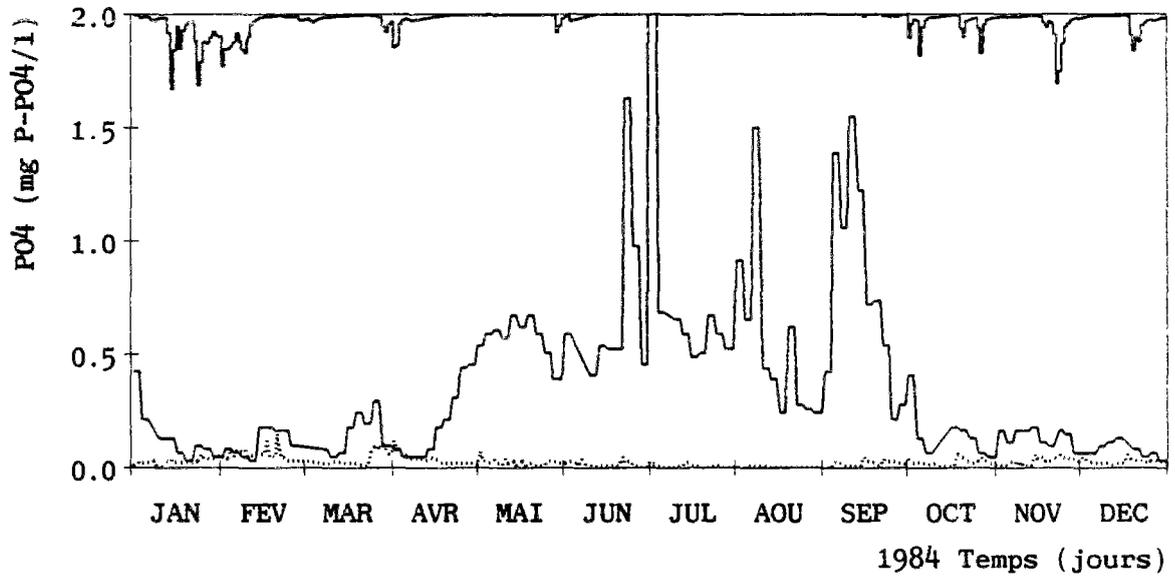
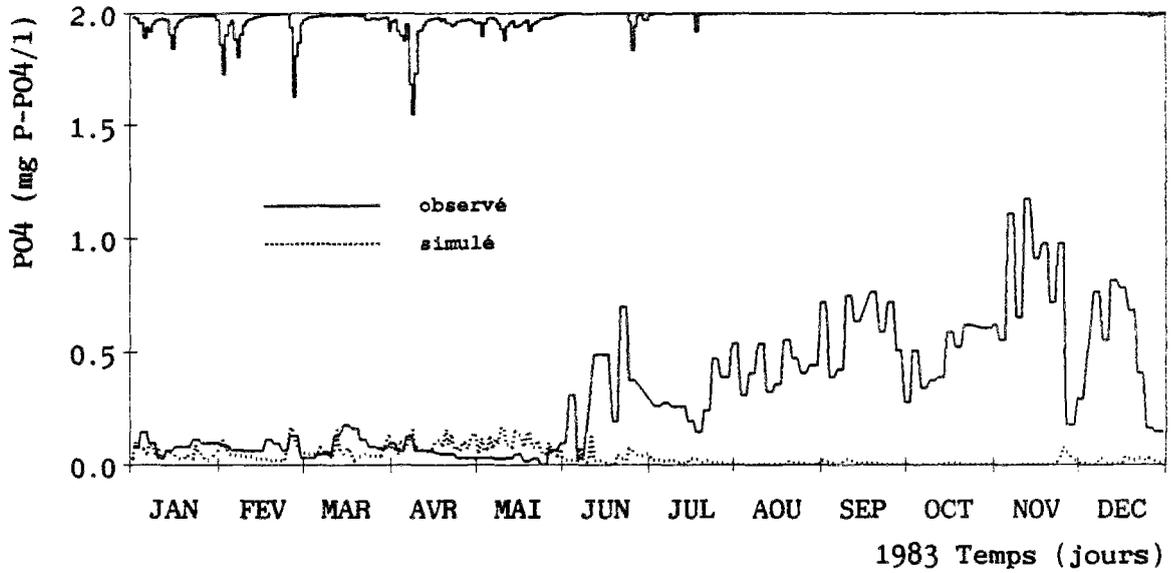
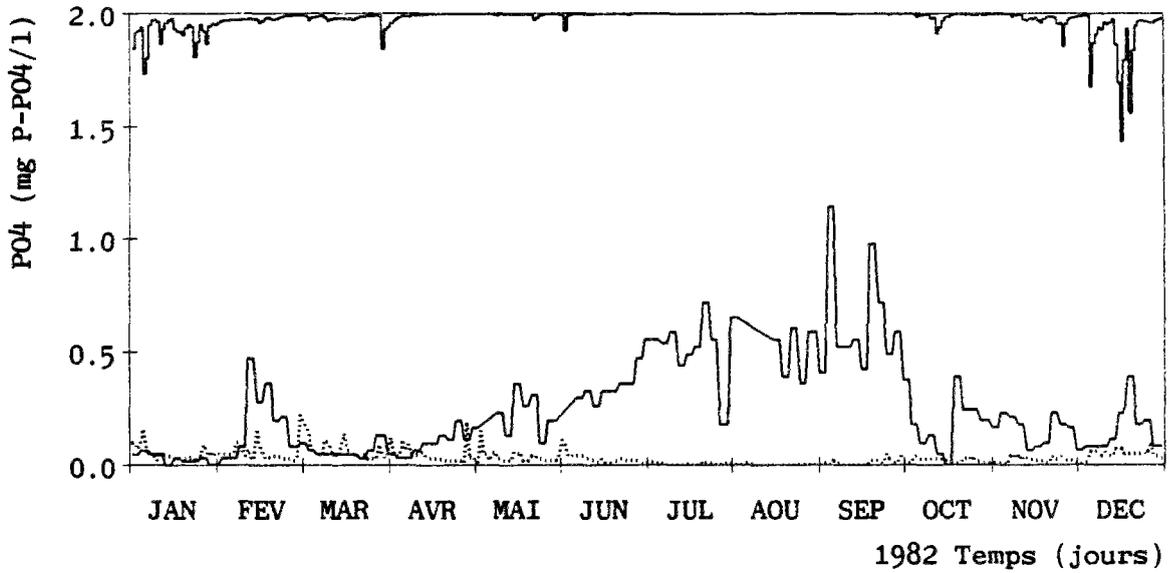


Figure B4.1 (suite) : Concentrations de phosphore dissous observées et simulées par le modèle phosphore HSPF.

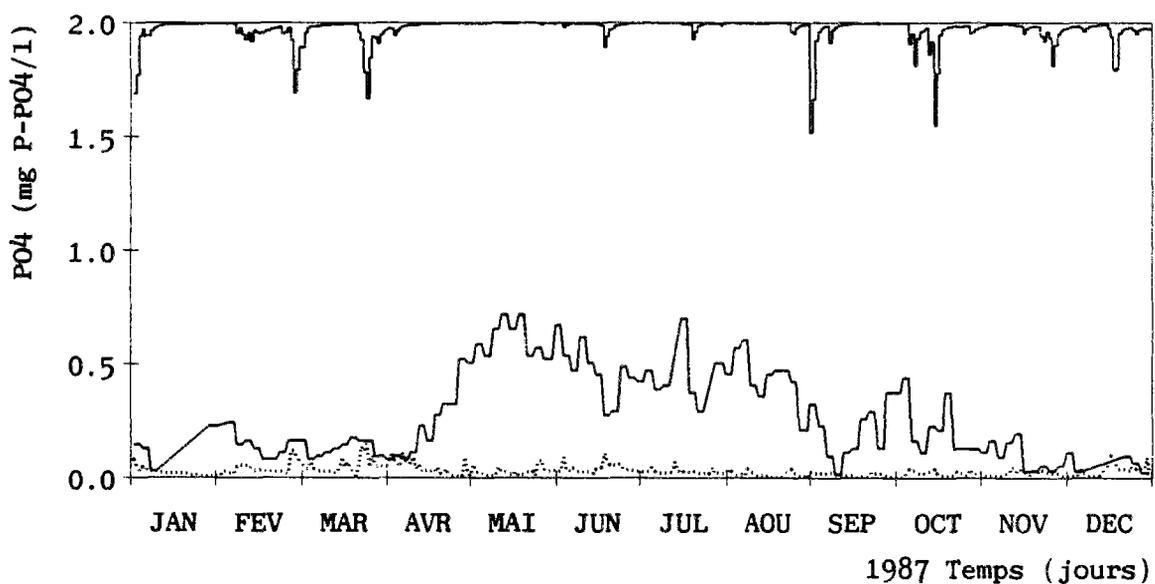
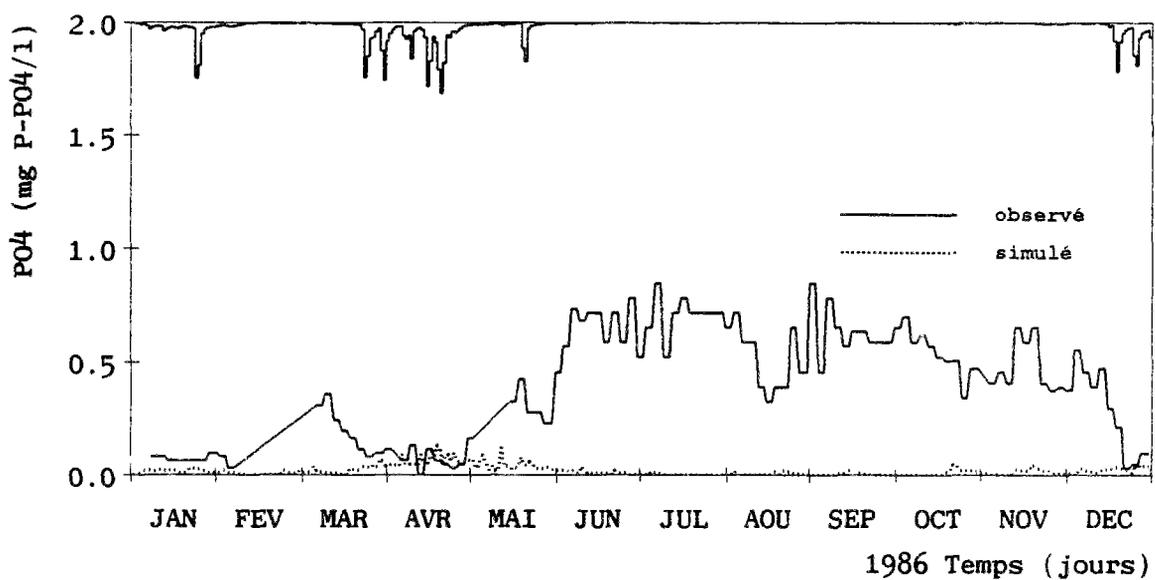
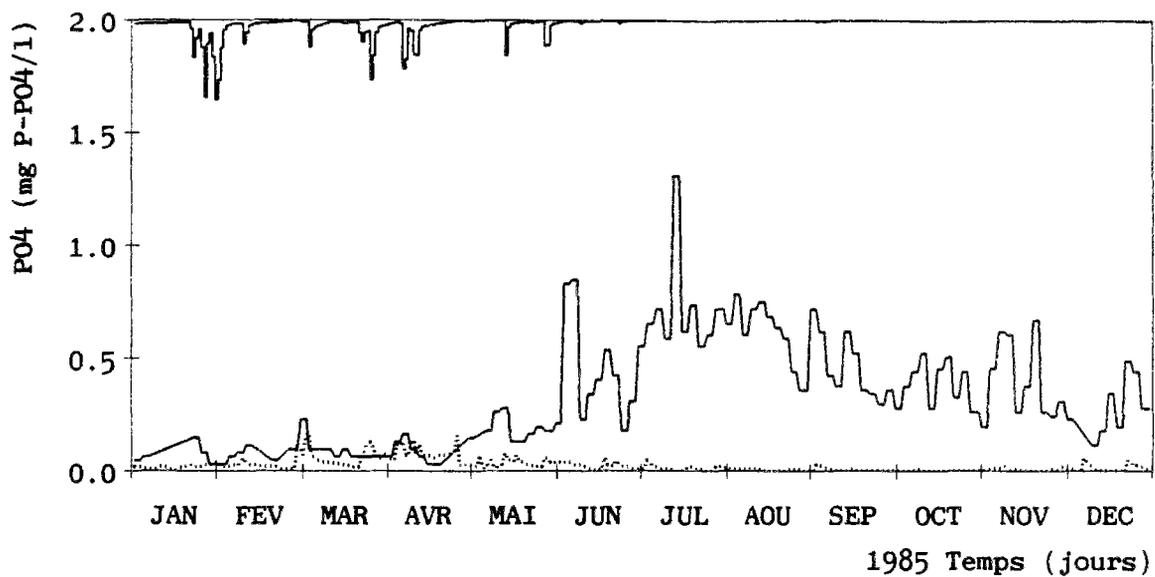


Figure B4.1 (suite) : Concentrations de phosphore dissous observées et simulées par le modèle phosphore HSPF.

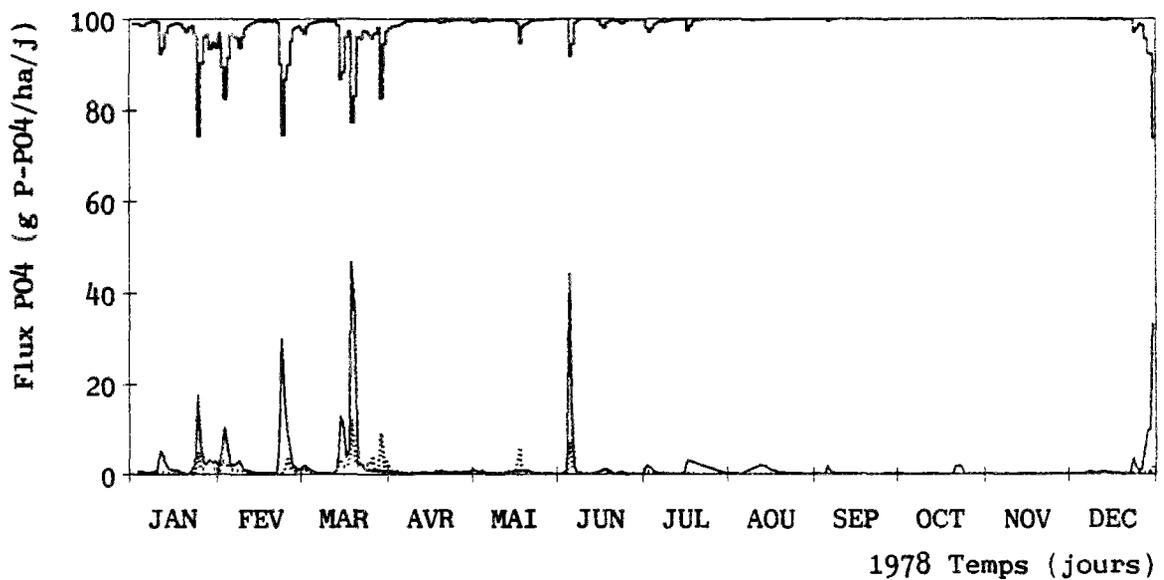
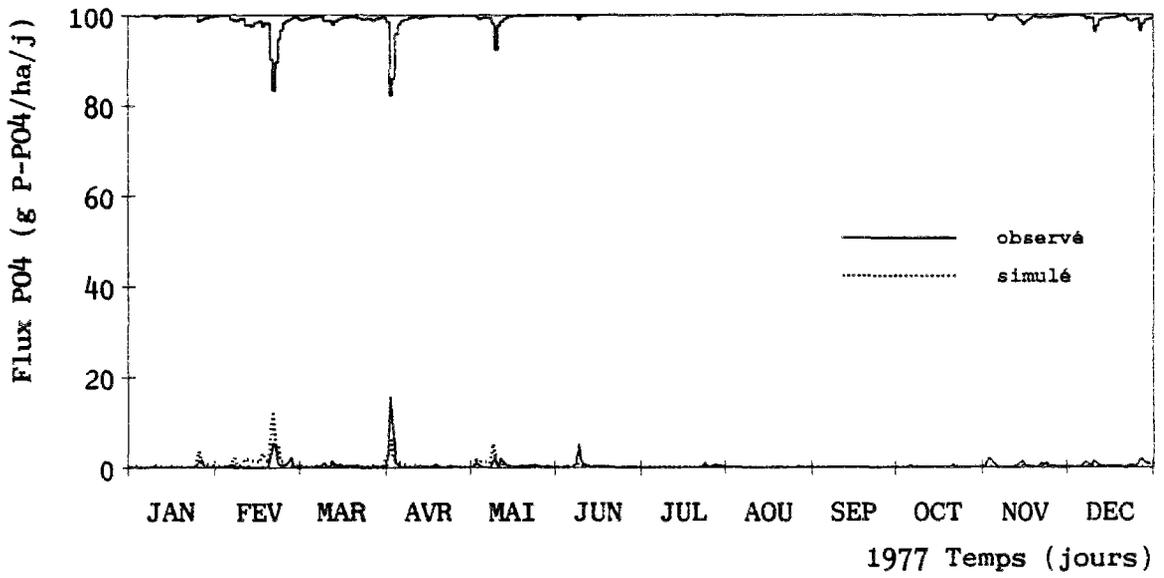
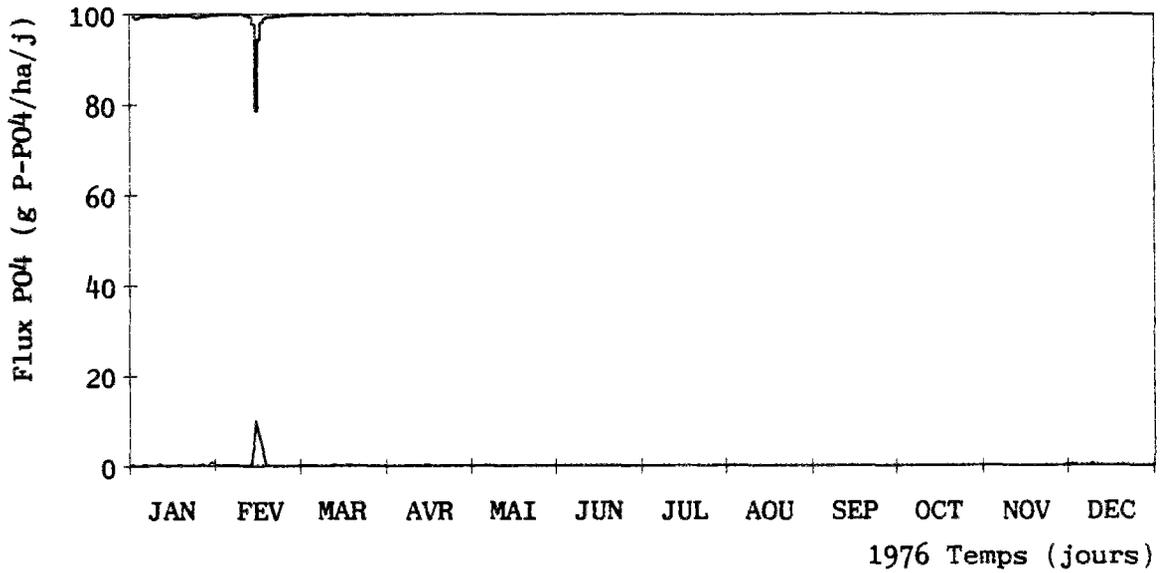


Figure B4.2 : Flux moyens journaliers de phosphore dissous observés et simulés par le modèle phosphore HSPF.

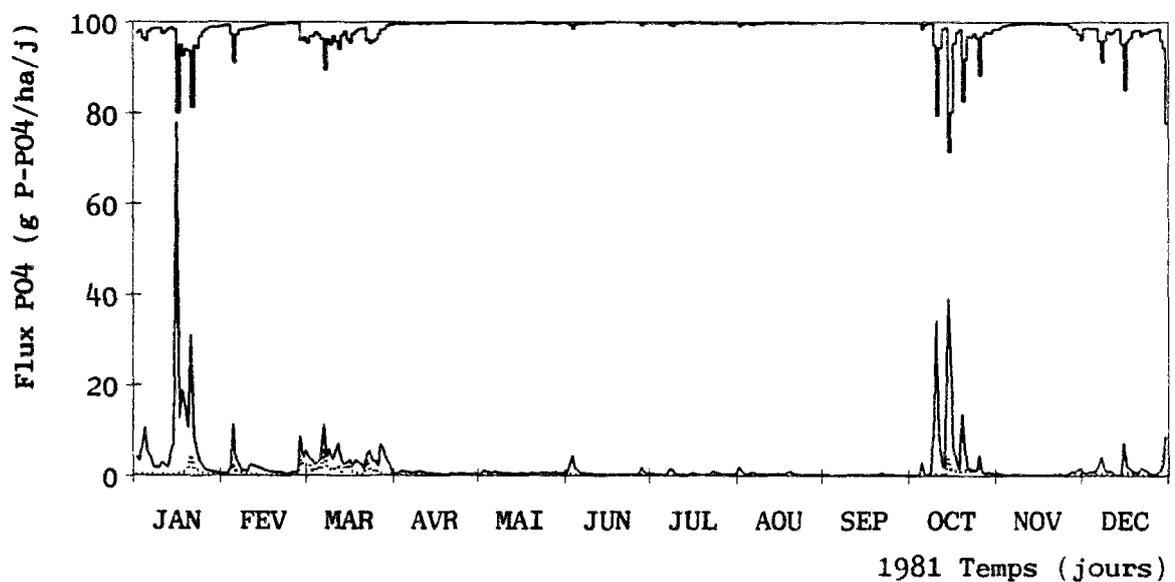
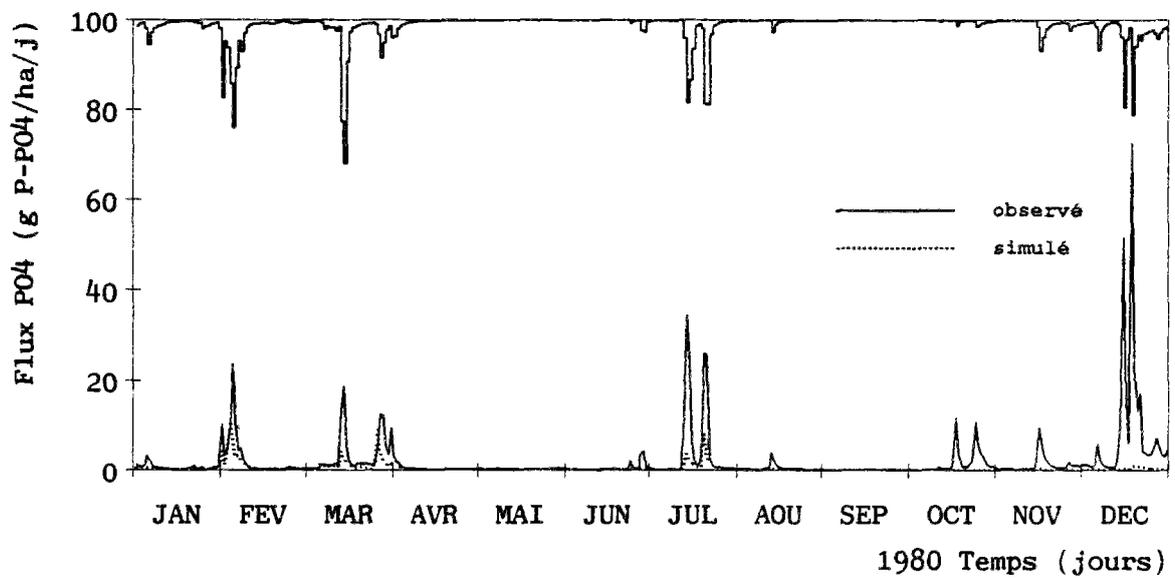
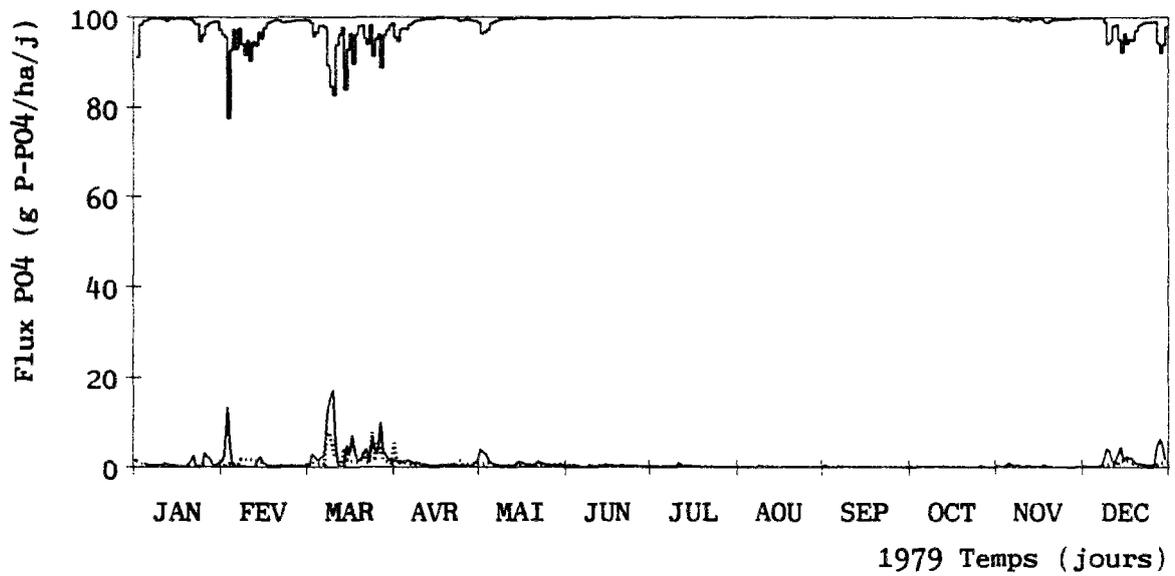


Figure B4.2 (suite) : Flux moyens journaliers de phosphore dissous observés et simulés par le modèle phosphore HSPF.

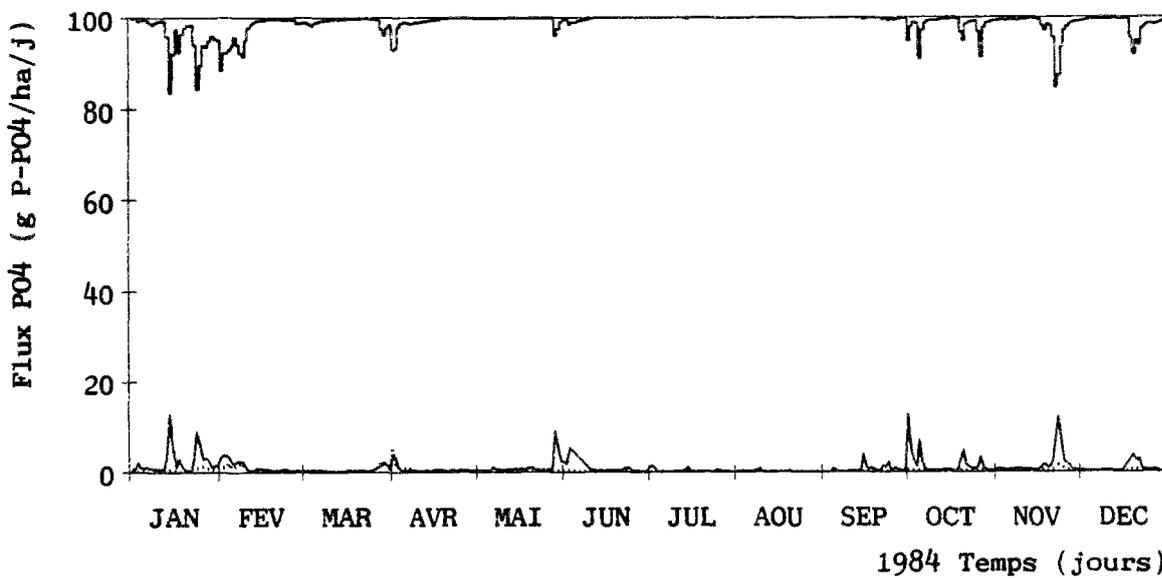
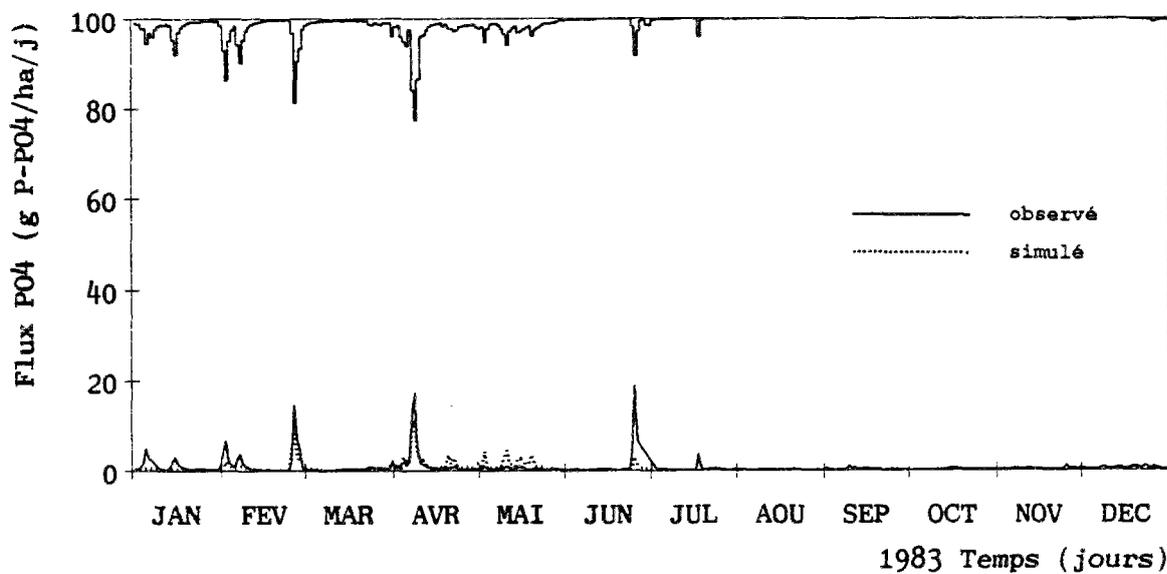
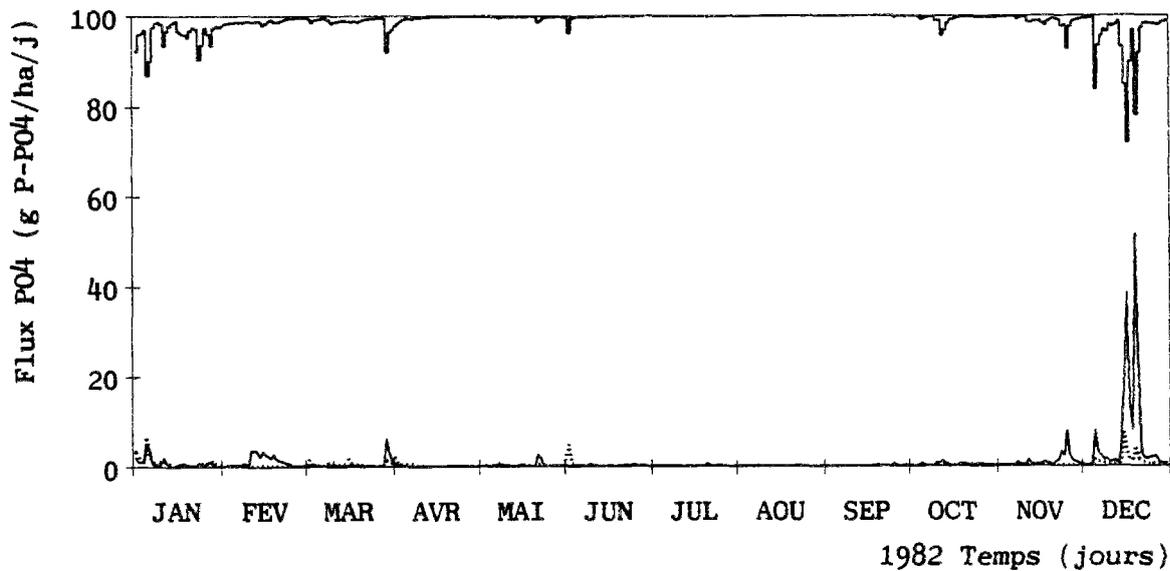


Figure B4.2 (suite) : Flux moyens journaliers de phosphore dissous observés et simulés par le modèle phosphore HSPF.

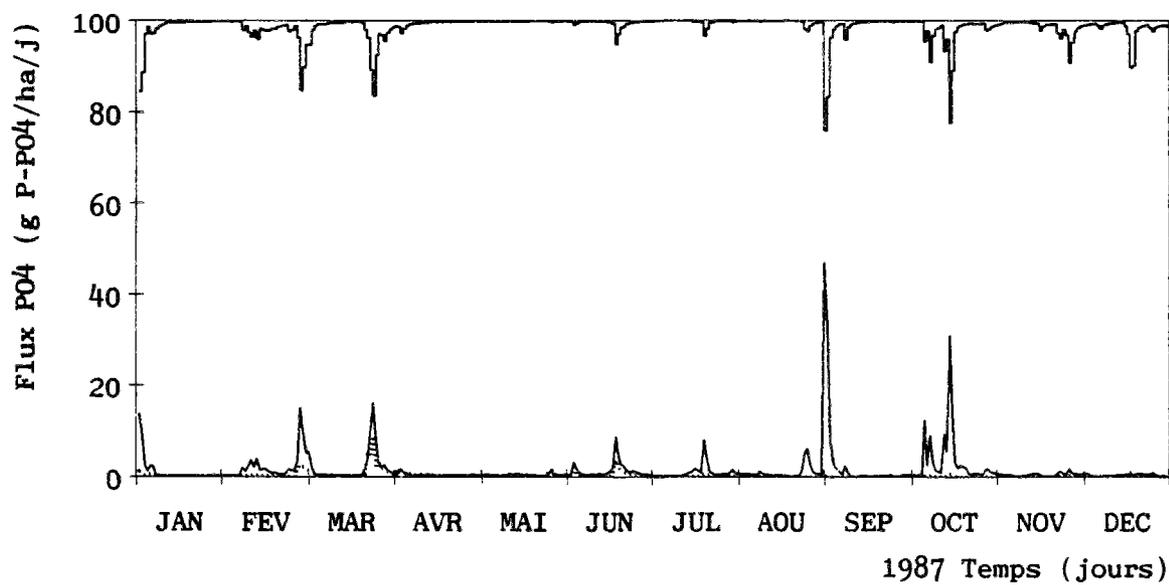
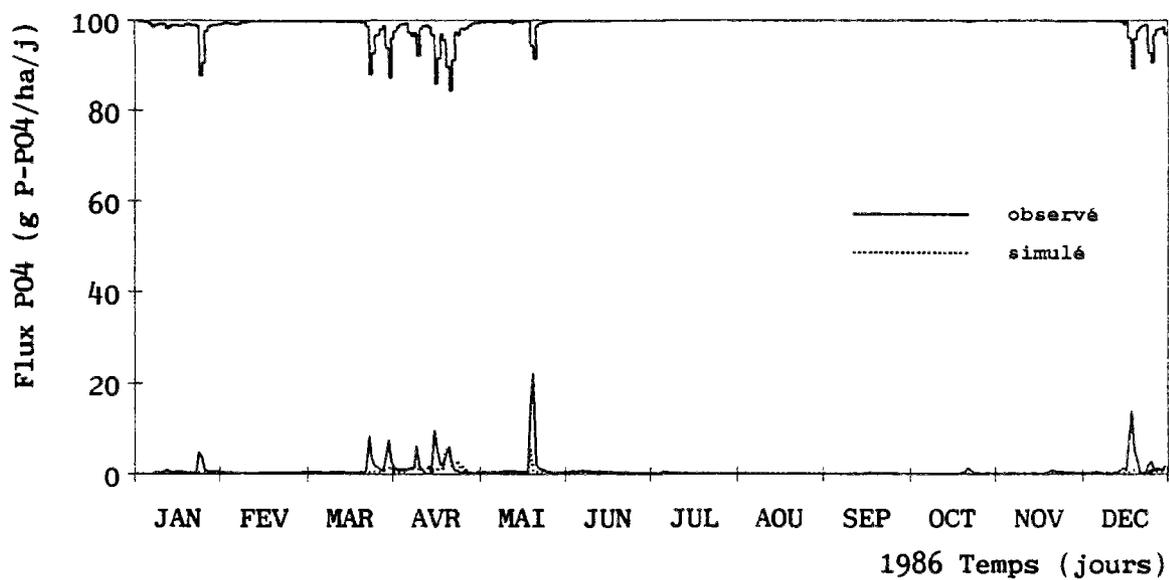
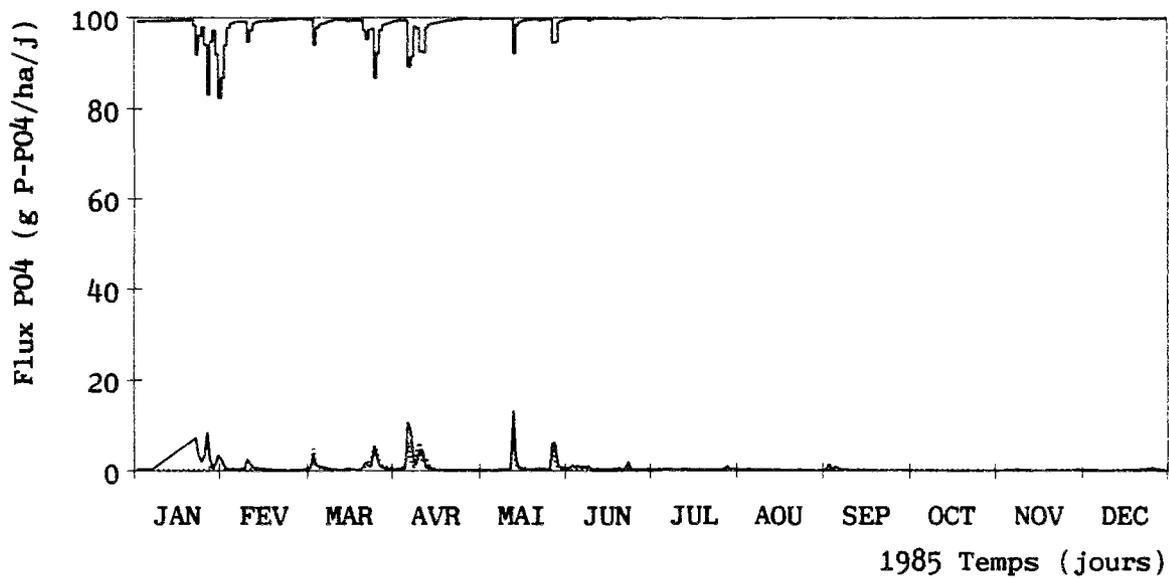


Figure B4.2 (suite) : Flux moyens journaliers de phosphore dissous observés et simulés par le modèle phosphore HSPF.

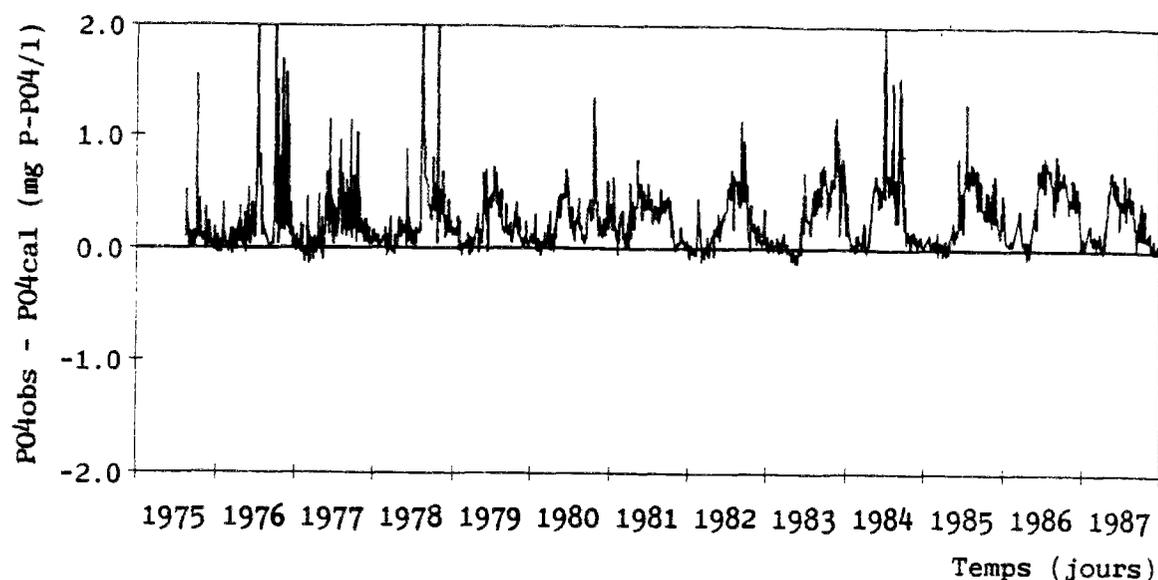


Figure B4.3 : Erreurs absolues sur les concentrations de phosphore dissous simulées par le modèle phosphore HSPF.

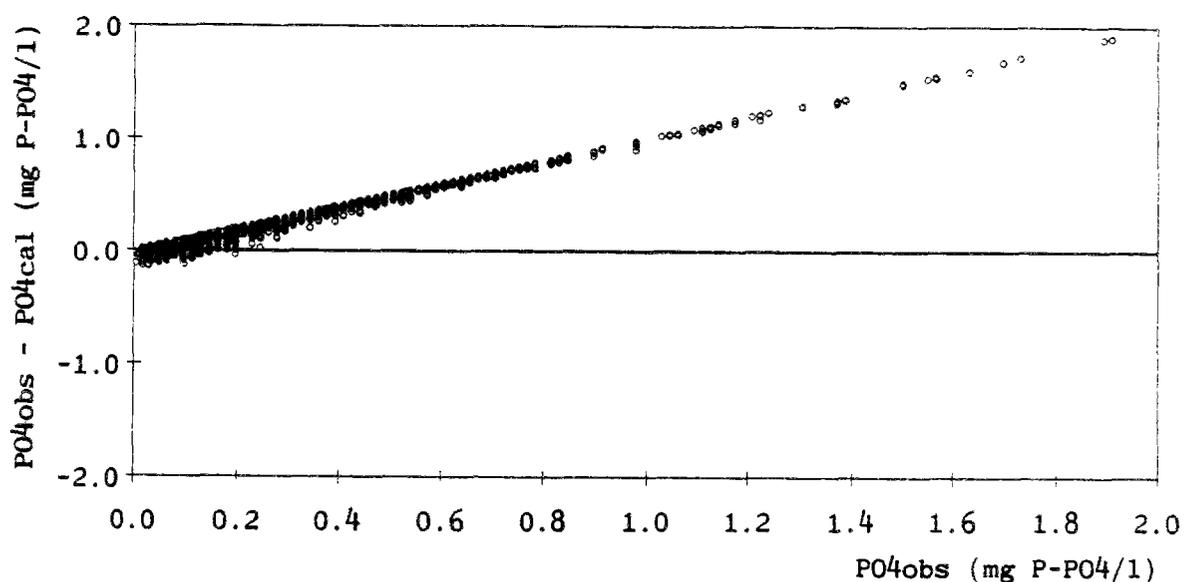


Figure B4.4 : Erreurs absolues sur les concentrations de phosphore dissous simulées par le modèle phosphore HSPF en fonction des concentrations observées.

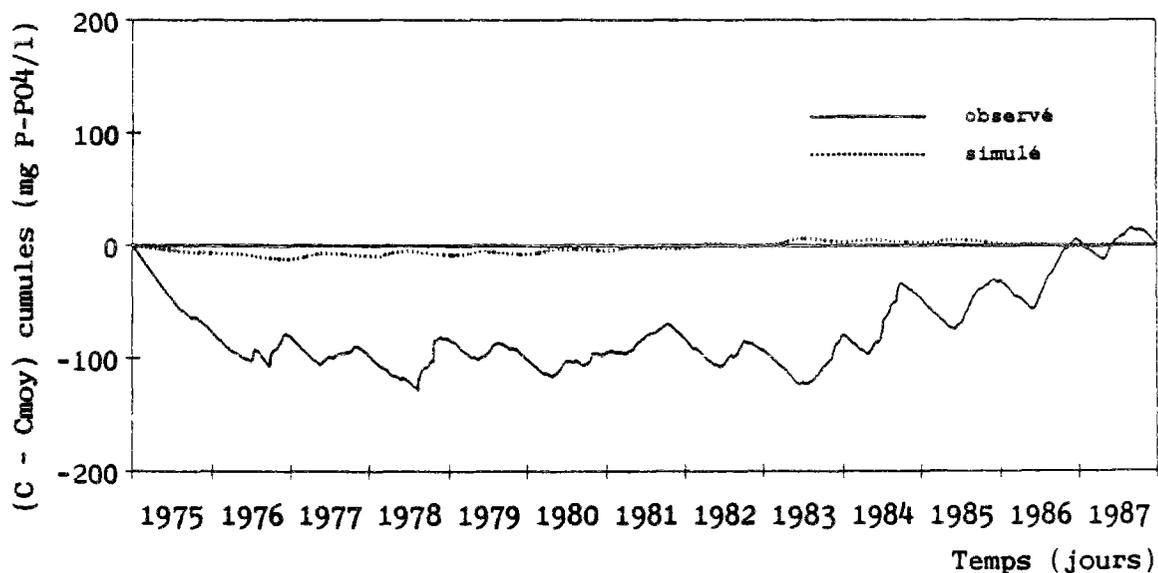


Figure B4.5 : Cumuls des concentrations de phosphore observées et simulées moins les moyennes, modèle phosphore HSPF.

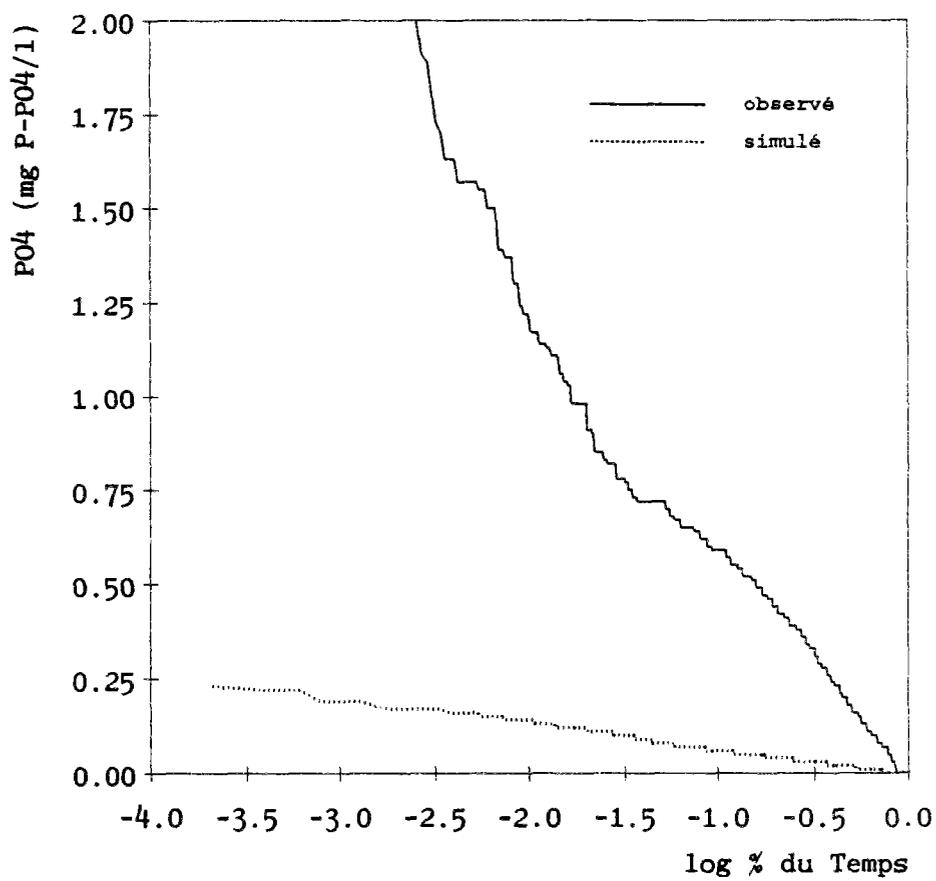


Figure B4.6 : Fréquences cumulées des concentrations de phosphore dissous observées et simulées par le modèle phosphore HSPF.

//
 ///
 /// RESULTATS STATISTIQUES
 ///
 ///
 /// MODELE HSPF PHOSPHORE - VERIFICATION
 ///
 ///
 //////////////////////////////////////

ANNEE	FL. PO4	EC. TYPE	EC. TYPE	FL. PO4	EC. TYPE	EC. TYPE	EC. TYPE	RELAT.	COEF. CORRELAT. R	COEF. EFFICACITE CE	ECART QUADRAT. RELAT.	EQR	COEF. VAR.	ECART CVE
kg/ha/a	kg/ha/a	kg/ha/a	kg/ha/a	kg/ha/a	kg/ha/a	kg/ha/a	kg/ha/a							
	OBSERVE	CALCULE	ANNUEL	JOUR	HEBD	MOIS	JOUR	HEBDO	MOIS	JOUR	HEBDO	MOIS	JOUR	HEBDO
	OBS.	CAL.	OBS.	OBS.	OBS.	OBS.	OBS.	OBS.	OBS.	OBS.	OBS.	OBS.	OBS.	OBS.
1975	0.1455	0.0249	0.4057	0.0446	-82.9	0.85	0.93	0.98	+0.31	+0.30	-0.44	89.92	87.66	84.51
1976	0.0412	0.0163	0.2180	0.0296	-60.3	0.38	0.42	0.34	+0.27	+0.28	+0.19	94.70	92.60	86.11
1977	0.1456	0.1422	0.4030	0.3869	-2.3	0.54	0.64	0.61	-0.36	-0.15	-1.03	88.02	85.64	90.46
1978	0.5812	0.1358	1.8885	0.3615	-76.6	0.77	0.84	0.92	+0.45	+0.43	-0.11	85.44	80.31	75.82
1979	0.3045	0.1380	0.6906	0.3404	-54.7	0.70	0.85	0.97	+0.63	+0.71	+0.79	71.41	59.92	50.18
1980	0.7737	0.1459	2.2453	0.4069	-81.1	0.43	0.53	0.39	+0.22	-0.06	-0.51	92.40	88.56	88.55
1981	0.7564	0.1258	2.0876	0.2826	-83.4	0.41	0.59	0.64	+0.06	-0.18	-0.44	93.99	90.87	87.32
1982	0.3869	0.1205	1.4479	0.2707	-68.9	0.58	0.57	0.63	+0.39	+0.37	+0.37	89.08	88.14	82.95
1983	0.2816	0.1660	0.6967	0.4384	-41.1	0.73	0.55	0.68	+0.71	+0.51	+0.42	65.48	75.93	61.02
1984	0.3651	0.0808	0.6268	0.1684	-77.9	0.45	0.49	0.49	-0.18	-0.49	-0.96	87.97	85.73	81.94
1985	0.2329	0.1108	0.5214	0.3516	-52.4	0.74	0.70	0.66	+0.70	+0.60	+0.41	65.04	65.11	65.55
1986	0.2916	0.0827	0.7443	0.2419	-71.6	0.51	0.71	0.73	+0.38	+0.44	+0.15	86.06	74.57	71.96
1987	0.6061	0.1149	1.5285	0.2785	-81.0	0.33	0.35	0.12	-0.12	-0.43	-1.12	93.76	90.29	87.89
TOTAL	0.3960	0.1140	1.3020	0.3161	-71.2	0.46	0.51	0.51	+0.34	+0.30	-0.21	89.92	86.34	82.72

P	MINIMUM	QUART. INF.	MOYENNE	MEDIANE	QUART. SUP.	MAXIMUM	ECART TYPE
d	OBS.	CAL.	OBS.	CAL.	OBS.	CAL.	OBS.
T	OBS.	CAL.	OBS.	CAL.	OBS.	CAL.	OBS.
J	0.00	0.00	0.40	0.11	0.24	28.45	4.58
H	0.00	0.06	0.00	0.39	0.02	0.29	0.09
M	0.00	0.08	0.00	0.39	0.11	0.20	0.04

Tableau B4.2 : Critères numériques pour la simulation des flux de phosphore dissous par le modèle phosphore HSPF.