



HAL
open science

Influence de l'encroûtement superficiel du sol sur le fonctionnement hydrologique d'un versant sahélien (Niger). Expérimentations in-situ et modélisation

Christophe Peugeot

► **To cite this version:**

Christophe Peugeot. Influence de l'encroûtement superficiel du sol sur le fonctionnement hydrologique d'un versant sahélien (Niger). Expérimentations in-situ et modélisation. Hydrologie. Université Joseph Fourier - Grenoble 1, 1995. Français. NNT: . tel-00610524

HAL Id: tel-00610524

<https://theses.hal.science/tel-00610524v1>

Submitted on 22 Jul 2011

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

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

THESE

Présentée par

Christophe PEUGEOT

Ingénieur de l'Ecole Nationale du Génie de l'Eau et de l'Environnement de Strasbourg

pour obtenir le titre de DOCTEUR

de l'Université JOSEPH-FOURIER - GRENOBLE I

(Arrêtés Ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Spécialité : **Mécanique**

**INFLUENCE DE L'ENCROUTEMENT SUPERFICIEL DU SOL SUR LE
FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE D'UN VERSANT SAHELIEEN
(NIGER). - EXPERIMENTATIONS IN-SITU ET MODELISATION.**

Thèse soutenue le 19 octobre 1995 devant le jury composé de :

Président :

M. Guy PERRIER

Professeur, Université Joseph Fourier, Grenoble

Rapporteurs :

M. Bruno AMBROISE

Directeur de Recherches CNRS, CEREG, Strasbourg

M. Pierre CHEVALLIER

Directeur de Recherches ORSTOM, Montpellier

Examineurs :

M. Christian VALENTIN

Directeur de Recherches ORSTOM, Niamey (Niger)

M. Michel VAUCLIN

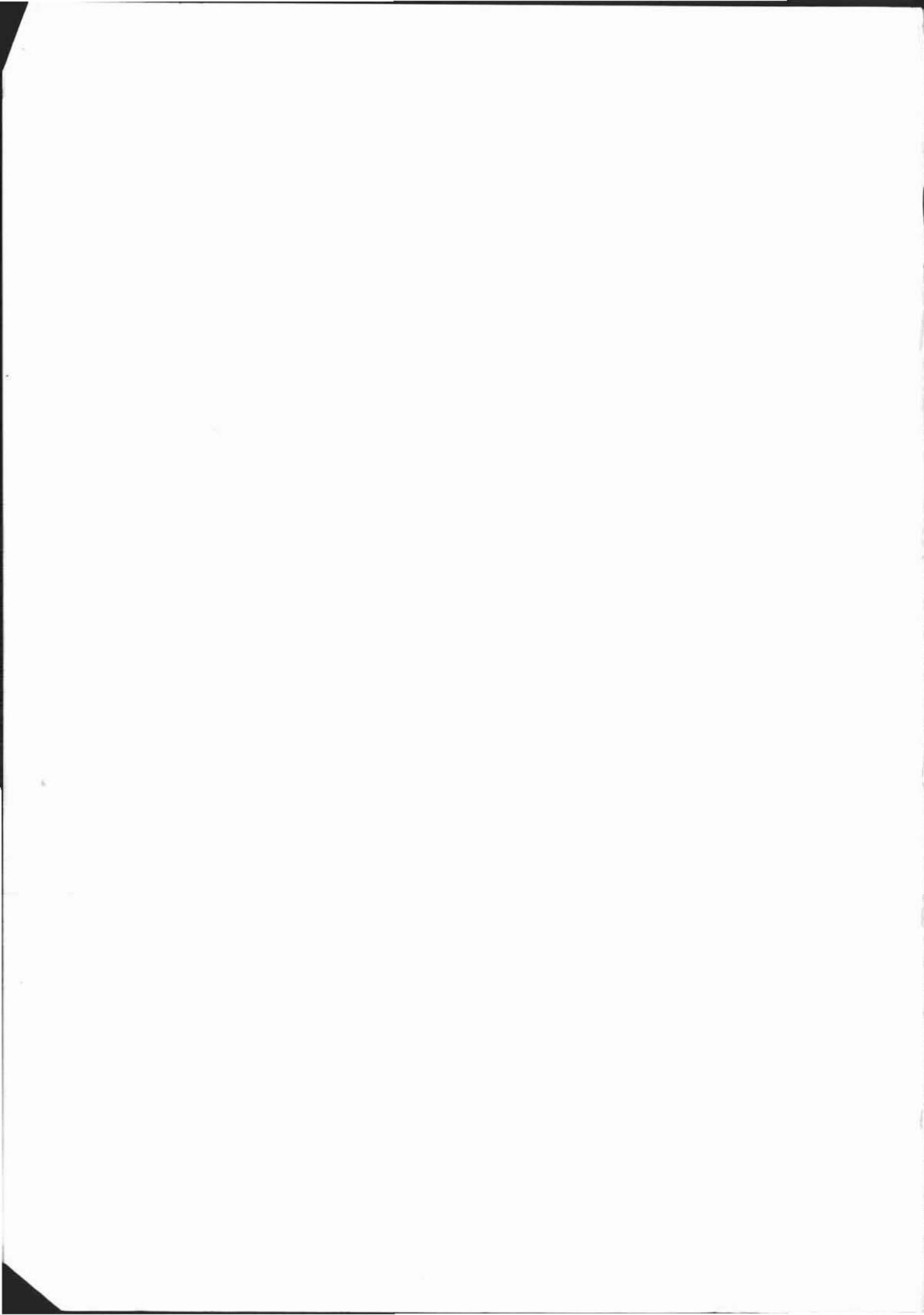
Directeur de Recherches CNRS, LTHE, Grenoble

M. Hubert J.

MOREL-SEYTOUX

*Professeur, Université d'Etat du Colorado, Fort Collins,
(USA)*

Thèse préparée à l'ORSTOM (Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération) en collaboration avec le Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement-Grenoble (Université Joseph Fourier, CNRS-URA 1512, INPG)



Ifosé 'Nassarey waatikoulou ga ba hayeykoulou bey ?

Pourquoi les "Blancs" veulent-ils toujours tout comprendre ?

Réflexion d'un jeune garçon devant
un tube de mesure de l'humidité du sol.
Mare de Wankama, 1993.
(Langue Zarma)

*A Hélène,
A mes parents,
A Frédéric et Antoine*



AVANT - PROPOS

Cette étude est le fruit d'une collaboration entre le Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE, CNRS URA 1512, Université Joseph Fourier - Grenoble I, Institut National Polytechnique de Grenoble) et l'ORSTOM (Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération). Elle a été financée à parts égales par le Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche et par l'ORSTOM, et a bénéficié d'un complément du Programme National Français d'Etude Du Climat (PNEDC).

Si un travail de thèse est, dans les dernières semaines de rédaction, un exercice solitaire, son contenu est naturellement le fruit d'échanges et d'apports de toutes sortes, et je prends ici le temps d'adresser ma reconnaissance à tous ceux qui m'ont aidé.

Mes remerciements s'adressent tout d'abord à Michel Vauclin, Directeur de Recherches au CNRS, responsable du LTHE, qui m'a permis de bénéficier d'une allocation de recherche, support matériel indispensable, et qui a accepté de diriger ce travail. Sa promptitude pour la relecture de ces pages n'a d'égale que la pertinence de ses remarques.

Ils s'adressent aussi à Christian Valentin, Directeur de Recherches à l'ORSTOM, qui a proposé le sujet de cette étude. Il m'a initié aux secrets de la "croustologie" sahélienne et m'a conseillé et soutenu pendant les moments de doute, sous le soleil des tropiques (sèches). Ce soutien s'est poursuivi à distance, par delà le Sahara, grâce aux miracles des moyens modernes de communication.

Je suis reconnaissant à Pierre Chevallier, Directeur de Recherches à l'ORSTOM, d'avoir accepté de suivre ce travail au quotidien à Montpellier et d'avoir bien voulu en être l'un des rapporteur. Ses conseils furent précieux.

Mes remerciements vont ensuite aux autres membres du jury : M. Guy Perrier, Professeur à l'Université Joseph Fourier, qui a bien voulu le présider, Bruno Ambroise, Directeur de Recherches au CNRS, qui a accepté d'en être l'autre rapporteur, et Hubert J. Morel-Seytoux, Professeur à l'Université de Fort Collins (Colorado, USA) qui a répondu à l'invitation à juger ce travail.

Je n'oublie pas tous ceux à Niamey, à Montpellier, à Grenoble ou ailleurs qui de près ou de loin ont contribué à construire ce travail. Je pense en particulier à Sylvie Galle, Michel Esteves, Bernard Cappelaere, Jean-Christophe Desconnets, Christian Leduc et Thierry Lebel, avec lesquels je conserve des liens d'amitié. Je garde une pensée amicale pour Jean Louis Rajot et Jean Pierre Vandervaere en souvenir des longues heures passées en brousse, sous le soleil des tropiques, toujours aussi sèches.

Merci à ceux qui ont permis égayer l'austérité des dernières heures, joyeux drilles ou compagnons noctambules : Ana, Sabine, Anne, Dominique, Bernard, Jean-Christophe, Christian, Eric, Gustavo,...

Merci à Hélène pour sa patience !

Je n'oublie pas les villageois de Banizoumbou et leur accueil sympathique, et je garde un chaleureux souvenir d'Hamma et Saïdou pour leur humour, leur soutien dans mes tentatives d'apprentissage de leur langue, et pour l'aide indispensable qu'ils m'ont apportée sur le terrain.

Que ceux qui ont été oubliés me pardonnent !

SOMMAIRE

Introduction

1. Contexte de l'étude.....	15
2. Problématique et objectifs	16
3. Méthodes.....	18

Chapitre 1. Contexte géographique

1. Introduction.....	23
2. Le Niger occidental.....	24
2.2. Histoire géologique	24
2.2. Paysages actuels	25
3. Contexte hydrogéologique.....	25
4. Hydrographie	26
5. Climat	26
5.1. Circulation générale en Afrique de l'Ouest	27
5.2. Eléments de climatologie.....	28
5.3. Précipitations.....	30
5.3.1. <i>Structure des systèmes précipitants</i>	30
5.3.2. <i>Régime pluviométrique</i>	33
6. L'homme dans le milieu.....	35
6.1. Généralités	35
6.2. Activités agricoles et pastorales.....	35

Chapitre 2. Site expérimental - Dispositif de mesure - Méthodes

1. Site expérimental	39
1.1. Présentation générale	39
1.2. Caractères morphologiques et pédologiques.....	41
1.2.1. <i>Unités morphologiques</i>	41
1.2.2. <i>Description pédologique de la toposéquence étudiée</i>	42
2. Dispositifs de mesure.....	44
2.1. Mesure de la pluie.	46
2.2. Mesure du ruissellement.	46
2.2.1. <i>Parcelles</i>	46
2.2.2. <i>Bassins versants</i>	51
2.3. Mesure de l'humidité du sol.	52

3. Méthodes.....	53
3.1. Préliminaires : définitions et rappels.....	53
3.1.1. <i>Caractérisation de l'encroûtement de la surface du sol</i>	53
3.1.2. <i>Rappels d'hydrodynamique</i>	58
3.2. Méthodes d'analyse.....	68
3.2.1. <i>Cartographie des états de surface</i>	68
3.2.2. <i>Caractérisation hydrodynamique des sols</i>	70
3.2.3. <i>Analyse des profils d'humidité</i>	71
3.2.4. <i>Analyse des crues</i>	78
3.3. Calculs d'erreur.....	84
3.3.1. <i>Erreur sur la mesure de la pluie</i>	84
3.3.2. <i>Erreurs associées aux mesures de l'humidité du sol</i>	85
3.3.3. <i>Erreur sur les volumes de crue</i>	86

Chapitre 3. Résultats

1. Pluviométrie.....	91
1.1. Résultats.....	91
2. Résultats acquis à l'échelle stationnelle.....	93
2.1. Texture du sol.....	93
2.2. Caractéristiques hydrodynamiques.....	94
3. Résultats acquis à l'échelle des parcelles.....	97
3.1. Site de brousse tigrée.....	97
3.1.1. <i>Sols</i>	98
3.1.2. <i>Infiltration</i>	100
3.1.3. <i>Ruissellement</i>	105
3.1.4. <i>Discussion</i>	109
3.1.5. <i>Bilan hydrologique saisonnier</i>	110
3.1.6. <i>Eléments de dynamique de l'écosystème "brousse tigrée"</i>	115
3.1.7. <i>Conclusion</i>	117
3.2. Parcelle de jachère.....	118
3.2.1. <i>Sols</i>	118
3.2.2. <i>Infiltration</i>	120
3.2.3. <i>Ruissellement</i>	121
3.2.4. <i>Discussion</i>	123
3.2.5. <i>Bilan hydrologique saisonnier</i>	124
3.2.6. <i>Conclusion</i>	124
3.3. Parcelle sur champ de mil.....	125
3.3.1. <i>Sols</i>	126
3.3.2. <i>Infiltration</i>	128
3.3.3. <i>Ruissellement</i>	131

3.3.4. Discussion	134
3.3.5. Bilan hydrologique saisonnier	135
3.3.6. Conclusion.....	136
3.4. Intercomparaison des résultats	137
3.4.1. Aptitude au ruissellement.....	137
3.4.2. Intérêt de la pluie potentielle de ruissellement	138
3.4.3. Comparaison des parcelles de mil et de jachère.....	138
3.5. Conclusion	141
4. Résultats acquis à l'échelle de la toposéquence	142
4.1. Bassins versants	143
4.1.1. Sols	143
4.2. Ruissellement	145
4.2.1. Discussion	149
4.2.2. Conclusion.....	151
4.3. Champ de mil	151
4.3.1. Sols	152
4.3.2. Infiltration	152
4.3.3. Discussion	161
4.3.4. Bilan hydrologique en saison des pluies sur le versant	165
4.3.5. Conclusion.....	169
4.4. Zone d'épandage - Ourlet	170
4.4.1. Sols	170
4.4.2. Infiltration	170
4.4.3. Discussion	176
4.4.4. Bilan hydrologique.....	176
4.4.5. Conclusion.....	180
4.5. Conclusion du paragraphe 4.....	180
5. Eléments de fonctionnement hydrologique de la toposéquence	181
5.1. Synthèse des résultats expérimentaux	181
5.1.1. Plateau	181
5.1.2. Talus de plateau, piedmont dégradé	182
5.1.3. Jachère et mil	182
5.1.4. Ravines, ourlet.....	183
5.1.5. Résultats complémentaires issus de la modélisation.....	183
5.2. Conséquences.....	185
5.2.1. Estimation de l'infiltration sous le bassin C	186
5.3. Représentativité à l'échelle régionale des processus décrits : des éléments.....	188
5.4. Conclusion	189

Chapitre 4. Modélisation

1. Introduction.....	195
2. Généralités à propos des modèles hydrologiques.	195
2.1. Un modèle hydrologique : pour quoi faire ?	196
2.2. Types de modèles	196
2.3. Mise en oeuvre d'un modèle.....	198
3. Objectifs et méthodes.....	200
4. Le Modèle SWATC	201
4.1. Présentation générale	202
4.1.1. Représentation du système hydrologique	203
4.1.2. Représentation des processus hydrologiques.....	206
4.1.3. Modifications apportées au modèle	207
4.1.4. Synthèse : fonctionnement général du modèle	209
4.2. Mise en oeuvre du modèle à l'échelle de la parcelle	211
4.2.1. Préliminaires.....	211
4.2.2. Détermination de la valeur des paramètres.....	215
4.2.3. Simulations sans calage	217
4.2.4. Calage	219
4.2.5. Validation.....	220
4.2.6. Discussion	233
4.2.7. Conclusion.....	236
4.3. Mise en oeuvre du modèle à l'échelle des bassins.....	237
4.3.1. Préliminaires.....	237
4.3.2. Calage du modèle.....	244
4.3.3. Validation : qualité des ajustements	245
4.3.4. Discussion	254
4.3.5. Conclusion.....	256
4.4. Analyse critique de la modélisation proposée.....	256
4.4.1. Représentation du milieu.....	256
4.4.2. Représentation des processus.....	257
4.4.3. Amélioration des performances du modèle	257
4.5. Conclusion concernant les résultats de SWATC	258
5. Le modèle empirique.	259
5.1. Principe	259
5.1.1. Fonction de production	260
5.1.2. Spatialisation des fonctions de production	260
5.2. Mise en oeuvre	261
5.2.1. Echelle de la parcelle	261
5.2.2. Echelle des bassins.....	261
5.3. Conclusion.	263

6. Application de la modélisation à la détermination des termes du bilan hydrologique.	263
6.1. Comparaison des résultats des modèles	264
6.2. Bilan hydrologique saisonnier.....	266
6.2.1. <i>Bilan par sous-bassin</i>	267
6.2.2. <i>Bilan sur le bassin C</i>	269
6.3. Conclusion	272
7. Conclusion : apport de la modélisation.	272

Conclusion Générale

1. Principaux résultats.....	275
1.1. Résultats expérimentaux - modélisation	275
1.1. Résultats méthodologiques	277
2. Apports de l'étude.	278
3. Perspectives.	279
Références bibliographiques.....	281
Liste des figures	301
Liste des tableaux.....	304
Annexes	307
Résumé	355
Abstract.....	356



INTRODUCTION



1. Contexte de l'étude

L'ensemble des études hydrologique menées en Afrique de l'Ouest a permis d'étudier les processus affectant les différentes composantes du cycle hydrologique dans cette région. Pour la zone sahélienne (frange sud du Sahara), le cycle hydrologique est caractérisé par des précipitations très variables dans l'espace et le temps, qui surviennent en quatre à cinq mois. L'écoulement de surface est généralisé. Dans le réseau hydrographique, souvent très dégradé, les crues sont sporadiques. Au pas de temps annuel, l'évaporation et la transpiration, termes prépondérants, représentent environ 90 % du bilan hydrologique .

L'étude fine des processus de genèse des écoulements en zone sahélienne a permis de montrer, par des campagnes de simulation de pluie associées à une étude pédologique détaillée des horizons superficiels du sol (Valentin, 1981 ; Casenave et Valentin, 1992), que la capacité d'infiltration des sols sahéliens est sous la dépendance quasi-exclusive des propriétés de la surface du sol, en particulier de son encroûtement.

Dans ce contexte, notre étude s'intéresse à la compréhension du fonctionnement hydrologique d'une toposéquence sahélienne, portion du versant d'un bassin versant, sous l'influence des propriétés de la surface du sol. Le site expérimental est situé à 70 km de Niamey, au Niger.

Elle s'intègre d'une part dans le programme VERSE développé par l'Unité de Recherches 24 (Dynamique et usages des hydrosystèmes locaux) du Département des Eaux Continentales (DEC) de l'ORSTOM.

Elle s'intègre d'autre part dans l'expérience HAPEX-Sahel, soutenue par le Programme Mondial de Recherche sur le Climat (WCRP), à laquelle ont participé aux côtés de l'ORSTOM et du LTHE plusieurs instituts de recherche français et étrangers.

Les conclusions de l'étude intéressent également le programme SALT (Savane à Long Terme), soutenu par le Programme International Géosphère-Biosphère (PIGB) qui étudie l'évolution actuelle des savanes africaines.

Les aspects de modélisation ont été traités en collaboration avec le LTHE et l'Unité de Recherches 21 ("Mécanismes du cycle de l'eau en interaction avec le climat et l'environnement : concepts et modélisation") du DEC (ORSTOM).

Le programme VERSE, intitulé "Redistribution et gestion des eaux pluviales sur les versants sahéliens" a pour double objectif de caractériser, de comprendre et de modéliser les flux

hydriques à l'échelle du versant en zone sahélienne, et de fournir les bases physiques à une meilleure gestion de l'eau pluviale. Notre travail s'intègre dans le volet "hydrodynamique superficielle" du programme, qui s'appuie sur différents sites expérimentaux en Afrique de l'ouest (Niger, Burkina Faso, Sénégal).

Les expériences de type HAPEX (Hydrologic and Atmospheric Pilot Experiment) visent quant à elles à estimer les flux d'énergie et de masse à l'échelle d'un degré carré (10 000 km² environ sous les latitudes tropicales), maille élémentaire de calcul des modèles de circulation générale de l'atmosphère (MCG), afin de fournir des paramètres de validation des algorithmes de calcul des transferts entre la surface continentale et l'atmosphère. Pour la zone tropicale sèche l'expérience HAPEX-Sahel s'est déroulée dans la région de Niamey (Niger), avec une période d'observation intensive en 1992. Cette expérience vient à la suite d'autres programmes du même type réalisés sous des climats différents comme HAPEX-MOBILHY en 1986 dans le sud ouest de la France (André et al. 1986), FIFE en 1987 et 1989 au Kansas, USA (Sellers et al., 1988) ou EFEDA en 1991 et 1993 dans la région de Castille, La Mancha, en Espagne (Bolle et al., 1993).

Le programme SALT a pour objectif l'étude de l'évolution à long terme des savanes africaines, en particulier en ce qui concerne la végétation. Il s'appuie sur six sites expérimentaux répartis en Afrique de l'Ouest selon deux transects, l'un Nord-Sud du Burkina-Faso à la Côte d'Ivoire et l'autre Est-Ouest du Niger au Sénégal.

2. Problématique et objectifs

Les trois grands programmes auxquels est rattachée cette étude font appel à des disciplines variées, qui étudient les différents aspects du cycle de l'eau, à l'échelle du versant ou à une échelle plus large. Il s'agit de comprendre quels sont les "**chemins de l'eau**", c'est à dire de quelle manière l'eau de pluie est redistribuée dans le milieu et les conséquences sur le bilan hydrologique général de la région. Cette compréhension passe par la caractérisation des précipitations, de la genèse puis du transfert des écoulements, des transferts dans le sol, en profondeur, de l'utilisation de l'eau par les plantes et des modalités de sa restitution à l'atmosphère. L'ensemble de ces aspects ne peut évidemment être traité dans une étude unique, et notre travail constitue une **contribution** à cet effort général de recherche.

Lors d'une averse, l'eau de pluie qui parvient sur le sol s'y infiltre et, lorsque les conditions sont réunies, une partie ruisselle, se concentre dans le réseau hydrographique et s'écoule vers l'aval. Après l'arrêt de la pluie, la demande évaporatoire et l'activité des végétaux contribue à extraire une partie de l'eau du sol. L'autre partie poursuit sa redistribution au sein du sol, et percole, le cas échéant, vers une nappe.

En termes de redistribution de la pluie, la première phase (pendant la pluie) concerne essentiellement la redistribution "horizontale" de l'eau : partition entre infiltration et ruissellement puis répartition de l'écoulement à la surface du bassin versant. Entre deux averses, la redistribution de l'eau se fait essentiellement selon la direction verticale : évapotranspiration et percolation.

Dans cette étude, nous nous intéresserons presque exclusivement aux processus de **redistribution horizontale** de l'eau, pendant les averses. L'apport en eau, c'est à dire la pluie, est connu par ailleurs, à partir des travaux d'autres équipes engagées dans les programmes de recherche. Les transferts verticaux seront très peu abordés

Compte tenu du déterminisme des propriétés de la surface (encroûtement) du sol établi par les études antérieures, le recensement des différents types de croûtes est l'un des fondements de la méthode employée ici.

Sur le versant sahélien étudié, jugé représentatif des versants de la région, nous cherchons :

- à l'échelle locale, à quantifier l'infiltration et le ruissellement sur chaque type de surface rencontré sur le site (partition infiltration/ruissellement),
- à en déduire les conséquences sur le fonctionnement hydrologique de la **toposéquence**, en particulier à comprendre et quantifier de quelle manière l'eau se répartit dans ce système (transfert du ruissellement).

Les résultats escomptés constitueront, dans le cadre des programmes VERSE et SALT, une base scientifique à l'usage, par exemple, d'opérateurs du développement, qui peut contribuer à une meilleure gestion des écosystèmes sahéliens.

L'échelle de travail est par contre bien différente de celle de l'expérience HAPEX-Sahel. Mais, considérant que les processus hydrologiques (en premier lieu le ruissellement et l'infiltration, puis l'évapotranspiration et la recharge des aquifères qui en découlent) sont initiés à l'échelle locale avant d'être transférés à d'autres échelles, les résultats que nous proposons peuvent constituer un point de départ pour l'étude des processus hydrologiques sur des surfaces de plus en plus grandes, problématique centrale d'HAPEX-Sahel. Nous évaluerons donc la **représentativité** à l'échelle régionale des processus décrits sur la toposéquence, et nous étudierons leur contribution au **cycle hydrologique régional**.

3. Méthodes

Notre étude s'est déroulée en deux phases : la **collecte des données** sur le terrain, au Niger, pendant deux saisons des pluies (mars 1992 à novembre 1993), suivie de l'interprétation et la **synthèse** des résultats expérimentaux à Montpellier.

Sous l'effet de la dynamique scientifique induite par l'expérience HAPEX-Sahel, des disciplines très diverses étaient représentées sur le site expérimental : bioclimatologie, science du sol, météorologie, hydrogéologie, phytoécologie, hydrologie de surface. Nous avons apprécié le travail en commun et les nombreux échanges avec les chercheurs de ces disciplines. A plusieurs reprises, ce mémoire fera référence à certains de leurs résultats qui enrichissent notre compréhension du fonctionnement hydrologique des bassins.

L'ensemble des équipes impliquées dans HAPEX-Sahel a fourni un effort de collecte de données plus soutenu au cours de la Période d'Observation Intensive (POI), du 15 août au 15 octobre 1992. Concernant la thématique de l'hydrologie de surface, les études ont été réalisées à l'échelle **ponctuelle** (caractérisation hydrodynamique des croûtes superficielle par le LTHE), à l'échelle de la **parcelle** (caractérisation du ruissellement et de l'infiltration sur 100 m²), et sur des petits **bassins versants** de 5 à 13 hectares (suivi des crues) délimités sur le toposéquence étudiée.

Au cours de notre séjour au Niger, nous nous sommes plus particulièrement consacré à l'étude de **l'écoulement de surface à l'échelle locale**, par le suivi de **trois parcelles de ruissellement**. Chaque parcelle est supposée **représentative** d'un type d'état de surface parmi les plus caractéristiques de la région. Notre étude se place dans le prolongement des travaux antérieurs dans la zone sahélienne, en particulier ceux réalisés sur 1 m² sous simulation de pluie, pour évaluer l'effet du type de croûte superficielle sur les processus hydrologiques.

Pour la phase d'analyse des résultats, nous avons bien évidemment utilisé nos propres données, mais également celles (humidité du sol, crues sur les bassins, propriétés hydrodynamiques des sols) recueillies sur le site expérimental par différentes équipes de recherche. Notre travail constitue une **synthèse partielle** des données de ces équipes, qui permet d'appréhender le fonctionnement hydrologique du versant.

La **modélisation hydrologique** est utilisée pour compléter les informations issues de l'analyse des données de terrain. Nous l'avons mise en oeuvre à deux échelles : d'abord à celle des parcelles de ruissellement, puis à celle des petits bassins versants. La répartition des états de

surface sur les bassins, permet la décomposition des bassins en unités hydrologiques "homogènes" et la spatialisation des processus locaux observés à l'échelle de la parcelle.

On propose de tester **deux modèles**. Le premier est le modèle **SWATCH** (Morel-Seytoux et Al Hassoun, 1989), de type **distribué, à bases physiques**. Nous l'avons adapté pour permettre la simulation de l'infiltration dans un sol bi-couche (croûte/sol sous-jacent). Dans une première étape, on recherche par calage et validation sur les observations, les paramètres effectifs permettant de reconstituer les crues observées sur les parcelles. Ces paramètres sont ensuite affectés aux unités hydrologiques correspondantes. Le calage des paramètres du transfert et de l'infiltration en chenal permet de reconstituer les volumes observés à l'exutoire des bassins versants.

Le second modèle, de type **empirique**, est fondé sur une fonction simple de production de ruissellement, déterminée expérimentalement à l'échelle de la parcelle. A chaque unité homogène définie sur le bassin on associe la fonction de production relative à l'état de surface correspondant, et le ruissellement de l'ensemble est estimé au pas de temps de l'événement par la somme, pondérée par les surfaces, de la production des différentes unités hydrologiques.

Les simulations réalisées permettent de **quantifier** les composantes du **cycle hydrologique** à l'échelle des bassins versants, et en particulier de donner une estimation des termes non accessibles directement à partir des mesures (infiltration en chenal, etc.).

Ce mémoire se divise en quatre chapitres :

- Le premier présente sommairement **le milieu sahélien et la zone d'étude** pour fournir au lecteur les informations nécessaires à la compréhension de la suite de l'exposé.
- Le second chapitre est consacré à la description du **site expérimental et des dispositifs de mesure** implantés. Les **méthodes d'analyse** utilisées par la suite y sont également détaillées.
- Le chapitre 3 rassemble les **résultats** obtenus aux différentes échelles, de la station ponctuelle au petit bassin versant. Les **principaux résultats**, les conséquences qui en découlent quant au fonctionnement hydrologique de la toposéquence et les **implications** à plus grande échelle sont rassemblés à la fin de ce chapitre (§ 5).
- Le quatrième chapitre est consacré à la **modélisation hydrologique** et présente de manière détaillée les deux modèles retenus et les résultats qu'ils ont permis d'obtenir.
- La conclusion générale synthétise les résultats acquis, mais souligne aussi les interrogations qui subsistent.

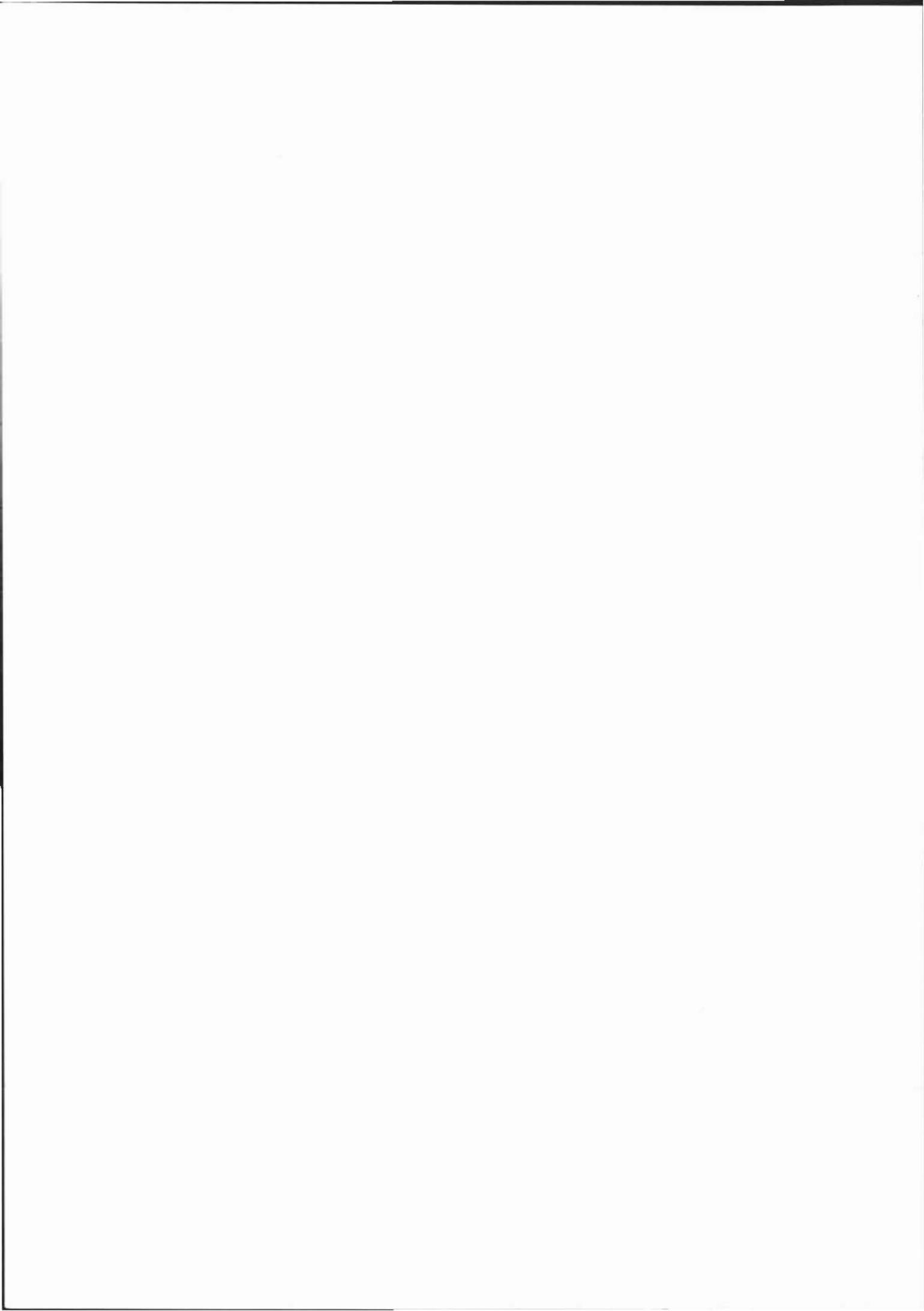
Aux chapitres 3 et 4, un paragraphe de conclusion à la fin de chaque grande section résume les principaux résultats établis et, en jalonnant le raisonnement, permet nous l'espérons de faciliter la lecture et la compréhension.

Les documents en annexe sont rassemblés en quatre parties :

- l'annexe 1 présente les cartes d'états de surface des parcelles et des bassins versants,
- l'annexe 2 propose une description détaillée d'une parcelle de ruissellement,
- l'annexe 3 rassemble les caractéristiques des pluies et celles des crues mesurées sur les parcelles,
- les hypothèses et la structure du modèle SWATC^H sont détaillées à l'annexe 4.

CHAPITRE 1

CONTEXTE GEOGRAPHIQUE



Ce chapitre a pour but la présentation du contexte géographique et climatique de l'étude (§ 1 à 5). Le contexte humain (agriculture, pression anthropique sur le milieu) est rapidement évoqué (§ 6).

1. Introduction

En Occident, le mot "Sahel" fait bien souvent référence à une région d'Afrique qui semble frappée périodiquement par une fatalité aveugle, y provoquant des sécheresses catastrophiques, telles que celles de 1973 ou 1984. Le Sahel, ou plutôt la zone sahélienne, ne se réduit bien évidemment pas à ces images véhiculées par les médias. Nous nous proposons, dans ce chapitre d'explorer rapidement ce domaine, et d'en préciser les caractéristiques géographiques et climatiques dans la région de Niamey, où se trouve le site étudié.

Le mot *sahel* est dérivé de l'arabe *sahil* (rivage, bord) et renvoie à la notion de limite, de zone de transition. D'une manière générale, le Sahel est la zone géographique située au sud du Sahara qui forme la **transition** entre l'Afrique **désertique** et l'Afrique **humide**. Le Sahel ne s'insère pas dans des limites géographiques précises, et des définitions variées ont été proposées. Courel (1984) en mentionne trois, se référant à des critères pluviométriques, phytogéographiques et géomorphologiques.

- Le Sahel est la zone comprise entre les isohyètes **200 mm** au nord et **700 mm** au sud. L'isohyète 200 mm est la limite septentrionale de l'espace dans lequel les cultures pluviales sont possibles.
- Le Sahel est compris entre la limite méridionale de l'aire de *Stipagrostis pungens* et la limite septentrionale de l'aire de *Butyrospermum parkii* (karité ou arbre à beurre). Ces limites coïncident grosso modo avec les isohyètes 150 et 700 mm.
- La limite sud du Sahel correspond à la limite méridionale des ensembles dunaires Pléistocène, fixés de nos jours.

A côté de ces définitions, différents travaux ont permis de préciser les caractéristiques des processus hydrologiques observés au Sahel. Nous en proposons deux.

- Des études hydro-pédologiques, notamment Casenave et Valentin (1989), montrent que les écoulements de surface en zone sahélienne sont sous la dépendance quasi exclusive des **propriétés de la surface du sol**.
- Par ailleurs, Rodier (1964) montre que le Sahel est caractérisé par une **dégradation marquée du réseau hydrographique**, du fait du fort déficit pluviométrique et des faibles pentes des terrains. La limite sud du Sahel correspond à la disparition de ce phénomène de dégradation du réseau.

Notons cependant que ces deux derniers caractères sont communs à beaucoup d'autres zones semi-arides de la planète (Arizona, Australie, ...) et ne constituent donc pas une caractéristique propre au Sahel.

Quels que soient les critères considérés, l'ouest nigérien et la région de Niamey se situent au coeur de la zone sahélienne.

2. Le Niger occidental

2.1. *Histoire géologique*

Le contexte géologique général est celui du Niger occidental, à cheval sur deux ensembles géologiques : le socle précambrien, à l'affleurement dans le Liptako-Gourma, vers la frontière du Burkina Faso à l'ouest du fleuve, et les formations sédimentaires du bassin des Iullemeden à l'est (Figure 1). Cet ensemble sédimentaire, mis en place au début de l'ère tertiaire (Paléogène : -65 à -25 millions d'années) et composé de grès argileux, est appelé continental terminal (Greigert 1966, Greigert et Pognet 1965, 1967). Au Néogène supérieur (-5 à -2 MA), le continental terminal et la marge des roches du socle se présentent sous la forme d'une très vaste cuvette de pente faible et drainant vers le sud ; une cuirasse ferrugineuse recouvre les sédiments argileux.

Cette surface a été ensuite entaillée par les cours d'eau quaternaires pour former le paysage actuel, constitué de massifs tabulaires reliques du plateau originel, séparés par des vallées généralement vastes. Cet épisode d'érosion intense, lié à un climat humide, a précédé des périodes très arides au cours desquelles se sont mis en place deux systèmes dunaires d'âges différents, dont on retrouve trace actuellement. Le premier (erg ancien), orienté S.O-N.E, n'est pas daté avec certitude mais, selon Gavaud (1977), il pourrait être analogue à des formations dunaires antérieures à 40 000 BP. Le second système dunaire, probablement d'âge Ogolien (20 000 à 15 000 BP), a partiellement remanié le précédent. Le paysage a connu un dernier

épisode d'ensablement, plus récent, au cours duquel les vastes vallées ont été envahies par des sables éoliens d'origine locale.

2.2. Paysages actuels

Dans le paysage actuel, les plateaux reliques constituent les points hauts du relief (altitude voisine de **220 à 240 m** au dessus du niveau de la mer). Ils sont séparés par de vastes vallées de pente faible, constituées de formations sableuses qui s'appuient sur le flanc des plateaux. Ces versants sableux constituent les terroirs sur lesquels se développe l'agriculture. Les fonds de vallée sont parcourus par des cours d'eau temporaires, appelés "koris".

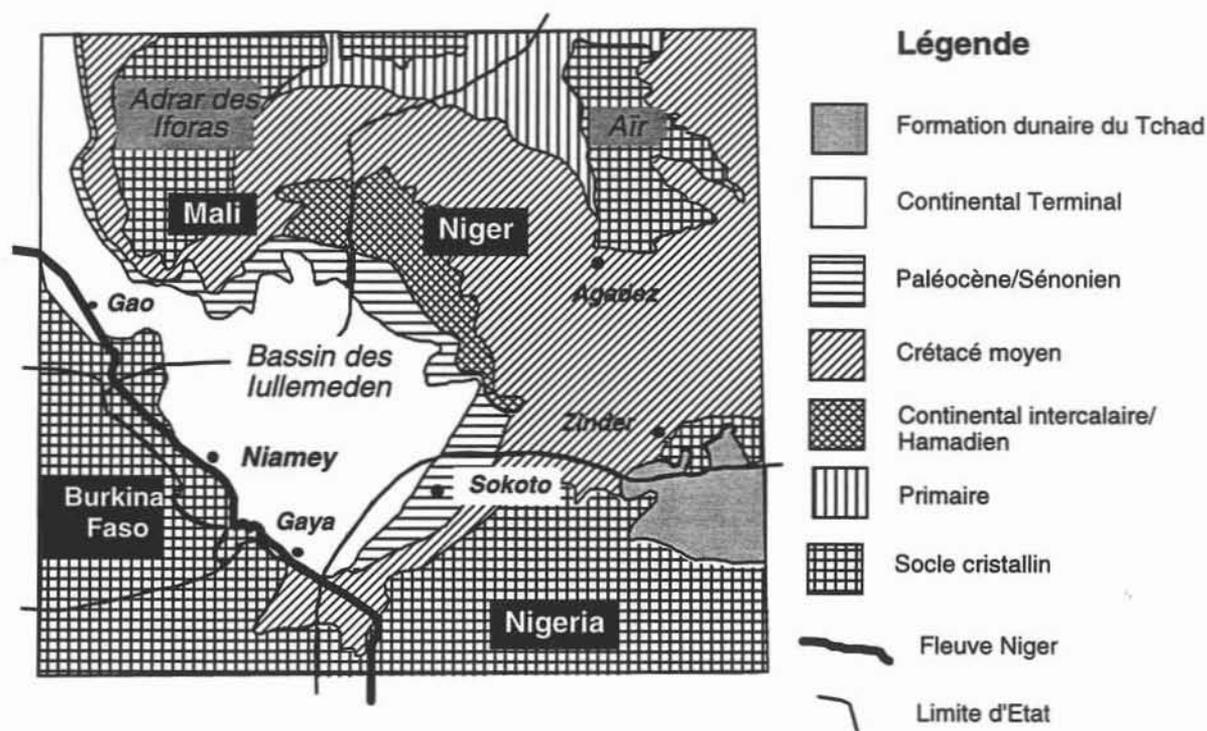


Figure 1. Carte géologique du Niger occidental. D'après PNUD (1986).

3. Contexte hydrogéologique

Les séries sédimentaires du Continental Terminal (CT) qui constituent le bassin des Iullemeden contiennent trois nappes aquifères superposées. Les deux nappes les plus profondes (nappes captives du CT1 et du CT2) se situent vers 120-150 m et 70-90 m de profondeur, et renferment des eaux fossiles âgées de plusieurs dizaines de milliers d'années. La nappe phréatique du CT3 se rencontre, elle, à des profondeurs variant de **20 à 40 m sous les vallées**

sableuses à plus de 70 m sous certains plateaux (Leduc, comm. personnelle). La dynamique de cette nappe phréatique a été étudiée dans le cadre d'HAPEX-Sahel, et son alimentation préférentielle par les infiltrations sous les mares a été mise en évidence (Desconnets, 1994 ; Leduc et Desconnets, 1994a et 1994b ; Esteves et Lenoir, 1994).

4. Hydrographie

En rive gauche du fleuve, dans la région de Niamey, il n'existe pas de réseau hydrographique fonctionnel à grande échelle, mis à part le fleuve lui-même. Selon l'hypothèse la plus couramment admise, un réseau hydrographique ancien prenait naissance dans l'Aïr ou l'Adrar des Iforas (dans le désert saharien) et coulait vers le Sud. Le kori de Ouallam ou le Dallol Bosso seraient des vestiges de ce réseau qui était fonctionnel au cours des périodes plus humides du quaternaire¹. Lenoir (com. pers.), au contraire, émet l'hypothèse que les dépressions topographiques apparentées à un système hydrographique seraient le résultat d'un effondrement, coïncidant avec les accidents tectoniques majeurs du socle cristallin.

Quoiqu'il en soit, ce "réseau" ne connaît pas d'écoulements continus à l'époque actuelle, et se présente en saison des pluies comme un chapelet de mares plus ou moins interconnectées. La mise en place de "verrous" sableux en divers points des dépressions topographiques assimilées à des axes de drainage conduit à la discontinuité spatiale des écoulements et renforce la tendance à l'endoréisme, caractéristique dominante de l'hydrographie de la région. Rodier (1964) explique cette dégradation du réseau hydrographique par deux phénomènes :

- ◆ en saison sèche, la dégénérescence de la végétation herbacée favorise l'érosion éolienne et l'érosion hydrique en début de saison des pluies,
- ◆ le caractère sporadique des crues et les pentes faibles des terrains induisent des débits insuffisants pour charrier les dépôts de l'érosion et entretenir les lits des cours d'eau.

Une typologie des endoréismes, établie dans le cadre de l'expérience HAPEX-Sahel, précise les processus hydrologiques mis en jeu (Desconnets, 1994).

5. Climat

Nous présentons ici les grands traits du climat sahélien. Dans le contexte de cette étude d'hydrologie de surface, nous insisterons plus sur les précipitations qui sont à l'origine de

¹ On chassait l'hippopotame dans la région d'Agadès, vers 2500 av. J.C., (Paris et al. 1989).

l'encroûtement du sol et du ruissellement, et nous renvoyons à l'abondante bibliographie pour ce qui concerne les autres composantes du climat.

5.1. Circulation générale en Afrique de l'ouest

Le climat de l'Afrique de l'ouest est influencé par l'activité de l'anticyclone des Açores au nord de l'Equateur et de l'anticyclone de Sainte Hélène au sud. L'anticyclone des Açores, relayé par l'anticyclone du Sahara (Figure 2), dirigent des masses d'air vers le sud-ouest alors que l'anticyclone de Sainte Hélène (non figuré) pousse de l'air humide de l'atlantique vers le continent. La confrontation de ces deux masses d'air forme le **Front InterTropical (FIT)** ou Zone InterTropicale de Convergence (ZITC). Dhonneur (1984) ou Courel (1986) présentent plus en détail la circulation générale des masses d'air en zone tropicale.

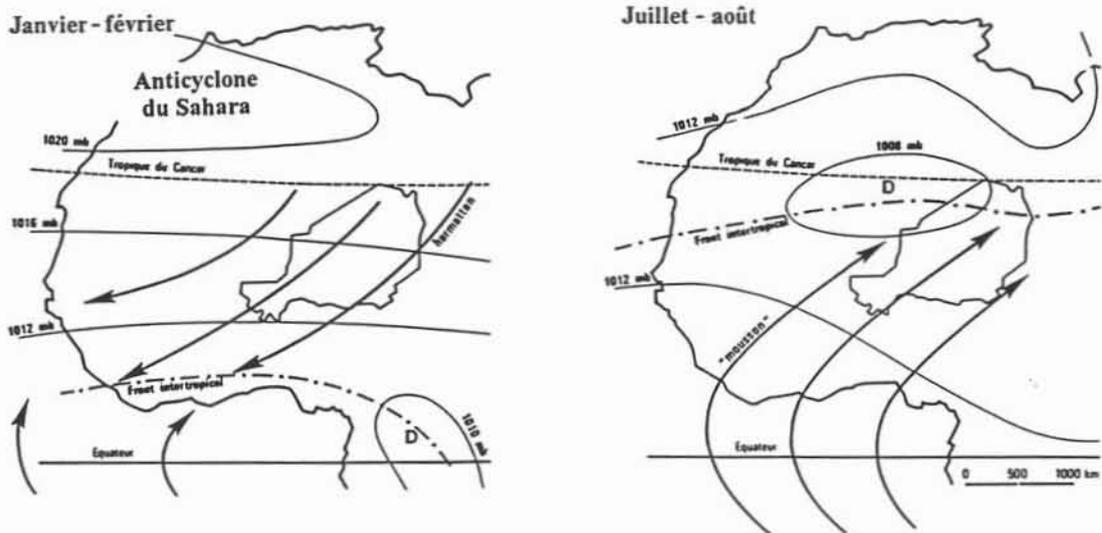


Figure 2. Position du FIT selon la saison sur l'Afrique de l'ouest.

(D'après Morel, in Atlas du Niger). Les contours du Niger sont figurés sur la carte.

De novembre à mai, l'anticyclone de Sainte Hélène s'affaiblit et le FIT s'est retiré au dessus de l'Atlantique, près de l'Equateur vers 5° N : c'est la saison sèche. Sur le Sahel souffle l'harmattan, vent de nord-est sec et froid. Vers le mois de juin, l'affaiblissement de l'anticyclone des Açores et l'établissement d'une dépression (d'origine thermique) sur le Sahara, vers 20° N,

provoque la remontée du FIT vers le nord. Il s'établit sur le Sahara. Des masses d'air humide ou flux de mousson, provenant de l'Atlantique, au sud-ouest, sont dirigées sur le continent. Cet air humide provoque la formation des systèmes de précipitations qui se développent durant les quatre à cinq mois de la saison des pluies avec, au Niger méridional, un paroxysme correspondant à la position septentrionale du FIT, vers 20 ° de latitude nord (Tombouctou, Mali), au mois d'août.

5.2. *Eléments de climatologie*

Température de l'air

La moyenne annuelle des températures journalières varie entre 22° C au minimum et 36° C au maximum (Figure 3-a). La moyenne mensuelle des extrema journaliers présente une distribution bimodale, avec un maximum en fin de saison sèche (avril-mai) : à cette période, la température peut dépasser 45° C. L'air se refroidit en saison des pluies, pour atteindre des températures inférieures à la moyenne annuelle, puis se réchauffe début de saison sèche (septembre-octobre), alors que le FIT ne s'est pas retiré totalement dans sa position méridionale, avant de se refroidir à nouveau de décembre à février, sous l'effet de l'harmattan.

Les valeurs mesurées à la station de Niamey sont très comparables à celles obtenues à la Mare d'Oursi (Nord du Burkina Faso) et présentées par Chevallier et al. (1985).

Rayonnement global et ensoleillement.

Le rayonnement global est relativement stable au cours de la saison, avec une valeur moyenne de 20,5 MJ.m⁻² (Figure 3-b). Entre les mois de décembre et de février, quand souffle l'harmattan, l'augmentation de la turbidité de l'atmosphère liée à la présence de poussières en suspension dans l'air contribue à réduire le rayonnement disponible. De même que pour la température de l'air, le rayonnement global mesuré par Chevallier et al. au Burkina Faso est très comparable, avec une moyenne interannuelle de 23 MJ.m⁻².

La durée d'ensoleillement, importante (8,7 heures par jour en moyenne), diminue en saison des pluies sous l'effet de l'ennuage plus important (Figure 3-d). Une légère diminution du rayonnement global est observée en août, pour la même raison.

Humidité relative de l'air

La Figure 3-c présente les moyennes mensuelles de l'humidité relative de l'air mesurées à 6 heures et 12 heures. Minimale en saison sèche (10 à 30 %), l'humidité relative de l'air augmente dès les mois de mars-avril sous l'effet des entrées d'air maritime (flux de mousson), et atteint une valeur maximale en août (70 à 90 %), avant de décroître dès le mois de septembre avec le retrait du FIT vers le sud.

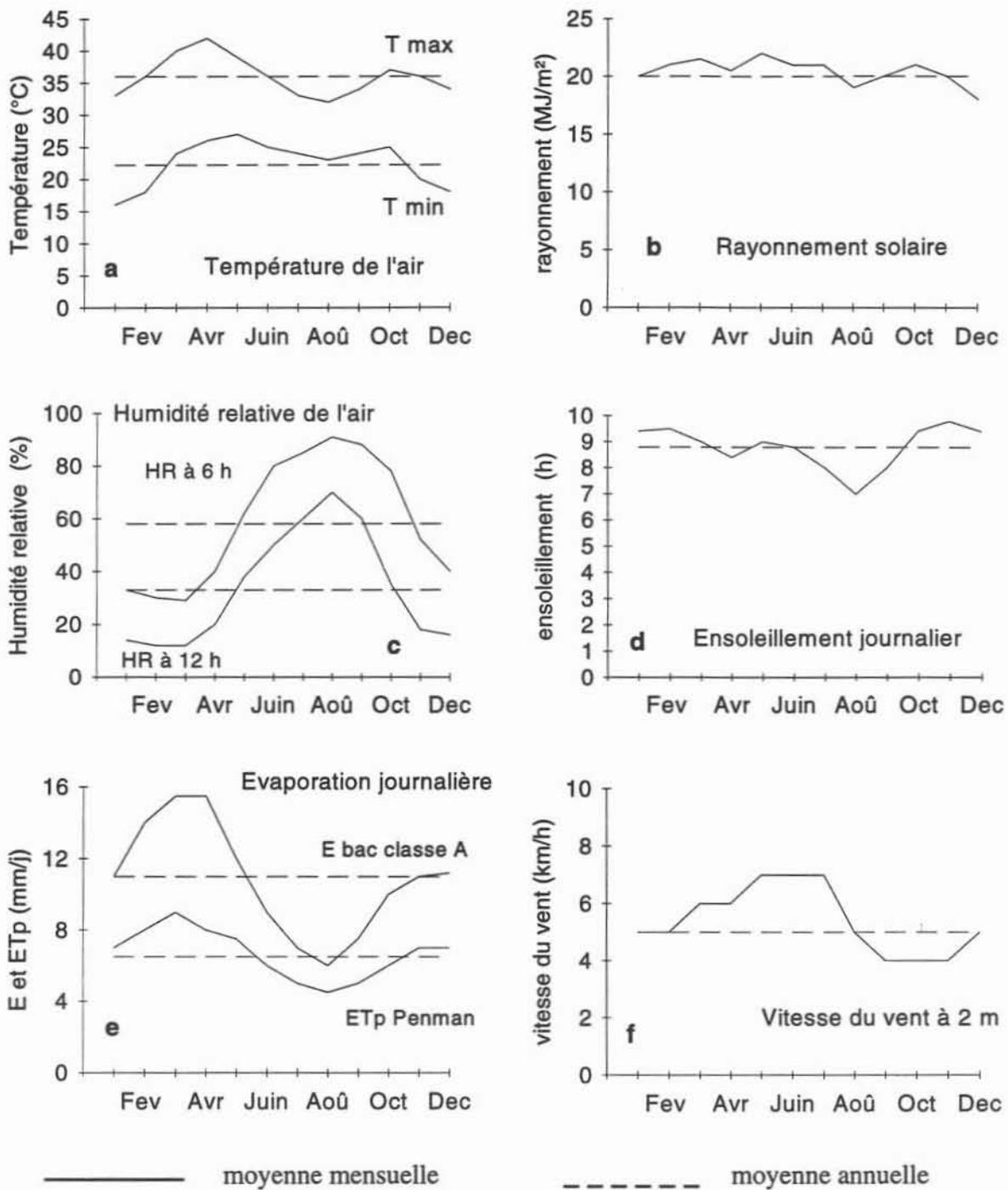


Figure 3. Principaux paramètres climatiques enregistrés à la station de Niamey.

Evaporation et évapotranspiration.

L'évaporation mesurée au bac classe A, de moyenne 11 mm/j, est nettement supérieure à l'évapotranspiration potentielle (ETP) calculée par la formule de Penmann à partir du bilan radiatif (Figure 3-e). L'ETP_{Penmann} est supérieure à la moyenne annuelle (6,5 mm/j) en saison

sèche (8,5 mm/j en mars) et inférieure en août (4,5 mm/j). Ce paramètre, sensible au déficit de saturation de l'air, est minimal au moment de la période végétative (saison des pluies), lorsque les végétaux ont une meilleure disponibilité en eau.

Des études détaillées des processus d'évaporation en Afrique sahélienne ou tropicale sont présentées dans Riou (1975) ou Pouyaud (1986). Des études approfondies des transferts de chaleur et de masse entre la surface du sol et l'atmosphère ont également été réalisées au cours de l'expérience Hapex-Sahel.

Vent

De valeur moyenne 5 m.s^{-1} au cours de l'année, la moyenne mensuelle de la vitesse du vent est plus forte en saison des pluies (Figure 3-f). Les systèmes de précipitation sont en effet accompagnés de vents violents, qui peuvent dépasser 70 km/h pendant plusieurs dizaines de minutes. En saison sèche, le vent souffle moins fort (4 m.s^{-1}), mais transporte des poussières en suspension, responsables de l'augmentation de la turbidité de l'atmosphère. Une description plus détaillée des caractéristiques des vents sahéliens est disponibles dans Courel (1986) par exemple.

Bilan climatique

Il est défini par la différence entre la quantité de pluie précipitée et la quantité d'eau évaporée sur une surface donnée. Virmani (1976) estime que les besoins en eau des plantes sont satisfaits si la lame précipitée représente au moins 80 % de l'évapotranspiration potentielle. La Figure 4 présente l'évolution mensuelle conjointe de l'ETP et des précipitations P, ainsi que du rapport P/ETP. Sous l'hypothèse de Virmani, il apparaît que dans la région de Niamey, les besoins en eau des végétaux sont satisfaits seulement au cours des mois de juillet, août et septembre. En dehors de cette période, le bilan climatique est largement déficitaire dans toute la zone sahélienne.

5.3. Précipitations

5.3.1. Structure des systèmes précipitants

Les systèmes précipitants que l'on observe au Sahel sont de deux natures : convective et stratiforme. La part des précipitations engendrées par les système **stratiformes** est négligeable dans le total annuel. Ces pluies apparaissent en février ou mars et portent le nom de pluie de mangues, car les manguiers mettent à profit ces précipitations pour poursuivre la maturation de leurs fruits.

Les systèmes **convectifs**, qui engendrent la presque totalité des pluies, peuvent se répartir en deux catégories, selon l'échelle à laquelle ils s'organisent : systèmes convectifs locaux ou

systèmes convectifs de méso-échelle. Les systèmes convectifs **locaux**, peu mobiles, précipitent non loin de la région où ils se sont formés : leur zone d'influence est de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres. Leur formation est généralement liée à des conditions géographiques particulières (relief, étendue d'eau).

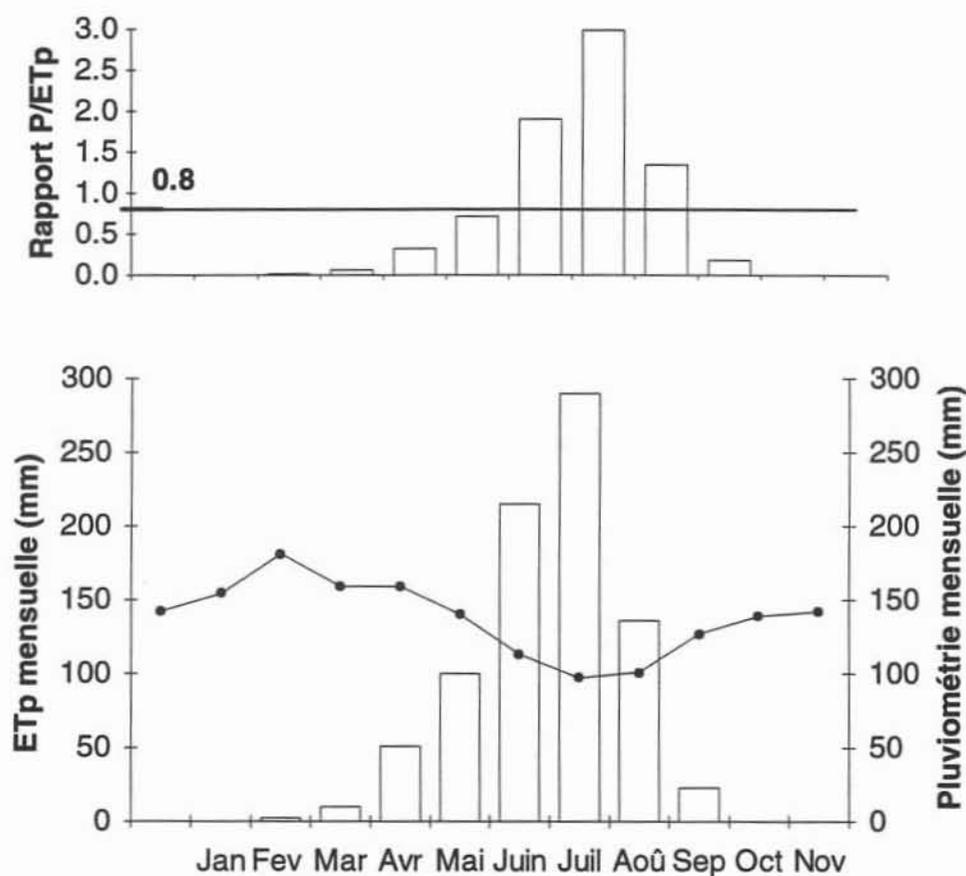


Figure 4. Bilan climatique

Les systèmes convectifs de **méso-échelle**, dénommés **lignes de grains** à leur stade maximal de développement, sont eux de vastes systèmes organisés à l'échelle de quelques centaines de kilomètres. Ils se forment dans le bassin du Lac Tchad ou au dessus du massif de l'Aïr, se déplacent vers l'ouest à une vitesse de 50 à 60 km/h (Roux, 1987) et se désagrègent au voisinage de l'océan Atlantique. Les lignes de grains ont une structure bien précise (Roux, 1987, Rowell et al, 1992). Un **front** de cellules convectives alignées selon une direction N-NO - S-SE de plusieurs centaines de kilomètres de longueur et d'au plus 50 km de profondeur provoque des pluies de fortes intensités (Figure 5). Une **traîne** stratiforme profonde (plusieurs centaines de km) suit ce front convectif et donne lieu à des précipitations longues mais de plus faible intensité.

L'enregistrement du passage d'une ligne de grains sur un poste pluviométrique traduit la structure du système. La Figure 6 montre à titre d'exemple le hyétogramme de la pluie du 13 juin 1993 (46 mm).

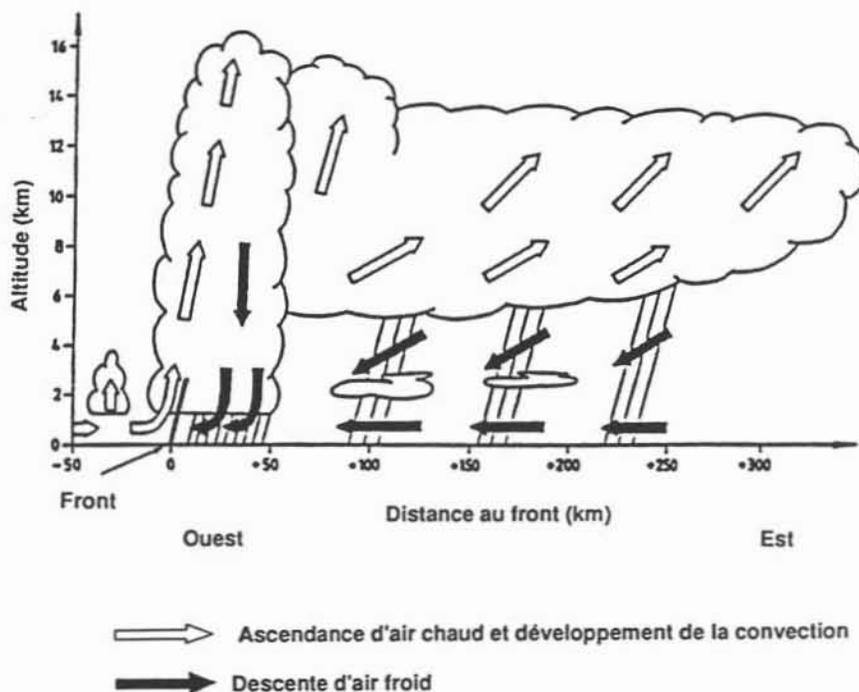


Figure 5. Coupe verticale d'une ligne de grains se propageant d'est en ouest. Les flèches représentent le vent. (D'après de Felice, 1992)

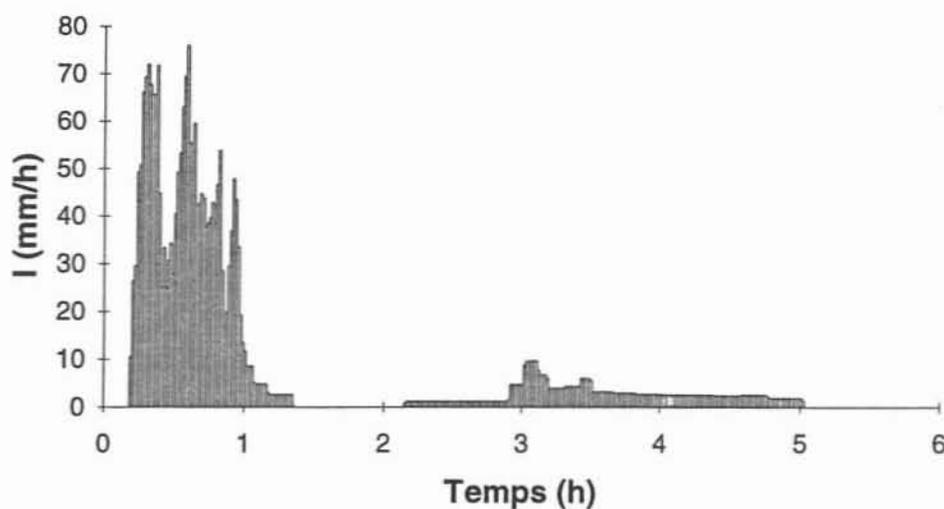


Figure 6. Hyétogramme de la ligne de grains du 13 juin 1993.

5.3.2. Régime pluviométrique

Au vingtième siècle, les précipitations annuelles ont subi des variations importantes avec une succession de périodes déficitaires et excédentaires (Figure 7). La moyenne interannuelle sur la période 1905-1990 est égale à 561 mm (écart type 153 mm). Une des caractéristiques des précipitations sahéliennes est leur extrême variabilité spatio-temporelle (Tapsoba, 1993, par exemple).

La seconde moitié du siècle a connu une période prolongée de déficit pluviométrique. Sur la période 1950-1989, Radji (1991), cité par Thauvin (1992), a mis en évidence pour la région de Niamey, une différence significative dans la moyenne annuelle des précipitations entre 1950 et 1967 (631,3 mm, écart type : 109,6) et entre 1968 et 1989 (508,5 mm, e.t. : 104,4), avec des années très déficitaires (1972 : 343 mm ; 1984 : 294 mm). Notons pour faire écho au paragraphe d'introduction à ce chapitre, que ces sécheresses apparaissent comme "normales" si on les replace dans l'évolution climatique des 20 000 dernières années, où l'on retrouve trace de plusieurs périodes de déficit pluviométrique comparable (Rognon, 1991).

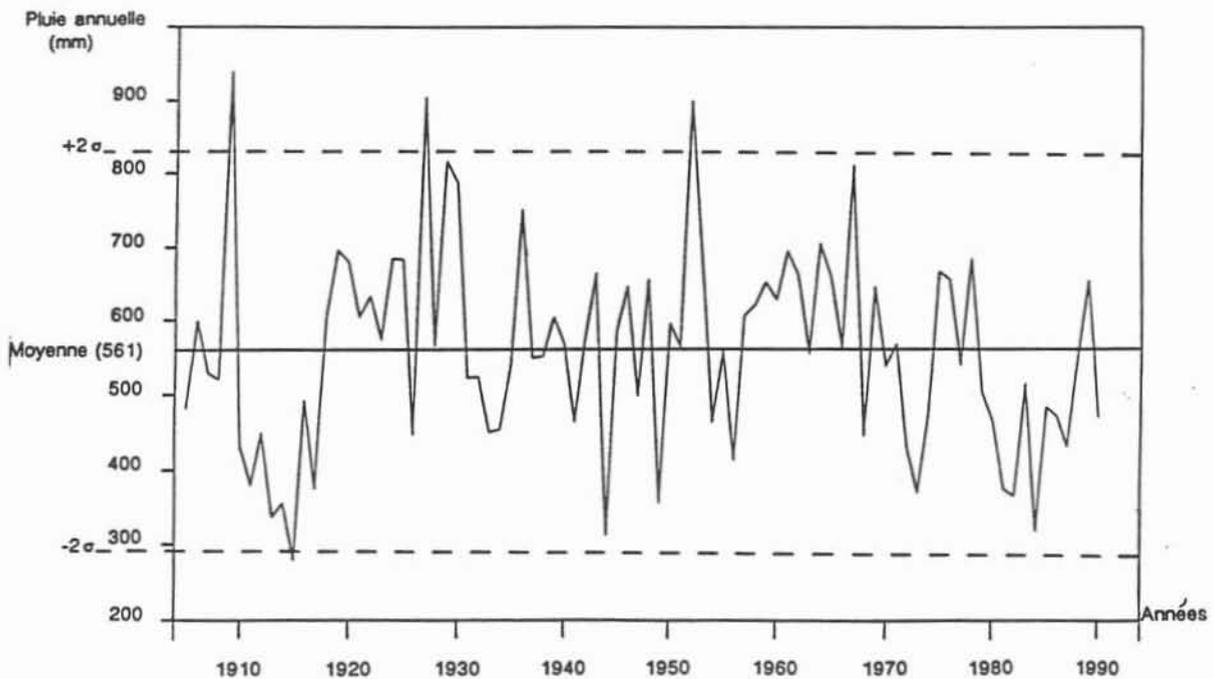


Figure 7. Fluctuations des précipitations annuelles à Niamey entre 1905 et 1990.
(d'après Thauvin, 1992)

5.3.2.1. Variabilité spatio-temporelle des précipitations sur la zone d'étude de 1990 à 1993

L'expérience EPSAT Niger (Estimation des Pluies par SATellite, Lebel et al. 1992) a précédé HAPEX-Sahel sur une zone d'étude de taille voisine. Dans la perspective du développement de méthodes d'estimation des pluies par télédétection satellitaire, ce programme de recherche s'est appuyé dès 1989 sur un réseau dense de pluviographes à mémoire statique d'une part (jusqu'à 109 postes en 1992 pour une maille de 13 km de côté) et d'autre part sur un radar météorologique. Pour HAPEX Sahel, la densité du réseau sol était plus forte (plus d'un poste au km²) sur une zone cible, incluant le Site Central Est (voir chapitre 2, § 1). Ce réseau a permis de caractériser avec précision les champs de pluie et leur évolution spatio-temporelle.

Malgré la structure très organisée des lignes de grains, la hauteur d'eau précipitée mesurée sur différents postes peut être très variable au pas de temps de l'averse. Les gradients pluviométriques sont importants, même à courte distance. En 1992, pour un cumul saisonnier au poste de Banizoumbou de 410 mm, un cumul de 555 mm a été enregistré sur un poste à 6 km à l'Est du Village, soit un gradient de 24 mm/km (Taupin et al, 1992, page 2).

La distribution spatiale des cumuls saisonniers sur le degré carré ne révèle pas de motifs répétitifs, mais le cumul sur quatre années fait apparaître un gradient nord-sud, traduction à cette échelle du gradient latitudinal observé dans toute la bande sahélienne (Lebel et al. (b) , à paraître).

Une étude statistique sur les données spatiales du réseau EPSAT-Niger montre que la variabilité interannuelle du cumul pluviométrique sur une zone donnée est essentiellement due à la variation du nombre d'averses, plus qu'à une variation des caractéristiques moyennes des pluies (Lebel et al. (a), à paraître).

Si l'on considère maintenant la succession des averses dans le temps, des fluctuations importantes apparaissent d'une année à l'autre. Sur la période 1950-1989 Radji (1991) a calculé pour la station de Niamey une récurrence moyenne des jours pluvieux de 3,4 jours. A l'échelle saisonnière, l'intermittence est plus irrégulière : en 1991 une averse (41 mm) survient un mois après la dernière pluie de septembre ; en 1992, la dernière semaine d'août a connu une succession rapprochée d'averses (150 mm), soit un quart du total saisonnier. En 1993, un cumul de 105 mm début juin a été suivi de trente jours sans pluie.

La chronologie des averses joue un rôle majeur sur les processus hydrologiques et sur l'agriculture. Des pluies importantes et rapprochées (fin août 1992 par exemple, voir chapitre 3) génèrent un ruissellement important qui provoque l'érosion des sols et des dégâts dans les cultures ; des périodes sèches survenant durant la croissance des cultures (10 jours sans pluie entre le 19 et le 29 juillet 1993) peuvent également compromettre la récolte.

6. L'homme dans le milieu

Nous donnons ici quelques éléments destinés à évoquer certains effets de l'activité humaine sur les écosystèmes sahéliens, mais ces effets ne seront que très peu abordés dans la suite.

6.1. Généralités

Une carte de situation du Niger en Afrique est proposée au chapitre 2 (figure 8). Le Niger compte un peu plus de six millions d'habitants (recensement de 1988), dont le dixième peuple la capitale. 90 % de la population se répartit dans quatre groupes ethniques : les Haoussa, établis près de la frontière du Nigeria, les Zonghaï-Zarma-Dendi, le long du fleuve, les Peuls, nomades, dans toute la zone pastorale, et les Touaregs dans la zone désertique. La répartition des nigériens sur le territoire national est très déséquilibrée au profit de la frange méridionale, plus humide, où la densité peut atteindre 100 habitants par km², contre 0,03 dans la région de Bilma, au nord est du pays (Atlas Jeune Afrique, 1980).

Le Niger compte peu d'industries et la grande majorité de la population se consacre à l'agriculture et à l'élevage.

6.2. Activités agricoles et pastorales

La zone agricole représente le quart de la superficie du pays. Les cultures sont limitées au nord par l'isohyète 350 mm, alors que les activités pastorales se poursuivent jusqu'à la limite de l'isohyète 100 mm, au sud de la zone saharienne. L'agriculture est principalement une polyculture vivrière et extensive. Les cultures de base sont le mil et le sorgho, souvent en association avec l'arachide ou le niébé (variété de haricot). La production est presque totalement autoconsommée ; seule une très faible partie est commercialisée sur le marché local. Il existe également des cultures commerciales, dans des périmètres irrigués (riz, canne à sucre par exemple), ou maraîchères (oignon).

L'agriculture fait encore presque exclusivement appel à la force humaine. La culture attelée ou mécanisée est très peu répandue. Très sommairement, les activités culturales se décomposent au cours de la saison en cinq étapes :

- préparation des champs (saison sèche) : élagage des rejets de souches (*Guiera Senegalensis*, Combretacés) souvent, mais non systématiquement associé au brûlis, parfois suivi d'un sarclage,

- semis manuel, à sec ou après les premières pluies significatives². Les agriculteurs peuvent renouveler les semis jusqu'à huit fois dans la saison, si la succession des pluies n'a pas permis la levée des graines dans de bonnes conditions,
- premier sarclage, environ 30 à 45 jours après la levée,
- second sarclage, 30 jours environ après le précédent ,
- récolte manuelle : les épis sont coupés au fur et à mesure de leur maturation (la récolte s'étale sur une période assez longue).

Les engrais artificiels sont peu utilisés mais le parcage du bétail sur les zones cultivées (contrat passé en saison sèche entre un agriculteur et un éleveur) permet d'apporter un peu de matière organique (déjections) et le piétinement des animaux favorise la destruction des croûtes indurées. La mise en jachère est pratiquée pour permettre la régénération des sols. Cependant, devant l'accroissement des besoins liés à l'expansion démographique, le temps de mise en jachère tend à se réduire (Loireau, 1993) et les zones marginales des terroirs, de moindre potentiel agronomique, sont peu à peu mises en exploitation.

L'élevage, essentiellement nomade, occupe l'espace compris entre les isohyètes 350 et 100 mm. Les **migrations** suivent la progression des pluies vers le nord, avec un léger décalage dans le temps. Au moment de la levée des cultures, les troupeaux remontent vers le nord et occupent les pâturages jusqu'au dépérissement des herbacées, peu de temps après les dernières pluies. Ils retournent alors vers le sud. Ces migrations saisonnières mènent les troupeaux sur plusieurs centaines de km, parfois au delà des frontières administratives des Etats. Le lait et ses sous-produits sont autoconsommés par les pasteurs, et les troupeaux sont exportés sur pied, principalement vers le Nigeria. L'élevage est une activité économique importante pour le pays. Une étude récente, réalisée auprès d'éleveurs de la région de Filingué (100 km au NE de Niamey) présente le fonctionnement économique et les enjeux du pastoralisme (de Verdière, 1995).

La gestion équilibrée des forêts est enfin un défi majeur pour les écosystèmes de la région. Le bois de feu constitue la première source **d'énergie domestique** dans le pays, et devant l'accroissement de la population, notamment en ville, la demande en bois de feu est en constante expansion. En 1972, Delwaille, cité par Courel (op. cit.), estime à 80 000 stères la consommation annuelle de la population de Niamey (70 000 habitants), ce qui correspond à l'exploitation de 160 000 hectares de forêt dans un cercle de 23 km autour de la ville. Plus de vingt ans après, en 1993, alors que la population de Niamey a été multipliée par près de 10, on conçoit que la demande en bois ait dangereusement augmenté. La forêt, principalement installée sur les plateaux de brousse tigrée a totalement disparu des abords immédiats de Niamey et le bois provient de régions de plus en plus éloignées.

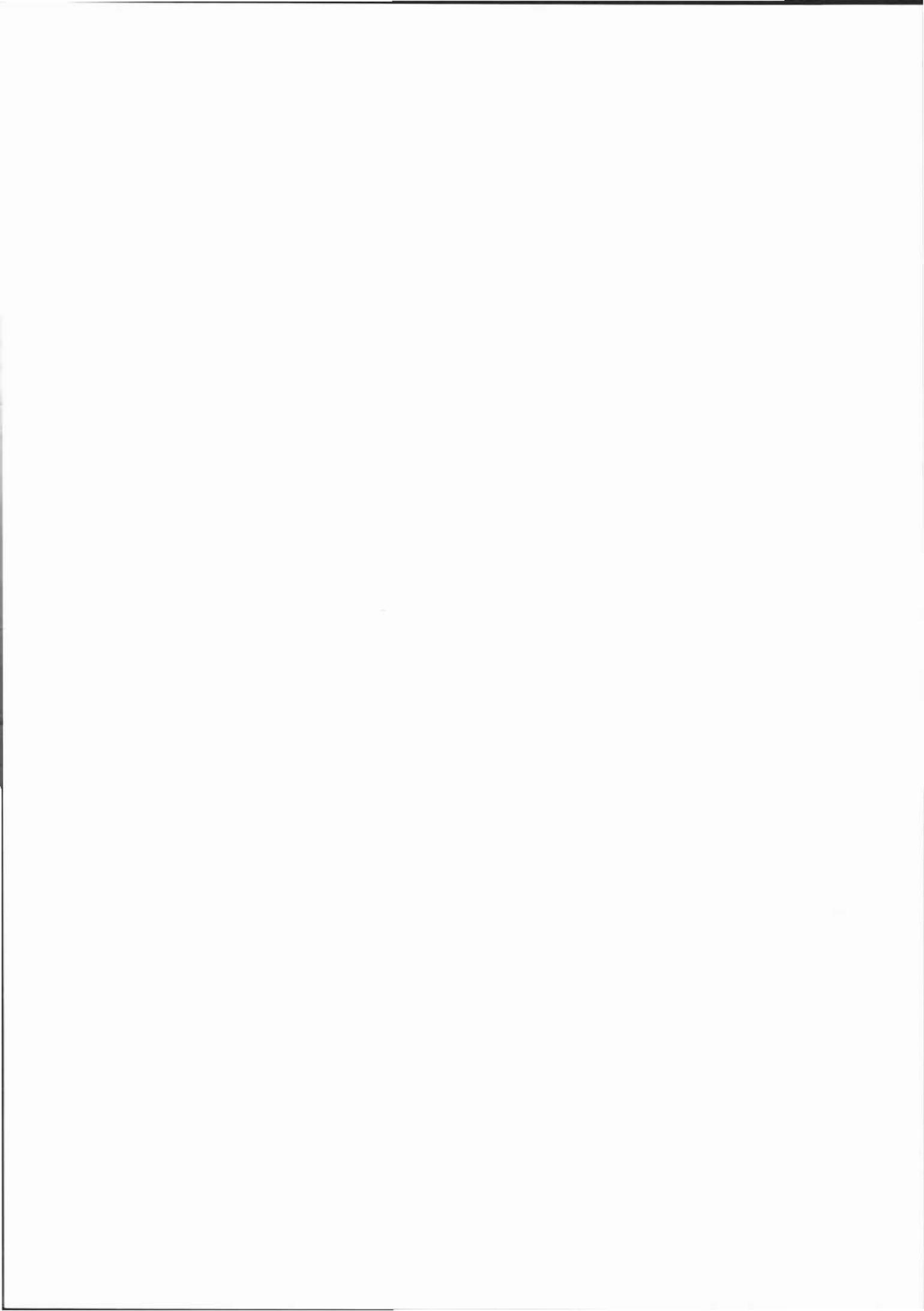
² Les agriculteurs estiment que le semis est possible dès que le sol est humecté sur une profondeur équivalente à la longueur des doigts de la main. Quand le semis est précoce (mois de mai), le critère est la longueur d'une main.

CHAPITRE 2

SITE EXPERIMENTAL

DISPOSITIF DE MESURE

METHODES



Ce chapitre a pour objet la description de la zone d'étude (§ 1) et des dispositifs expérimentaux (§ 2). Au paragraphe 3, après quelques définitions et rappels (croûtes, hydrodynamique des milieux poreux), nous présentons les méthodes qui seront utilisées dans l'analyse des données expérimentales ainsi qu'une estimation des erreurs associées aux grandeurs mesurées.

1. Site expérimental

1.1. Présentation générale

Les mesures réalisées dans le cadre de l'expérience HAPEX Sahel ont été concentrées dans trois super sites (Figure 8), dont le plus oriental (site central Est) a accueilli, entre autres, les équipes de l'ORSTOM et du LTHE.

Notre site expérimental est inclus dans le bassin versant de Banizoumbou (village le plus proche), à 65 km à l'est de Niamey (Figure 8), lui-même partie intégrante du site central Est de l'expérience HAPEX Sahel. D'une superficie de 20 km² environ, le bassin versant de Banizoumbou est orienté selon un axe NE - SE. Il est limité à l'est par un vaste plateau et à l'ouest par une succession de plateaux plus petits et présente un caractère relativement dissymétrique, avec des versants orientaux plus courts et plus marqués que les versants occidentaux. L'axe de drainage principal ne connaît pas d'écoulement permanent, mais des crues sporadiques au moment des pluies.

L'essentiel des observations présentées dans ce travail se concentre sur une portion du bassin de Banizoumbou, sur le versant est, adossé au plateau oriental (Figure 8), au voisinage de deux ravines qui prennent naissance sur le bord du plateau et vont s'épandre 800 mètres plus loin dans une zone plus plate, à proximité d'une petite dépression topographique colonisée par des espèces ligneuses. Cinq stations de jaugeage installées sur ces deux ravines délimitent cinq bassins emboîtés.

Dans la suite, on désignera par *versant* la portion de versant du bassin de Banizoumbou entaillé par ces deux ravines.

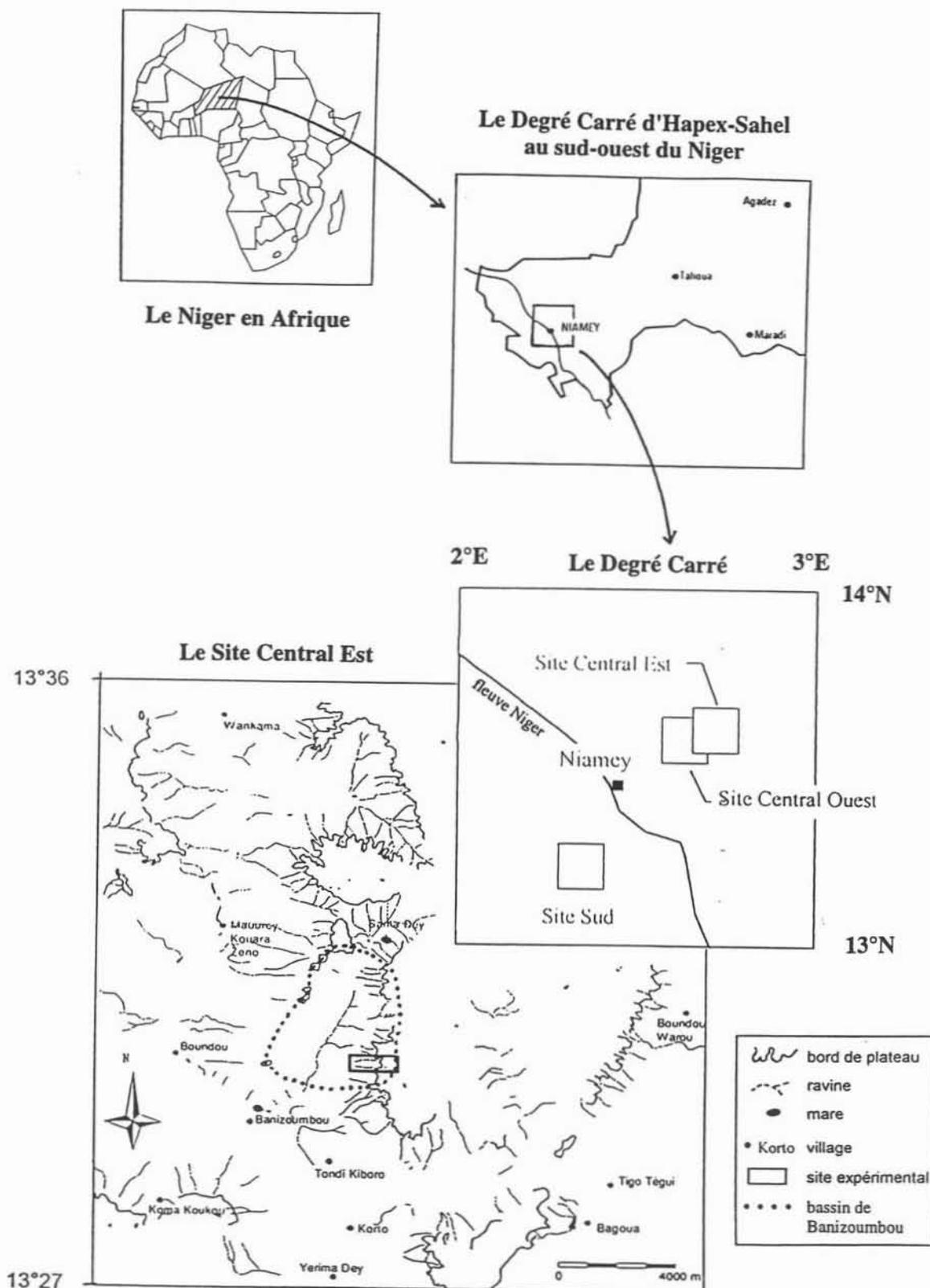


Figure 8 : Localisation du site expérimental.

1.2. Caractères morphologiques et pédologiques

1.2.1. Unités morphologiques

La Figure 9 présente une coupe transversale schématique de la rive gauche du bassin de Banizoumbou, à la hauteur du site étudié. On y reconnaît les traits caractéristiques du paysage de la région, avec de l'amont vers l'aval, le **plateau cuirassé**, le piedmont sableux appelé aussi **jupe sableuse** (Boulet, 1968) et le **bas-fond** à l'aval duquel coule le kori de Banizoumbou.

Le **plateau** à cuirasse ferrugineuse est occupé par la brousse tigrée, système de végétation qui se caractérise par une alternance de bandes de sol nu et de bandes de végétation organisées parallèlement aux courbes de niveau du plateau. Ce système naturel de végétation contractée a été décrit initialement par Clos-Arceud (1956), et a fait l'objet d'autres études plus récentes (Ambouta, 1984, Thiéry et *al.*, 1995). Il n'est pas spécifique à notre zone d'étude puisqu'on retrouve des brousses tigrées dans tout le Sahel, et aussi dans d'autres régions arides de la planète telles qu'au Mexique (Mauchamp et *al.*, 1994), ou en Australie. Nous reviendrons de manière assez détaillée sur le fonctionnement hydrologique de cet ensemble au chapitre 3. Sur le plateau, on trouve également par endroits des petits ensablements (dunes de plateau). Il est bordé par un talus, transition avec le versant sableux.

Le **talus** est souvent abrupt, mais l'on observe parfois une remontée du placage sableux jusqu'au bord du plateau, induisant une pente plus douce.

La **jupe sableuse** se subdivise en trois unités : le **piedmont dégradé**, dans la continuité du talus de plateau, la zone agricole (**champs et jachères**) et une zone plus plate, à l'aval, dans laquelle les ravines descendant du plateau viennent s'épandre. Cette **zone d'épandage** se caractérise par des accumulations de sédiments sableux charriés par les crues en saison des pluies. A une cinquantaine de mètres à l'aval de celle-ci, un fourré assez dense constitué de quelques grands arbres (*Cassia sieberiana*) et d'arbustes (*Guiera senegalensis*, *Combretum micranthum*) se développe.

Cette zone, en légère dépression topographique, est désignée habituellement par le mot **ourlet** (ce qui est bien normal du fait de sa position en bas de jupe !) par les différentes équipes intervenant sur le site. Nous conserverons cette appellation dans la suite. **L'ourlet délimite l'aval de la toposéquence étudiée dans ce mémoire** (Figure 9).

Le **bas fond** est constitué quant à lui d'une zone de bombements (buttes et contre-pentes) à l'amont qui se raccorde au kori par des glacis convexes plus pentus, dénommés *chanfreins* du fait de leur position de transition. Le kori est colonisé par endroits par un fourré galerie relativement dense. Les "bombements" n'ont pas été étudiés en détail ; leur origine et leur rôle hydrologique sont mal connus.

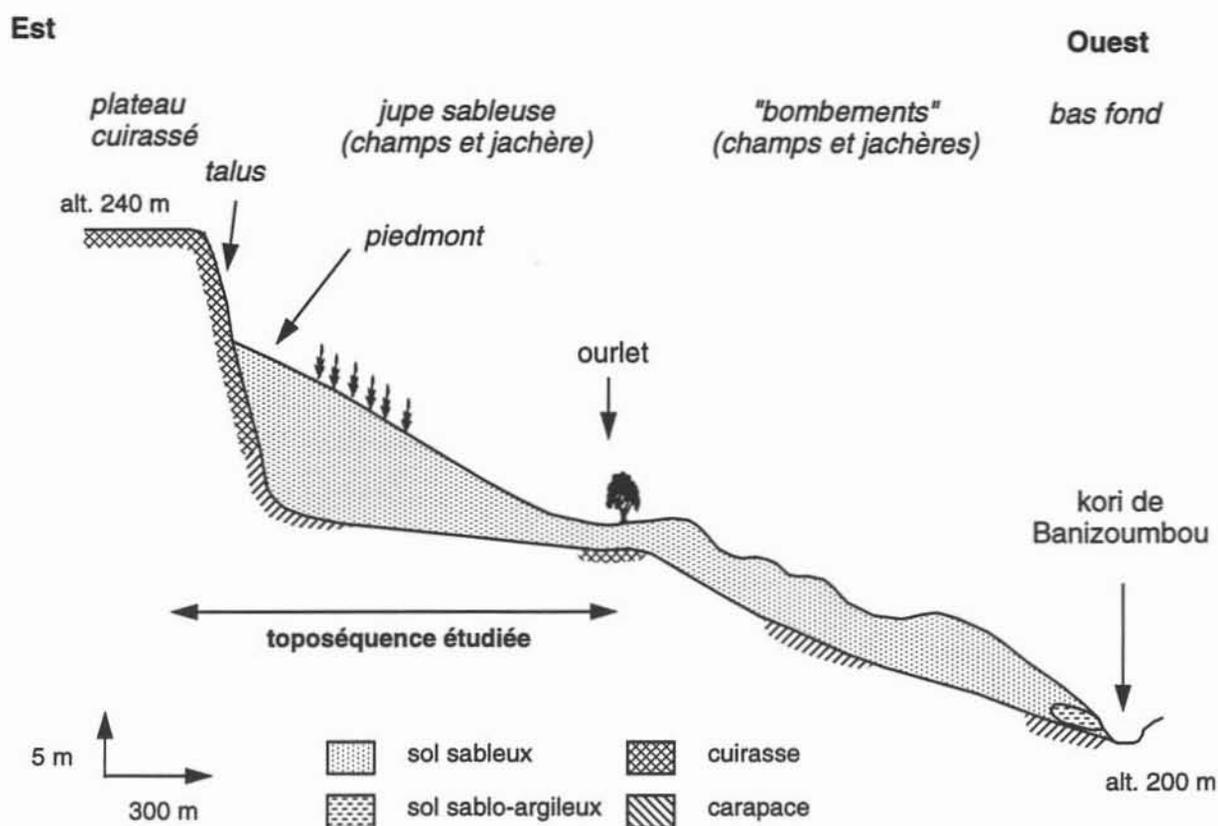


Figure 9. Coupe transversale schématique du bassin de Banizoumbou, à la hauteur du site expérimental, en rive gauche. D'après Courault et al., 1990.

1.2.2. Description pédologique de la toposéquence étudiée

Nous nous limitons dans ce paragraphe à la description de la toposéquence sur laquelle se situe le site expérimental. Une caractérisation pédologique des autres unités a été présentée par Nagumo (1992) dans une étude pédo-morphologique. La représentation schématique de la toposéquence proposée sur la Figure 10 s'inspire largement des observations préliminaires faites par Courault et al. (1990), complétées par les études pédologiques de Lamotte (1992).

Le plateau est constitué de **sédiments argilo-limoneux** du Continental Terminal (CT), et occupé dans les premiers mètres par une cuirasse latéritique très dure. La jupe sableuse, placage d'un matériau sableux d'origine éolienne mis en place au moment des épisodes arides (voir Chapitre 1, § 2.), est adossée au plateau et présente une pente plus prononcée à l'amont et qui s'adoucit vers l'ourlet, de valeur moyenne 3 %. **Trois niveaux** pédologiques se superposent. A la base du profil, on trouve les **sédiments limono-argileux** du continental terminal (3), similaires à ceux que l'on trouve sous le plateau, et au sein desquels on observe des formations gréseuses indurées discontinues et peu épaisses (environ 10 cm).

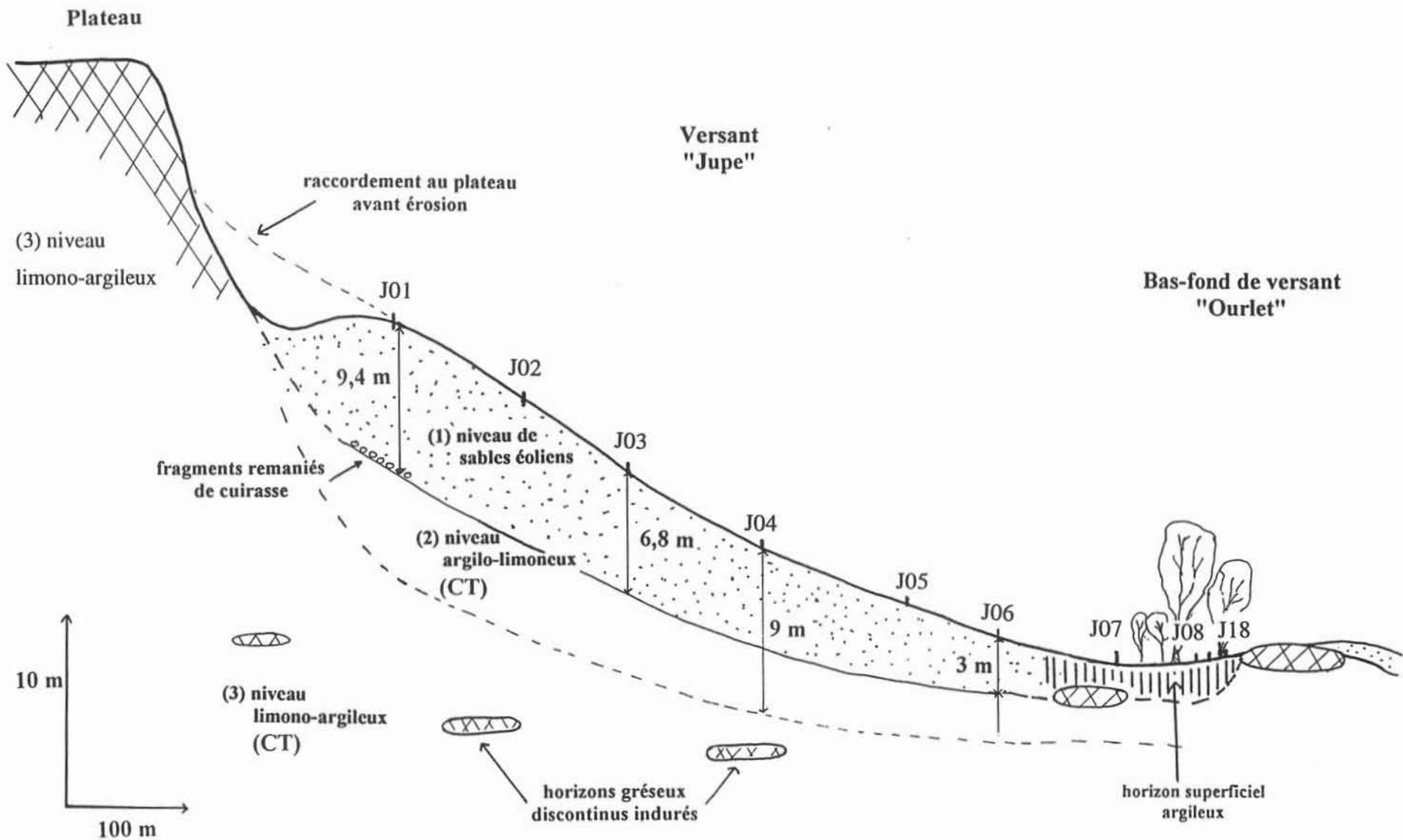


Figure 10. Coupe schématique de la toposéquence étudiée et position des tubes d'accès pour humidimètre neutronique (J).
(D'après Lamotte, 1992)

Ils sont recouverts d'un niveau plus **argileux** (2) qui provient probablement de l'altération du niveau (3), antérieure au recouvrement de l'ensemble par des **sables éoliens** (1). Notons que sur notre toposéquence, le versant ne se raccorde pas directement au plateau, mais présente un petit thalweg à l'amont généré par l'érosion (Figure 10). Cette caractéristique s'observe très fréquemment aux abords d'autres plateaux de la région.

La discontinuité sédimentaire entre les couches (1) et (2) est attestée par la présence de fragments de cuirasse, vraisemblablement liés à un ancien chenal à l'interface, en amont du versant (Lamotte, 1992). L'épaisseur des trois couches de sol, et notamment de la première, diminue vers l'aval : la profondeur de sable varie de 10 m en amont (à proximité du tube J01) à moins de 3 m à l'aval (tube J06).

En aval, le **bas-fond** (ourlet) est situé à un endroit où des niveaux indurés sont présents à faible profondeur, jouant le rôle de "verrous", et favorisant le développement d'une cuvette. On y trouve un horizon à dominante argileuse, vraisemblablement issu d'apports latéraux (épandage des ravines, cf. chapitre 3, § 4) qui surmonte un horizon gréseux ferrugineux (cuirasse). Sous ce dernier, on retrouve des niveaux qui s'apparentent aux couches (2) et (3) définies sur le versant.

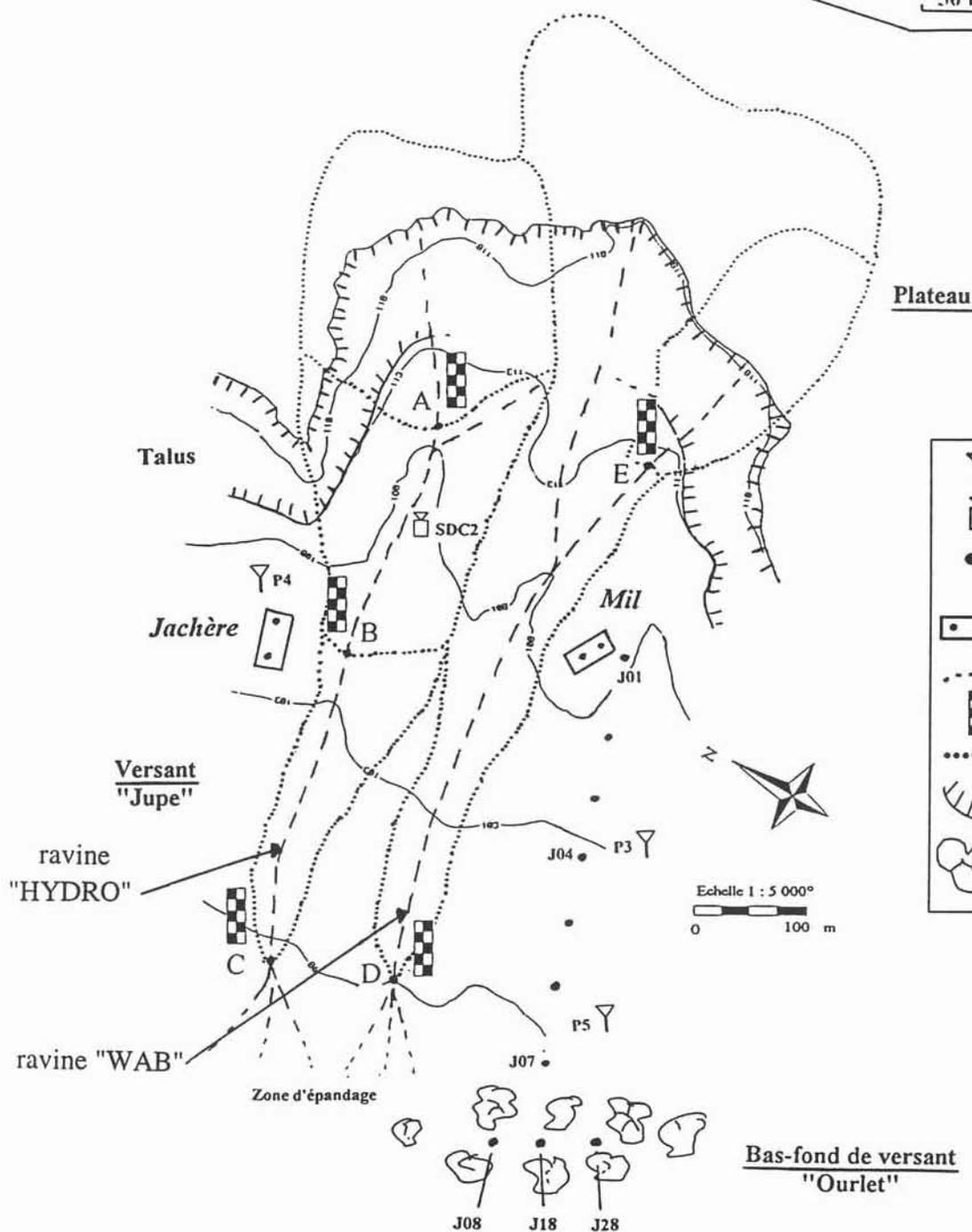
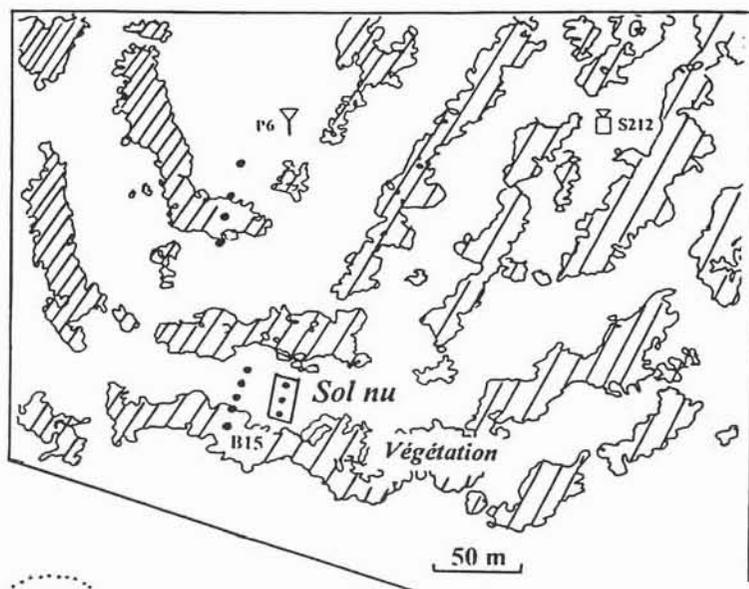
Cette description brève de la toposéquence permet d'avancer certaines hypothèses quant au fonctionnement hydrologique du versant. Le niveau sableux (1) est propice à l'infiltration rapide de l'eau. Les horizons (2) et (3) pourraient favoriser le développement d'une nappe perchée en saison des pluies. De plus, la pente de l'interface (1)-(2) est susceptible d'induire des écoulements souterrains en direction du bas-fond. Des traces d'hydromorphie, très fugaces, ont été observées à la base de l'horizon (1) en amont du versant, et sous le bas-fond, mais ce sont probablement des traces fossiles, témoins d'une hydromorphie passée. La texture argileuse des sols dans le bas fond semble montrer qu'il constitue une zone d'accumulation d'eau.

La validité de ces hypothèses sera évaluée aux chapitres 3 et 4 à partir des processus hydrologiques que l'on a observés. Cette description pédologique sera également exploitée pour la synthèse de notre compréhension de l'hydrologie de ce versant, et la représentativité à l'échelle régionale des processus mis en évidence.

2. Dispositifs de mesure

Le site expérimental est équipé de **pluviographes et de pluviomètres**, de tubes d'accès pour **humidimètre neutronique**, de stations de **jaugeages** et de **parcelles de ruissellement**. La Figure 11 présente la localisation de ces dispositifs sur la jupe sableuse et sur le plateau. Nous détaillons ci-dessous les dispositifs, en insistant plus particulièrement sur les parcelles.

Brousse tigrée



Plateau

LEGENDE

	pluviomètre
	pluviographe
	tube d'accès sonde à neutrons
	parcelle de ruissellement
	ravine
	station de jaugeage
	limite de bassin
	limite du talus de plateau
	arbres, grands arbustes

Echelle 1 : 5 000°
0 100 m

Figure 11. Carte de localisation des dispositifs de mesure.

2.1. Mesure de la pluie

Pour la mesure de la pluie, le site a été équipé de quatre pluviomètres à lecture directe (bague de 400 cm²) et d'un pluviographe à augets à mémoire statique appartenant au réseau EPSAT-Niger (cf. chapitre 1, § 5.3.2.1.). Un pluviographe supplémentaire a été installé en 1993 sur le plateau (Tableau 1). Les pluviomètres à lecture directe sont relevés après chaque averse par les hydrologues qui restent en permanence sur le bassin pendant la saison des pluies. Les pluviographes, eux, sont gérés par l'équipe EPSAT-Niger.

Tableau 1. Pluviomètres et pluviographes installés sur le site

Poste	Type	Localisation
P3	lecture directe	champ de mil
P4	lecture directe	parcelle de jachère
P5	lecture directe	ourlet
P6	lecture directe	parcelle de brousse tigrée
SDC2	pluviographe	jupe sableuse
S212 en 1993	pluviographe	parcelle de brousse tigrée

2.2. Mesure du ruissellement

2.2.1. Parcelles

L'étude du ruissellement à l'échelle locale a été réalisée grâce à cinq parcelles de ruissellement suivies en condition de pluies naturelles. Les trois premières ont été installées en 1992 sur une zone de **sol nu de plateau**, sur une **jachère** ancienne, et sur un **champ de mil** cultivé selon les techniques traditionnelles. Leur suivi en 1992 et 1993 a constitué l'essentiel de notre activité sur le terrain. Pour compléter le dispositif, deux parcelles supplémentaires, l'une sur le **talus de plateau** et l'autre sur leur **pedmont dégradé**, ont été installées et suivies en 1994 par l'équipe de M. Esteves, hydrologue à l'ORSTOM (Esteves, 1995).

Cet ensemble de parcelles permet d'étudier le ruissellement sur les principales unités de paysages rencontrées sur la toposéquence étudiée.

On trouve dans la littérature des exemples d'utilisation de parcelles de taille variable pour l'étude du ruissellement de versant à l'échelle locale (Parsons et *al.*, 1990, Williams et Buckhouse, 1991). Un rapport hydrologique de l'UNESCO (Toebe et Ouryvaev, 1970) précise le mode opératoire pour construire ces dispositifs et l'illustre de quelques exemples sous divers climats.

Plus récemment, un document de la FAO (Hudson, 1993) propose un aperçu des diverses solutions techniques envisageables pour la conception des parcelles de ruissellement après une introduction quelque peu pessimiste quant à leur utilité.¹

Ce type de parcelles a également été beaucoup utilisé pour l'étude de l'érosion, sous pluies naturelles (Roose 1973 ; Mietton, 1988) ou associés à des simulateurs de pluie (Wischmeier, 1959 ; Collinet et Lafforgue, 1979 ; Abrahams et *al.*, 1986 ; Abrahams et Parsons, 1991 ; Simanton et *al.*, 1991).

2.2.1.1. Conception

La conception de nos dispositifs s'inspire largement des réalisations antérieures présentées dans la bibliographie. La zone que l'on désire étudier est délimitée par une **bordure métallique** enfoncée dans le sol sur 5 à 10 cm, le grand axe étant orienté parallèlement à la pente naturelle du terrain. L'orientation soigneuse de la parcelle selon la plus grande pente nécessite au préalable un levé topographique suffisamment précis. Nous l'avons réalisé par nivellement des noeuds d'un maillage régulier (5 m x 5 m), sur une zone englobant largement le site d'implantation désiré. Les courbes de niveaux calculées par la suite permettent de déterminer la pente du terrain et de positionner précisément la parcelle.

Afin d'éviter les affouillements le long de la bordure et de collecter les sédiments, la partie en aval de la parcelle est **cimentée**. L'eau de ruissellement est transférée dans les cuves de stockage installées dans la fosse via un convergent (Figure 12). Une première cuve d'une capacité de 1 m³ équipée d'un **partiteur** transmet le dixième du volume d'eau à une seconde cuve et les neuf dixièmes restants sont évacués par une rigole latérale. L'aval de la parcelle (dalle, fosse et cuves) est protégé de la pluie par une toiture amovible, retirée lors de la vidange des cuves. Ainsi, seul le ruissellement généré sur la partie en sol naturel des parcelles est collecté. Une présentation plus détaillée est proposée à l'annexe 2.

Ce dispositif permet la mesure du **volume total** de chaque crue et des pertes en sol accumulées dans les cuves et sur la dalle.

Afin de connaître l'état d'humidité du sol au moment des crues, les parcelles sont équipées de tubes d'accès pour humidimètre à neutrons, l'un à l'amont et l'autre à l'aval. Sur le site du plateau, un troisième tube a été installé à mi-distance des deux autres.

¹ "Runoff plots are expensive and usually ineffective, and worldwide the vast majority of plots have produced little or no usable or worthwhile information". *"Les parcelles de ruissellement sont des dispositifs onéreux et souvent inefficaces, et la grande majorité des parcelles de par le monde a fourni peu de données, ou des données non exploitables"* (traduction libre).

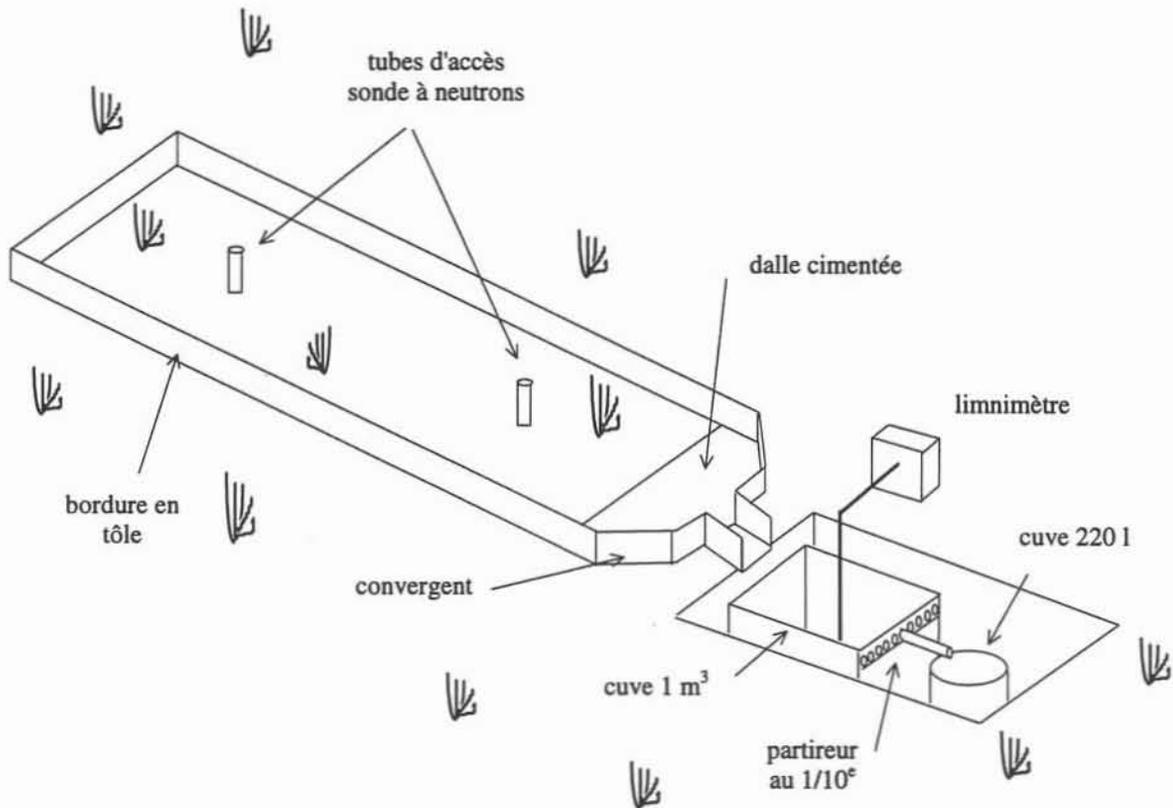


Figure 12. Parcelle de ruissellement.

En 1993, un **dispositif automatique** de mesure des **débits** a été ajouté sur les parcelles de sol nu de plateau, jachère et mil. Il est composé d'un transmetteur de pression connecté à une centrale d'acquisition automatique qui stocke la hauteur d'eau selon un programme défini par l'utilisateur (Peugeot, 1995). La mémoire de l'enregistreur est interrogée **après chaque averse** et les données sont transférées sur un micro-ordinateur portable pour être traitées ensuite à Niamey.

Deux configurations ont été retenues pour la mesure des débits, selon l'aptitude des parcelles au ruissellement. Sur le versant sableux (parcelles de mil et jachère), le volume des crues est rarement supérieur à 1 m^3 et le capteur est placé **au fond** de la première cuve. La centrale d'acquisition stocke le limnigramme de crue, qui, après lissage et dérivation en fonction du temps, donne l'hydrogramme de crue. Sur la parcelle de sol nu de plateau, les crues sont plus importantes et la capacité de la première cuve s'est souvent révélée insuffisante. Le capteur de pression a été installé derrière un **seuil triangulaire** en mince paroi à l'aval de la rigole de collecte (Annexe 2). Un second capteur de pression installé au fond de la cuve permet de contrôler la courbe de tarage du seuil en comparant, au début des crues, l'hydrogramme enregistré sur le seuil et celui issu du limnigramme mesuré dans la cuve.

2.2.1.2. Caractéristiques des parcelles

Le Tableau 2 précise les caractéristiques générales des trois premières parcelles, installées en 1992 (sol nu de plateau, jachère et mil). La parcelle de sol nu de plateau est plus longue que les deux autres (26 m au lieu de 20) car elle a été installée entre deux bandes de végétation de manière à occuper toute la largeur de la bande de sol nu.

Tableau 2. Caractéristiques des trois premières parcelles

Site	Dimensions (m)	Surface (m ²)	Pente	Dispositif aval	Tubes pour humidimètre
Brousse Tigrée	26 x 5	130	0,3 %	Cuves et partiteur en 1992 Déversoir en 1993	3 tubes
Jachère	20 x 5	100	5,3 %	Cuves et partiteur	2 tubes
Mil	20 x 5	100	4,7 %	Cuves et partiteur	2 tubes

Les parcelles n'ont été réellement fonctionnelles que fin juin 1992 et les premiers événements de la saison n'ont pas été suivis. De même, de nécessaires modifications apportées au système de collecte n'ont pas permis d'enregistrer les événements du début de la saison 1993.

Les deux parcelles supplémentaires installées en 1994 sont de conception semblable à celle des précédentes. La parcelle de **talus de plateau** permet la mesure des seuls **volumes de crue**, et la parcelle de **piedmont dégradé** est équipée d'un **limnigraphe** automatique et d'un tube d'accès pour **humidimètre** neutronique. Leurs caractéristiques principales sont présentées dans le Tableau 3. Une description plus détaillée est proposée par Esteves (1995).

Tableau 3. Caractéristiques des parcelles suivies en 1994. D'après Esteves (1995)

Site	Dimensions (m)	Surface (m ²)	Pente	Dispositif aval	Tubes pour humidimètre
Talus de plateau	8,4 x 3,0	24,7	20,0 %	Cuves et partiteur	-
Piedmont dégradé	14,5 x 5	72,5	6,1 %	Déversoir	1 tube

Contrairement à celles des parcelles de sol nu de plateau, jachère et mil, les mesures de ruissellement obtenues sur ces deux parcelles ne seront pas exploitées dans le chapitre suivant, mais apporteront un complément indispensable pour la modélisation hydrologique, au chapitre 4.

La description du sol observé sur chaque parcelle est présentée dans le Tableau 4.

2.2.1.3. Exploitation des parcelles

Le dispositif tel qu'il est conçu impose la **vidange des cuves après chaque averse**. Une liaison radio quotidienne avec le village de Banizoumbou permet de connaître la quantité de pluie tombée la veille au poste de Banizoumbou (en général, les pluies surviennent la nuit). Le déplacement sur le site depuis Niamey a lieu pour les averses de plus de 5 mm. Ce mode de fonctionnement a été possible du fait de la proximité du site expérimental (70 km de Niamey) et de sa relative facilité d'accès.

Sur chaque parcelle, le protocole de mesure est le suivant :

- mesure manuelle de la hauteur d'eau dans la (ou les) cuve(s), destinée à calculer le volume de crue et à contrôler le limnigramme et pouvoir corriger une éventuelle dérive des capteurs (lorsque la parcelle est équipée d'un enregistreur),
- collecte des données de la centrale d'acquisition (idem),
- vidange des cuves avec une motopompe,
- collecte des sédiments grossiers, au fond des cuves et sur la dalle cimentée.

2.2.1.4. Intérêts et limites des solutions retenues pour la conception des parcelles

Les deux saisons suivies ont révélé les intérêts et les limites des options techniques retenues pour la conception des parcelles, essentiellement en ce qui concerne les dispositifs de collecte et de stockage de l'eau.

Les cuves permettent une mesure aisée des volumes de crue et des pertes en sol, à condition que leur capacité soit suffisante pour stocker les plus grosses crues. Il est nécessaire de pouvoir creuser une fosse à l'aval de la parcelle pour les installer. Si cela ne présente pas de difficultés sur le versant sableux, c'est impossible sur le plateau au-delà de 60 cm de profondeur (présence d'une cuirasse latéritique très dure). Sur ce site, nous avons dû installer une cuve de même capacité, mais moins haute et plus longue.

Les dispositifs de partition sont généralement **peu fiables**, même après un étalonnage minutieux ; cela s'est confirmé avec ceux que nous avons utilisés. Ils nécessitent de plus de pouvoir évacuer l'eau excédentaire, ce qui est aisé sur les sites pentus du versant mais plus difficile sur le plateau, sub-horizontale.

L'utilisation de capteurs de pression pour la mesure des débits est une solution intéressante moyennant certaines contraintes. Les limnigrammes acquis dans une cuve nécessitent des corrections (dérive des capteurs, etc.) et un lissage avant le calcul des débits, pour s'affranchir des fluctuations dues au battillage, à l'arrivée d'eau par salves dans la cuve, etc. Les capteurs sur seuil

fournissent directement les hydrogrammes, si l'on connaît la courbe de tarage du seuil. Même installé avec soin, un seuil ne fonctionne jamais comme le voudrait la théorie et il est nécessaire de l'étalonner *in situ*.

Il n'y a bien entendu pas de solution technique réellement idéale, mais nous pouvons proposer, à la lumière de l'expérience acquise, les options les mieux adaptées à ce type d'étude.

La mesure des seuls volumes de crues est possible avec des cuves suffisamment dimensionnées (appliquer un coefficient de sécurité important !). Pour pouvoir observer les crues exceptionnelles de fréquence rare, il faut prévoir une cascade de cuves spacieuses à faible coefficient de partition (1/4 ou 1/5 semble être raisonnable). Cette solution est impossible à mettre en oeuvre si l'on ne peut pas creuser le sol.

Le calcul de débits à partir d'un limnigramme est adapté aux sites à potentiel de ruissellement limité (la cuve ne doit pas déborder). Pour les sites sur lesquels les crues sont importantes, préférer l'installation du seuil équipé d'un limnimètre en aval de la parcelle.

2.2.2. Bassins versants

La mesure des crues sur les bassins s'est déroulée sous la responsabilité de M. Esteves et J.M. Lapetite, hydrologues à l'ORSTOM, assistés d'une équipe de techniciens hydrologues africains, sur le site en permanence pendant toute la saison des pluies. Dans la suite, nous utilisons leurs données critiquées et mises en forme.

L'équipement, mis en place en 1991, a un peu différé en 1992 et en 1993. Toutes les stations sont équipées d'un **limnigraphe automatique**, d'une **échelle** limnimétrique et d'une passerelle de jaugeage. Le limnigraphe automatique est un système CHLOE D (ORSTOM/ELSYDE, 1987) comprenant une sonde piézométrique connectée à un enregistreur à mémoire statique de grande capacité.

En 1991 et 1992, les sections de jaugeage n'étaient pas aménagées. A cause de la mauvaise stabilité de ces sections, les stations ont été équipées de seuils de type **Parshall** pour la saison **1993**. Une station supplémentaire (E) a été installée en amont de la station D, sur la ravine sud (Figure 11).

L'équipe de permanents sur le site réalise des jaugeages au moulinet pendant les averses afin de déterminer la courbe de tarage des sections (en 1992) et des seuils (en 1993).

2.3. Mesure de l'humidité du sol

L'humidité du sol a été mesurée avec des humidimètres neutroniques (sondes Solo 25 et Solo 25S, de marque Nardeux, Saint Avertin, France). Malgré des pannes fréquentes, la rotation des trois à quatre appareils disponibles a permis de fournir un jeu de données de bonne qualité.

La mise en place du dispositif, la gestion des tournées de mesures et la critique des données a été assuré par S. Galle, hydrologue à l'ORSTOM (Galle, 1995).

Le dispositif duquel nous tirons les données est composé de 28 tubes répartis sur le plateau de brousse tigrée, la jupe sableuse et l'ourlet. Leur profondeur d'implantation varie de 90 cm à plus de 6 m (Tableau 4).

Tableau 4. Implantation et caractéristiques des tubes pour humidimètre à neutrons

Site	Localisation	Nombre de tubes	Nom des tubes	Profondeur	Mise en service
Transect champ de mil	champ de mil sur jupe sableuse	8	J01 à J04 et J07	3,4 m	31/7/91
			J04 bis à J06	3,4 m	18/9/91
Parcelle mil	champ de mil sur jupe sableuse	2	J01a et J01b	3,4 m	7/8/92
Parcelle jachère	jachère dégradée sur jupe sableuse	2	JacA et JacB	3,4 m	7/8/92
Ourlet	zone d'épandage, aval jupe sabl.	3	J08	6,2 m	19/8/92
			J18, J28	3,4 m et 6,0 m	10/8/92
Sol nu de brousse tigrée (dont parcelle)	Plateau / sol nu	9	B01 et B02	0,8 et 0,9 m	6/8/91
			B11 à B13 et B 21	3,4 m	13 et 15/7/92
			B22 à B24 (parcelle)	3,4 m	19 et 23/7/92
Végétation de brousse tigrée	Plateau / bandes de végétation	4	B03 et B04	1,1 m et 0,9 m	6/8/91
			B14 et B15	3,4 m et 5,6 m	13/7/92

Les tournées de mesure sur le terrain se font à une cadence qui permet de minimiser la fréquence des déplacements sur le site tout en assurant une qualité d'information suffisante. **S'il pleut le jour J, les mesures ont lieu à J+1, J+2, J+4, J+7.** S'il ne pleut pas au bout d'une semaine, les mesures sont acquises à un rythme **hebdomadaire** et le protocole est réinitialisé à chaque nouvelle averse. En saison sèche, les tournées sont **mensuelles**. Les mesures sont réalisées **tous les 10 cm jusqu'à 60 cm, puis tous les 20 cm ensuite.**

3. Méthodes

Nous présentons dans ce paragraphe des rappels relatifs à la notion de **croûte superficielle** et à l'**hydrodynamique des milieux poreux** (§ 3.1), notions qui seront utilisées tout au long de ce travail. Dans une seconde partie (§ 3.2), nous détaillons les méthodes d'analyse des données qui seront utilisées dans les chapitres suivants et proposons une estimation de l'erreur associée aux grandeurs mesurées (§ 3.3).

3.1. Préliminaires : définitions et rappels

Avant d'exposer les méthodes d'analyse des données, il est nécessaire de préciser la notion de croûte superficielle. Des rappels relatifs à l'écoulement en milieu poreux sont également proposés.

3.1.1. Caractérisation de l'encroûtement de la surface du sol

3.1.1.1. Généralités

Une croûte est le résultat de la réorganisation des particules de la surface du sol, sous l'effet du vent ou de la pluie. De nombreux auteurs se sont intéressés aux processus de formation et à la caractérisation morphologique des croûtes, en climat tempéré (Boiffin, 1984) et dans les zones arides (Chen et *al.*, 1980 ; Valentin, 1981 ; Moss, 1991 ; Heil, 1992 ; Goyal et *al.*, 1979 ; West et *al.*, 1992 et beaucoup d'autres...). Pour la zone sahélienne, Casenave et Valentin (1989, 1992) ont établi une typologie détaillée des croûtes, grâce à l'utilisation de la simulation de pluie. Nous leur empruntons les idées générales de cette partie, qui est destinée à permettre au lecteur de comprendre les mécanismes de formation des croûtes et de les différencier.

La formation des croûtes obéit à des processus variés, qui peuvent se produire simultanément ou non. Sous l'action de la **pluie** ou du **vent**, la structure de l'horizon superficiel du sol se **modifie**. Les gouttes de pluie, par leur énergie cinétique, provoquent le fractionnement des agrégats et la dispersion de la phase argileuse. Les particules détachées peuvent ensuite être déplacées par projection et rejaillissement de fines gouttelettes (effet "splash"). L'humectation seule peut provoquer la déstructuration des particules : éclatement des agrégats sous l'effet de l'augmentation de la pression de l'air contenu à l'intérieur, fissuration d'agrégats argileux. Dans une moindre mesure, les eaux de ruissellement participent également à la réorganisation de la surface des sols, par arrachement et transport des particules, dont une partie se dépose au sein du liquide en mouvement. Après la fin d'une pluie, les sédiments fins en suspension dans l'eau sédimentent lentement dans les micro-dépressions topographiques. Le vent, lui, a une action

d'arrachement (déflation) et de transport de particules qui s'observe principalement dans des conditions sèches.

En fonction du **mécanisme de réorganisation dominant**, et donc de la structure des organisations superficielles, Casenave et Valentin ont défini une typologie détaillée des croûtes. Nous nous limitons ci dessous à la description des principales croûtes observées sur notre zone d'étude. Le lecteur se reportera à la typologie (Casenave et Valentin, 1989, 1992) pour de plus amples détails.

3.1.1.2. Principales croûtes rencontrées sur le site expérimental

Les caractéristiques des types de croûte les plus couramment rencontrés sur notre site d'étude sont détaillées ci-dessous.

- **croûte structurale (ST)**

L'adjectif "structurale" traduit la restructuration du sol sur place, sans mouvement latéral de particules. Les gouttes de pluie provoquent un **tri granulométrique** des constituants du sol de telle sorte que les sables grossiers, libres, restent en surface et les sables plus fins se rassemblent dans une couche sous-jacente. Les particules fines (argiles et limons fins) sont regroupées à la base des sables fins dans une pellicule dure et peu épaisse appelée pellicule plasmique. Dans les sables fins et la pellicule plasmique, on observe une forte **porosité vésiculaire** constituée de bulles d'air piégées au début des averses et qui subsistent après le dessèchement du sol. Cette porosité vésiculaire "craque" de manière caractéristique lorsqu'on applique une contrainte (piétinement d'un observateur, par exemple). Ce trait singulier des croûtes structurales facilite leur identification. Lorsque les trois horizons sont bien différenciés, on parle de croûte structurale à trois micro-horizons (symbolisée par ST3). Si le tri granulométrique est moins prononcé, on n'observe que deux (ST2) micro-horizons.

- **Croûte d'érosion (ERO)**

Elle se caractérise par **une pellicule argileuse superficielle très fine et compacte**. Elle se forme lorsque les particules grossières d'une autre croûte (structurale, par exemple) sont emportées par le vent ou l'eau de ruissellement et que seule la pellicule argileuse subsiste. L'impact des gouttes de pluie renforce le compactage et la cohésion de cette pellicule. Ce type de croûte est un obstacle important à l'infiltration. Les surfaces recouvertes de croûtes d'érosion portent le nom de *gangani* en langue jerma (langue parlée dans la région de Niamey) et sont très difficiles à mettre en culture du fait de la dureté du sol et de sa quasi-imperméabilité. De fait, les croûtes d'érosion, même situées au milieu d'un champ, ne sont jamais cultivées.

- **Croûte cryptogamique ou croûte algale**

Semblable à la précédente pour ce qui est des propriétés hydrodynamiques, ce type de croûte se caractérise par le développement de **végétaux cryptogames** au sein de la pellicule argileuse (algues terrestres). Le réseau de filaments ainsi constitué semble accroître la résistance mécanique de l'ensemble. Cependant, ces croûtes n'ont pas fait l'objet d'études spécifiques (caractérisation des espèces végétales, etc.). On les rencontre principalement sur les zones couvertes de croûtes d'érosion, et nous les **assimilerons dans la suite aux croûtes de type ERO.**

- **Croûte de décantation (DEC)**

Elle se forme par la **sédimentation** lente des particules fines (argiles et limons) en **suspension** dans l'eau dans les dépressions du micro-relief. Du fait de la grande concentration en argiles, on y observe souvent des fentes de retrait, à l'état sec. Comme la précédente, cette croûte est très peu perméable.

- **Croûte gravillonnaire (G)**

De structure similaire à la croûte structurale, elle s'en différencie essentiellement par le fait que les éléments grossiers sont inclus dans la pellicule plasmique.

- **Croûte de ruissellement (RUIS)**

On désigne ainsi les éléments déposés au sein d'une lame d'eau ruisselant en surface. Contrairement à la croûte de décantation, la sédimentation a lieu dans une lame d'eau **en mouvement**. Les particules déposées, plus grossières que dans les croûtes de décantation, sont très peu prises en masse. Ces deux types de croûte sont souvent associés au sein d'un horizon superficiel polygénique, succession de couches superposées d'éléments fins puis grossiers.

Le type de croûte **dépend peu de la nature du sol sous-jacent** et l'on peut observer un même type sur un sol sableux ou sur un sol argileux, avec cependant des propriétés hydrodynamiques différentes selon le substrat. Les croûtes de type "érosion", "structurale à 3 micro-horizons", "décantation", et "gravillonnaire" sont les plus susceptibles de produire un ruissellement important. Notons que les croûtes superficielles sont des organisations dont l'**épaisseur** varie de quelques **centaines de microns** (croûte d'érosion) à **plusieurs millimètres** (croûtes structurales) ou **centimètres** (croûtes de décantation).

La Figure 13 présente de manière schématique l'évolution temporelle des croûtes pour un sol sableux et un sol limono-argileux. L'état initial considéré est un sol fraîchement remanié (sarclage). Sur les sols **limono-argileux**, la séquence d'encroûtement débute par l'obstruction partielle de la porosité par les constituants dispersés sous l'effet de l'humectation et de l'impact des gouttes. Il se forme une croûte structurale à un micro-horizon (ST1). La capacité d'infiltration

du sol diminue graduellement au fur et à mesure du développement des croûtes, et le ruissellement augmente. L'énergie de la lame ruisselée conjuguée à celle des gouttes de pluie contribue à détacher les particules, et l'induration de la surface du sol s'accroît au cours des averses.

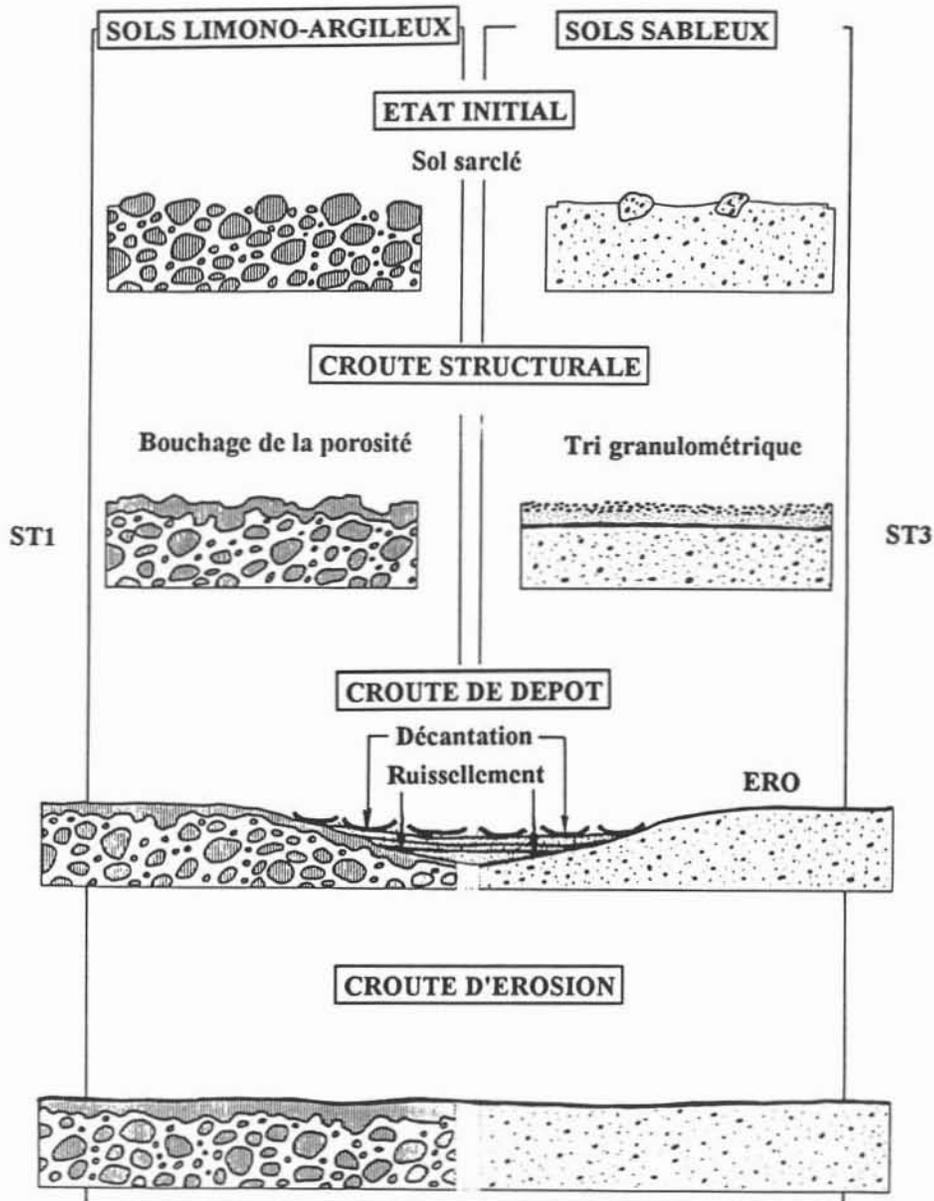


Figure 13. Relations génétiques entre les différentes croûtes.

(D'après Valentin et Bresson, 1992)

Les **sols sableux**, eux, subissent un tri granulométrique qui s'accroît au cours des averses successives. La surface du sol se structure sur place en deux (ST2) ou trois (ST3) micro-horizons, les particules fines étant rassemblées à la base de la croûte. Avec l'augmentation du

ruissellement, la pellicule argileuse située à la base des micro-horizons sableux, mise à nu par le ruissellement, s'indure continuellement sous les averses successives.

Sur les deux séquences de sol, le stade "croûte d'érosion" est atteint. Les particules détachées se déposent plus loin et forment des croûtes RUIS, ou DEC dans les dépressions du micro-relief. Les croûtes d'érosion se rencontrent essentiellement dans les zones où le ruissellement de surface est important (impluvium d'un talus de plateau) ; le ruissellement qu'elles génèrent, associé au ruissellement venant de l'amont, provoque leur extension vers l'aval. Ceci est illustré de manière spectaculaire par les taches d'érosion aréolaire que l'on observe sur le pourtour des termitières. Le stade ERO représente, en quelque sorte, le stade ultime de dégradation du sol par encroûtement. L'apport de matériaux par le ruissellement ou l'activité des termites peuvent contribuer à restaurer les surfaces couvertes par ces croûtes.

Les organisations superficielles observées sur le terrain sont très souvent **polygéniques et remaniées**, et comme dans toute typologie, il est parfois difficile de classer une surface dans l'une ou l'autre des catégories définies.

3.1.1.3. Facteurs conditionnels du ruissellement en zone sahélienne

A partir d'un grand nombre d'essais d'infiltration sous pluies simulées en Afrique de l'Ouest, Albergel (1987) a déterminé les principales variables qui permettent d'expliquer l'aptitude à l'infiltration, et donc au ruissellement, d'un sol. A l'aide de méthodes statistiques (analyse en composantes principales, analyse factorielle des correspondances), cet auteur retient, pour les sols sahéliens encroûtés, cinq paramètres principaux :

- la porosité vésiculaire de la croûte,
- l'épaisseur de la croûte,
- la densité de la végétation,
- l'intensité de l'activité biologique,
- le micro-relief.

Si les deux premiers paramètres sont uniquement liés aux caractéristiques structurales de la croûte, il apparaît que d'autres aspects sont à prendre en compte pour expliquer le comportement du sol.

Notons de plus que, outre les caractéristiques strictement liées au sol, la capacité d'infiltration du sol est également pilotée par l'état d'humidité du sol. Une interprétation physique de ces résultats est proposée ci-dessous au paragraphe 3.1.2.4.2.

3.1.1.4. Notion d'états de surface

Lorsque l'on observe la surface du sol sur de très petites zones, on peut reconnaître l'un des types de croûte présentés ci-dessus. Mais si l'on s'intéresse à des surfaces plus grandes, on observera en plus d'une ou plusieurs croûtes, des traces d'activité faunique, de la végétation, etc. On vient de le voir, ces caractéristiques influencent les propriétés hydrologiques du sol. A l'échelle de la parcelle, échelle à laquelle on va appréhender les processus hydrologiques, la description du type de croûte ne suffit donc pas à représenter la surface du sol. On lui adjoint la description de la densité de végétation, du micro-relief, de l'activité faunique, et l'ensemble de ces caractéristiques de la surface du sol est réuni dans la notion **d'état de surface**.

Dans une typologie des états de surface de la zone sahélienne réalisée à partir des nombreux essais de simulation de pluie en Afrique de l'Ouest, Casenave et Valentin (1992) définissent 11 états de surface élémentaires.

En utilisant cette typologie et à partir d'observations de terrain, nous avons recensé les principaux états de surface rencontrés sur la zone d'étude. Le Tableau 5 présente leurs caractéristiques et leur localisation et précise leurs équivalents dans la typologie.

Compte tenu du déterminisme prépondérant des états de surface sur le comportement hydrologique du milieu, nous nous y intéresserons de près dans ce travail, comme nous allons le voir.

3.1.2. Rappels d'hydrodynamique

Notre étude porte une attention particulière aux conséquences de l'encroûtement sur le ruissellement. Nous nous proposons dans ce paragraphe d'évoquer rapidement les mécanismes physiques qui entrent en jeu lors des transferts d'eau dans un sol encroûté. Une première partie donne quelques rappels sur les écoulements dans un sol homogène. Nous proposons ensuite des éléments d'hydrodynamique des croûtes.

Tableau 5. Principaux états de surface identifiés sur la zone d'étude

Etat de surface	Localisation	Sol sous-jacent	Type de croûte	Végétation	Micro-relief	Faune ou Micro-faune	Correspondance Typologie (**)
Sol nu brousse tigrée	plateaux de brousse tigrée	argileux	succession d'amont en aval de ST3, ERO+G, RUIS, DEC	néant	très faible	néant	ST3, ERO, DEC, G (variantes sur sol argileux)
Végétation brousse tigrée	plateaux de brousse tigrée	argileux	DEC	annuelles et ligneux	souvent marqué (placages de termites)	termites	TV (termites-vers) * parfois DEC
Bordure de plateau	plateaux de brousse tigrée	argileux / cuirasse latéritique	G	néant	marqué (éléments grossiers)	néant	G, ERO
Talus de plateau	plateaux de brousse tigrée	éléments de cuirasse latéritique	G, blocs libres	ligneux par endroits	marqué (éléments grossiers)	néant	G (variante gravillons libres)
Piedmont dégradé	ped de talus de plateau	sable	ERO, G par endroits	néant	très faible	néant	ERO sur sol sableux
Jachère dégradée	sommets de versants	sable	ST3, ERO cryptogamique	graminées et quelques ligneux	faible	termites	ST3 et ERO, sur sol sableux
Champ de mil	zones cultivées	sable	sable non structuré après les sarclages, évoluant vers ST3, ERO ou RUIS	Mil et adventices	marqué après les sarclages, faible ensuite	termites en saison sèche, rongeurs	C1, ou C2 selon le degré d'encroûtement

* Bien qu'il n'y ait pas de vers, cette surface élémentaire de la typologie représente le mieux l'état de surface observé

** Typologie définie par Casenave et Valentin (1989, 1992).

3.1.2.1. Définitions

Dans un milieu poreux, la coexistence au sein de la phase solide d'une phase liquide et d'une phase gazeuse engendre à l'interface liquide-gaz une différence de pression due à la fois à la tension superficielle à la surface du liquide et à l'angle de contact entre le liquide et les constituants solides. On appelle **pression capillaire** P_c la différence entre la pression régnant dans la phase gazeuse et dans la phase liquide.

$$P_c = P_{\text{gaz}} - P_{\text{liq.}}$$

On suppose en général que l'air du sol est en équilibre avec la pression atmosphérique. La pression capillaire P_c est donc inférieure à la pression atmosphérique P_{atm} . De ce fait, l'interface eau-air se présente sous la forme d'un ménisque incurvé du côté du liquide. La Figure 14 illustre le phénomène. L'eau dans les pores du sol est à la pression capillaire P_c . A l'interface, il existe une relation entre P_c et le rayon r du pore (loi de Jurin, voir par exemple Musy et Souttier, 1991). Dans un pore donné, on montre que la pression capillaire P_c , calculée relativement à la pression atmosphérique, est **inversement proportionnelle au rayon** r du pore :

$$P_c = f\left(\frac{1}{r}\right)$$

En d'autres termes, la pression de l'eau dans un sol non saturé, inférieure à la pression atmosphérique, sera **d'autant plus élevée, en valeur absolue, que les pores seront petits**.

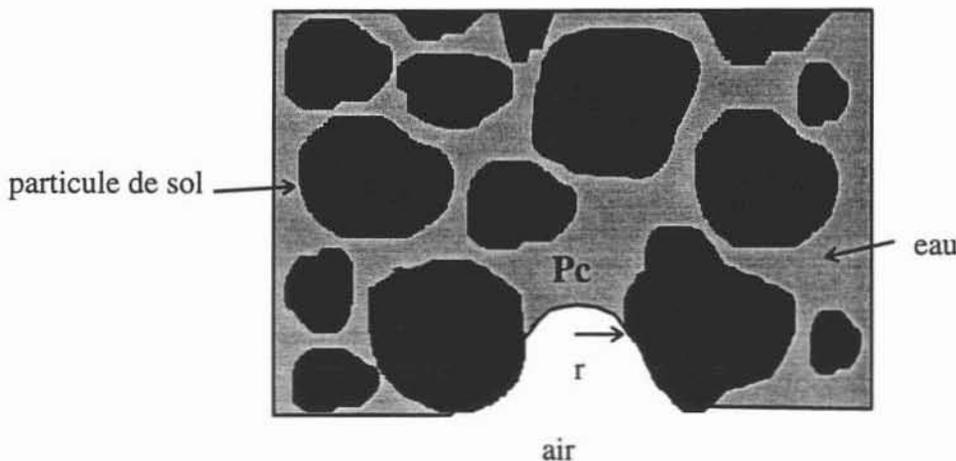


Figure 14. Sol non saturé. Interface eau-air dans un pore de rayon r ($P_c < P_{\text{atm}}$).

Il est commode d'exprimer la pression capillaire en sous forme d'une hauteur d'eau h :

$$h = -\frac{P_c}{\rho g}$$

où ρ est la masse volumique de l'eau et g l'accélération de la pesanteur. h ainsi défini a la dimension d'une longueur.

La pression capillaire est liée à la **teneur volumique en eau** θ du sol (volume d'eau par unité de volume de sol) par une relation non linéaire monotone, décroissante en valeur absolue. Cette relation appelée aussi **courbe de rétention** présente un caractère hystérétique (Philip, 1964 ; Bomba, 1968 ; Thony, 1970, Vachaud et Thony, 1971 ...), et peut aussi être influencée par des effets dynamiques (Vauclin, 1971).

L'eau du sol est par ailleurs soumise aux forces de pesanteur. Si z est l'altitude d'un petit volume d'eau, par rapport à un plan de référence donné, la somme des forces capillaires et des forces de pesanteur, appelée **charge hydraulique (H)**, s'écrit sous la forme :

$$H=h-z, \quad (1)$$

l'axe des cotes z étant, par convention, orienté positivement vers le bas, en sens opposé de l'axe des charges. H a la dimension d'une longueur.

Le transfert de l'eau dans un milieu poreux est décrit par la **loi de Darcy**, qui relie les caractéristiques hydrodynamiques du milieu au flux d'eau qui le traverse. Dans le cas d'une approche monophasique et pour un sol homogène et isotrope, elle s'écrit avec les conventions précédentes :

$$\bar{q} = -K(\theta) \cdot \overline{\text{grad}}(H) \quad (2)$$

où q [LT^{-1}] est la densité de flux volumique de l'eau (débit par unité de surface), H [L] la charge hydraulique et $K(\theta)$ [LT^{-1}] est la **conductivité hydraulique** du milieu. La conductivité hydraulique est également une fonction non linéaire de la teneur en eau - ou de la pression capillaire - qui atteint sa valeur maximale K_s à la saturation du sol.

3.1.2.2. L'écoulement en milieu poreux

L'écoulement en milieu poreux d'un fluide qui n'interagit pas avec ce milieu peut se décrire par deux relations mathématiques. Sous les hypothèses d'un milieu non déformable et d'un fluide incompressible, **l'équation de continuité** qui traduit la conservation de la masse dans le milieu s'écrit :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\text{div}(\bar{q}) \quad (3)$$

- θ : teneur volumique en eau [],
 t : temps [T],
 \bar{q} : densité de flux volumique [LT⁻¹]

La loi de Darcy (2), restreinte à la dimension verticale, s'écrit, compte tenu de (1) :

$$q = -K(\theta) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \quad (4)$$

En combinant (4) avec l'équation de continuité (3), l'équation de l'écoulement dans un milieu mono-dimensionnel vertical s'écrit :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad (5)$$

Il est bien connu que cette équation présente un caractère fortement non linéaire, par l'entremise des relations $K(\theta)$ et $h(\theta)$. Elle n'est par ailleurs pas homogène quant à la variable descriptive puisqu'elle fait intervenir à la fois la teneur en eau et la pression capillaire. Des transformations permettent sa résolution numérique (Vauclin *et al.*, 1979 ; Zayani, 1987)

3.1.2.3. Le modèle de Green et Ampt

Un modèle d'infiltration simple a été développé au début de ce siècle (Green et Ampt, 1911) à partir de deux hypothèses de fonctionnement du milieu (Figure 15).

- le profil d'humidité initiale est uniforme
- l'écoulement est purement convectif, c'est à dire que le sol est saturé jusqu'au front d'infiltration et reste à sa teneur en eau initiale au-delà. Cela revient à assimiler le sol à un milieu de "Dirac" (Vauclin et Haverkamp, 1985).

Le profil d'humidité est discontinu, et par conséquent le profil de pression également. On note h_f la poussée capillaire effective. Si h_0 est la pression à la surface du sol (liée par exemple à une lame d'eau), et z_f la profondeur du front d'infiltration, la loi de Darcy (éq. 4) s'écrit :

$$i(t) = -K_s \left(\frac{h_f - h_0}{z_f} - 1 \right) \quad (6)$$

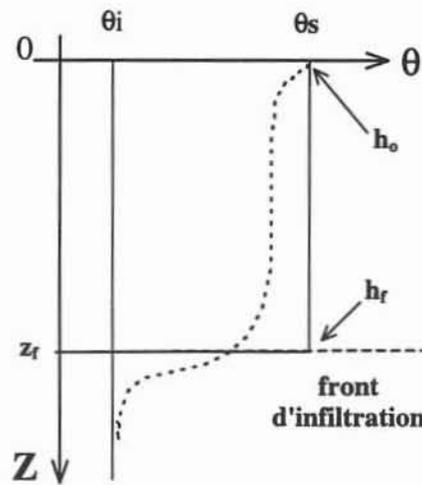


Figure 15. Profil d'humidité réel (pointillés) et sous les hypothèses de Green et Ampt (trait plein).

où $i(t)$ est l'intensité d'infiltration, z_f la position du front d'infiltration à tout instant t et K_s la conductivité hydraulique à saturation naturelle. Soit $I(t)$ la lame infiltrée cumulée à l'instant t . Elle est reliée à la profondeur du front par la relation :

$$I(t) = (\theta_s - \theta_i) z_f \quad (7)$$

d'où la relation de Green et Ampt :

$$i(t) = K_s \cdot \left(\frac{(h_o - h_f)(\theta_s - \theta_i)}{I(t)} + 1 \right) \quad (8)$$

Malgré son développement relativement ancien, cette relation est encore très utilisée aujourd'hui. Notons cependant que c'est une équation implicite puisque $i = \frac{dI}{dt}$. Le modèle physique présenté au chapitre 4 utilise, pour le calcul de l'infiltration, une forme modifiée du modèle de Green et Ampt, fondée sur une approche bi-phasique "eau-air" des transferts dans le sol.

3.1.2.4. Mécanismes de l'infiltration et du ruissellement

3.1.2.4.1. Généralités

L'équation (4) montre que le flux d'eau qui pénètre le sol est le produit de la conductivité hydraulique et du gradient de charge hydraulique. Au début de l'infiltration sur un sol

initialement sec, le contraste de teneur en eau, donc de pression capillaire, va être élevé sur une épaisseur faible de sol. Le gradient de charge atteint des valeurs très élevées, supérieures de plusieurs ordres de grandeurs à $K(\theta)$; le flux d'infiltration est important. Au cours du temps, la valeur du gradient va décroître avec la lame infiltrée pour s'approcher de l'unité. L'intensité d'infiltration diminue et tend asymptotiquement vers la valeur de la conductivité à saturation du sol. Le ruissellement se produit lorsque l'intensité de la pluie est supérieure à l'intensité d'infiltration (Figure 16). Le temps de submersion t_p est défini comme l'instant d'apparition de la saturation du sol en surface.

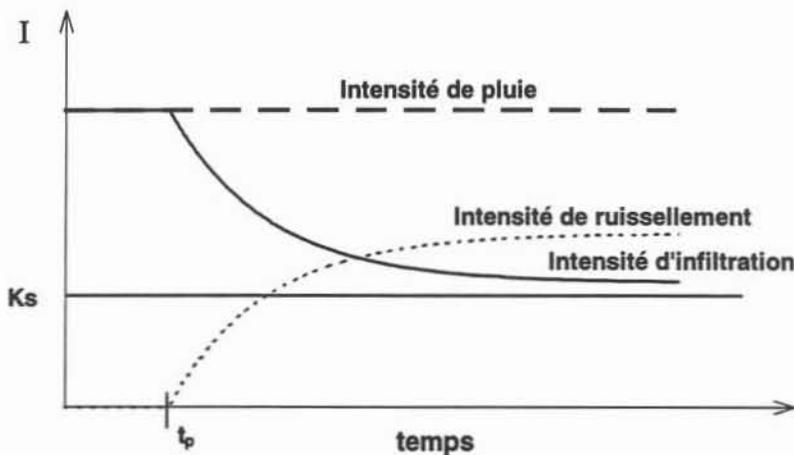


Figure 16. Evolution de l'infiltrabilité du sol dans le temps, dans le cas d'une pluie uniforme.

Sur un sol initialement humide, la capacité d'infiltration est réduite, et l'apparition du ruissellement est plus précoce. De même, le ruissellement apparaît d'autant plus tôt que l'intensité de la pluie est élevée.

Ce processus de production du ruissellement, lorsqu'il est généralisé à une surface plus grande a été décrit par Horton (1933), et est usuellement appelé **ruissellement hortonien** ou simplement **ruissellement de surface**. En zone sahélienne, et d'une manière générale dans les zones arides (Dunne, 1978), c'est le processus prépondérant de production de ruissellement.

D'autres types de mécanismes de ruissellement sont répertoriés dans la littérature (Dunne, 1978). Chevallier (1990, pp. 22 et suivantes) en propose une revue bibliographique détaillée. Outre le ruissellement hortonien, nous illustrons sur la Figure 17, bien connue, trois autres grands types de comportement, sans les détailler.

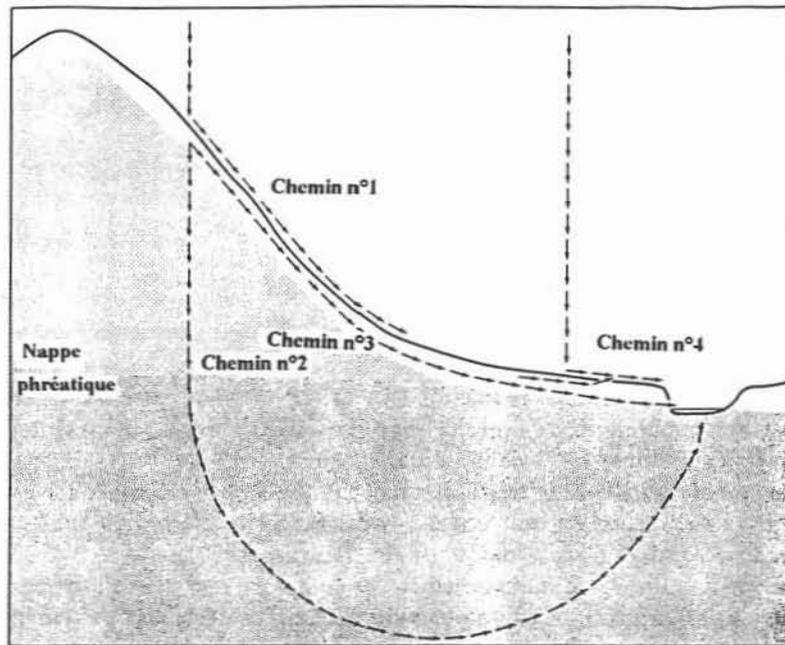


Figure 17. Types de comportement de l'eau sur un versant. (D'après Dunne, 1978).

- chemin 1 : ruissellement hortonien,
- chemin 2 : l'écoulement de base (l'eau infiltrée rejoint une nappe qui va alimenter un cours d'eau par la suite)
- chemin 3 : écoulement rapide interne
- chemin 4 : écoulement sur surface saturée

Dans notre zone d'étude, les chemins 2 et 4 ne peuvent être observés, du fait de l'absence de nappe sub-superficielle ou d'aquifère en connexion hydraulique avec les cours d'eau. L'écoulement interne, sans qu'il puisse être totalement exclu, ne sera pas pris en considération dans cette étude ; on se limitera donc au schéma de ruissellement hortonien, prépondérant au Sahel.

3.1.2.4.2. Cas des sols encroûtés

Les caractéristiques morphologiques et pédologiques des croûtes sont à l'origine de la capacité d'infiltration réduite des sols encroûtés. Les différentes études réalisées dans ce domaine

(voir § 3.1.1, plus haut dans ce chapitre) mettent en lumière trois caractéristiques principales des croûtes sahéliennes :

- un horizon superficiel dur et compact (croûtes d'érosion)
- une structure litée (croûtes de décantation)
- un gradient granulométrique (croûtes structurales) avec les particules fines au contact du sol sous-jacent, réunies dans une pellicule plasmique ; le micro-horizon de sables fins et la pellicule plasmique contiennent une forte porosité vésiculaire (croûtes structurales et croûtes de ruissellement).

L'effet de l'encroûtement sur l'infiltration et le ruissellement a été étudié expérimentalement sur différents sols et sous des climats variés (McIntyre, 1958 ; Hillel et Gardner, 1969 ; Smiles et al., 1982 ; Morin et al., 1989 ; Valentin, 1991 ; Le Bissonais et Singer, 1992, entre autres), mais aussi par des méthodes analytiques/quasi-analytiques ou numériques (Ahuja, 1983 ; Parlange et al., 1984 ; Zayani, 1987 ; Aboujaoudé et al., 1991 ; Ahuja et Schwartzendruber, 1992).

Dans la plupart des modèles de simulation, les auteurs décrivent la croûte d'une manière globale comme un horizon de plus faible conductivité hydraulique que le sol sous-jacent et utilisent dans les calculs la résistance hydraulique de la croûte (rapport de l'épaisseur à la conductivité hydraulique à saturation), paramètre qui ne nécessite pas une connaissance approfondie de la structure de la pellicule. Tackett et Pearson (1965) rapportent une réduction de conductivité d'un facteur 5 de l'horizon de surface du sol avant et après encroûtement. Sur notre site d'étude, Vandervaere a mesuré récemment des rapports $K_s(\text{croûte})/K_s(\text{sol sous-jacent})$ variant de 1/3 à 1/6 (Vandervaere et al., à paraître).

Il est bien évident qu'une prise en compte détaillée de la structure des croûtes dans un modèle de simulation des écoulements est une entreprise difficile et pas nécessairement intéressante étant données l'épaisseur faible des horizons concernés (quelques centaines de microns à quelques millimètres) et la difficulté de mesurer des paramètres descriptifs pertinents. L'approche globale des caractéristiques hydrodynamiques de la croûte est bien souvent suffisante, même si certains aspects des processus, liés à la structure des croûtes, y sont négligés.

Pour des raisons de simplification des calculs, la teneur en eau à saturation et la relation pression-teneur en eau sont généralement supposées identiques dans la croûte et le sol sous-jacent duquel elle dérive (par exemple Morel-Seytoux, 1983) ; seule la conductivité hydraulique varie (elle est réduite dans la croûte). Moore (1981) justifie ces hypothèses en citant Edwards (1967) qui a montré que l'encroûtement du sol diminue de manière prépondérante la conductivité hydraulique de la croûte, les autres propriétés étant également modifiées, mais dans de moindres proportions.

Etant donnés les processus de formation des croûtes et leur structure, il nous paraît légitime de considérer, avec Touma (1992), que l'ensemble des propriétés hydrodynamiques de l'horizon superficiel du sol est affecté par l'encroûtement, et non la seule conductivité hydraulique à saturation. Il n'existe pas, à notre connaissance, de bibliographie traitant de ce sujet précis, et des études approfondies pourraient être entreprises. Néanmoins, l'observation de la base des croûtes structurales (horizon argileux dense, surmontant le sol sous-jacent, plus grossiers) nous invite à penser que l'infiltration de l'eau dans ce type de croûtes est également affectée par des effets de **barrière capillaire**. Cet effet de blocage survient lorsqu'une couche de sol fin (pores petits) surmonte une couche de sol grossier (pores plus gros), les deux couches étant non saturées. Selon la loi de Jurin (voir § 3.1.2.1, page 60), la pression capillaire de l'eau dans les pores du sol fin est supérieure, en valeur absolue, à celle régnant dans les pores du sol grossier. Lors du transfert d'eau entre les deux couches, la pression est nécessairement continue de part et d'autre de l'interface. Le flux d'infiltration est donc bloqué dans la couche fine jusqu'à ce que cette condition de continuité soit vérifiée. La teneur en eau de la couche de sol fin augmente, et corrélativement, la pression capillaire diminue (en valeur absolue) ; l'eau n'est transmise dans la couche grossière que lorsque la pression capillaire a atteint une valeur suffisamment faible pour permettre le remplissage des pores du sol grossier. Une explication détaillée du phénomène de barrière capillaire peut être trouvée par exemple dans Morel-Seytoux (1992).

L'effet de barrière capillaire conduit donc à la saturation de la croûte qui, du fait de l'épaisseur généralement faible de la croûte, peut survenir assez vite après le début d'une averse. Lorsque la croûte est saturée, le transfert d'eau y est exclusivement piloté par la gravité et comme les croûtes sont peu conductives, ce transfert est lent, ce qui favorise l'apparition du ruissellement.

L'infiltration dans un sol encroûté peut donc être schématisée en trois étapes :

- le sol est non saturé (croûte et sous-jacent) : les forces de capillarité s'ajoutent aux forces de gravité pour piloter le transfert (étape brève),
- le front mouillant atteint l'interface : les forces de capillarité jouent maintenant contre l'écoulement en retenant l'eau dans la croûte (**barrière capillaire**) et celle-ci se sature rapidement,
- lorsque la croûte est saturée, les transferts sont purement conductifs. Compte tenu de sa faible conductivité, la croûte joue maintenant le rôle de **barrière résistive**, et limite le flux entrant dans le sol.

Les caractéristiques capillaires et conductives permettent donc d'expliquer le mécanisme de l'infiltration dans un sol encroûté. Mais la faible capacité d'infiltration liée aux croûtes est favorisée par des facteurs structuraux.

D'une part, le piégeage d'air dans le sol, favorisé au Sahel par les fortes intensités de pluie en début d'averse contribue à la création de "bulles" dans les horizons argileux des croûtes (essentiellement structurales). Cette porosité est **non fonctionnelle**, comme le mentionnent Moore (1981) ou Casenave et Valentin (1989), du fait de la taille trop importante des pores. Ce résultat est confirmé par les mesures réalisées à l'échelle de la croûte par J.P. Vandervaere (voir chapitre 3, § 2.1). La fraction active de la porosité en est donc réduite.

D'autre part, l'**anisotropie** des croûtes, liées à leur structure litée (exemple croûtes DEC) favorise les transferts horizontaux au détriment des écoulements verticaux.

D'autres facteurs que ceux strictement liés au type de croûte et à l'état du sol interviennent dans la capacité d'infiltration (cf. § 3.1.1.3). L'**activité biologique** contribue à accroître la **porosité** du sol (galeries de vers ou de termites) et favorise donc l'infiltration. La végétation a le même effet, par le développement d'un réseau de racines.

Par ailleurs, la végétation (essentiellement les herbacées basses et leurs résidus) et le micro-relief contribuent au ralentissement du flux d'eau en surface et, favorisant la rétention superficielle de l'eau et favorisent l'infiltration.

Cette revue rapide des processus liés à l'écoulement dans les sols encroûtés met en lumière les conséquences hydrologiques de la présence, sur le sol, de pellicules superficielles.

3.2. Méthodes d'analyse

Nous présentons dans ce paragraphe les méthodes de description du milieu et d'analyse des données qui seront utilisées dans les chapitres suivants : elles concernent les états de surface, la caractérisation hydrodynamique du sol, les mesures de teneur en eau du sol et les mesures de ruissellement. Nous proposons également une estimation de l'erreur associée à ces grandeurs mesurées.

3.2.1. Cartographie des états de surface

Compte tenu du rôle prépondérant des états de surface dans les processus, la caractérisation de l'aptitude au ruissellement du milieu passe par le recensement de ces états de surface. Il est réalisé par cartographie, à l'échelle des parcelles et à l'échelle des petits bassins versants, selon deux méthodes distinctes.

3.2.1.1. A l'échelle des parcelles

Sur les parcelles, l'objectif des relevés est double : connaître le taux de couverture des états de surface à un instant donné et appréhender leur variabilité intra-saisonnière.

Des cartes exhaustives d'états de surface ont été dressées manuellement en 1992 par J.L. Rajot, pédologue à l'ORSTOM. Cette méthode de travail consiste à dessiner le plus fidèlement possible les états de surface observés sur la parcelle. Elle fournit une description de très bonne qualité, mais elle est longue et fastidieuse à mettre en oeuvre et requiert un oeil expert. En 1993, on lui a préféré la méthode des "points quadrats", plus routinière, mais aussi plus objective puisque moins dépendante de l'observateur. Elle consiste, dans notre cas, à délimiter sur la parcelle des mailles carrées de 1 m x 1 m et à échantillonner l'état de surface au centre de chaque maille.

Des relevés de ce type répétés dans la saison permettent d'appréhender la variabilité de la surface. Les différentes cartes dont on dispose sont référencées dans le Tableau 6.

Tableau 6. Relevés d'états de surface sur les parcelles

Site	Carte exhaustive (1992)	Carte "points quadrat" (1993)
Parcelle de jachère	1 carte : 21 août	2 cartes : 30 juin et 24 septembre
Parcelle de mil	3 cartes : 19 juin, 21 août et 21 décembre	4 cartes : 28 mai, 7 juillet, 20 août et 24 septembre
Parcelle de brousse tigrée	2 cartes : 16 juin et 20 août	2 cartes : 28 mai et 24 septembre

Les cartes réalisées les deux années se présentent sous une forme différente (contours en 1992 et noeuds d'un maillage carré en 1993). Afin de pouvoir exploiter de la même manière ces deux relevés, il est nécessaire d'homogénéiser la représentation des états de surface. Nous choisissons pour cela d'échantillonner les cartes de 1992 par la méthode des points quadrats. Un maillage carré régulier correspondant à des cellules de 1 m² est superposé à chaque carte, et l'état de surface dessinée au centre de chaque maille est échantillonné. Le taux de répartition de chaque état de surface sur l'ensemble de la parcelle est bien reproduit par l'échantillonnage, même s'il est susceptible de fluctuer légèrement d'une méthode à l'autre lorsque les points d'échantillonnage définis sur les cartes sont situés à proximité d'une limite de zone homogène.

Malgré la description détaillée des croûtes dans la typologie, le classement par un observateur des types de surface observés dans les catégories de la typologie est une opération qui n'est pas exempte de **subjectivité**, si infime soit-elle. L'observateur ayant été différent en 1992 et en 1993, il peut en résulter un biais dans la répartition des états de surface.

Ces sources d'incertitude n'altèrent pas réellement les conclusions que l'on tire des résultats, puisque les taux de répartition des états de surface sont donnés à titre indicatif, et sont essentiellement destinés à évaluer la variabilité temporelle de la surface au cours d'une année. Dans ces conditions, et en fonction des remarques énoncées ci-dessus, nous estimons qu'une incertitude de **10 %** sur le taux de recouvrement de chaque type de croûte est tolérable.

3.2.1.2. A l'échelle des bassins versants

La cartographie des états de surface sur les bassins versants obéit à un objectif un peu différent. Elle est destinée avant tout à permettre le découpage des bassins en zones d'état de surface "homogène", pour préparer la spatialisation des processus hydrologiques. Les différentes zones, présentées dans Rajot et Esteves (1994), ont été délimitées à partir de prises de vue aériennes, et confirmées par des observations de terrain quand cela s'avérait nécessaire. Notons cependant que l'homogénéité d'une zone vis à vis d'une classe de la typologie des états de surface n'augure évidemment en rien de l'homogénéité des propriétés hydrodynamiques de ladite zone.

3.2.2. Caractérisation hydrodynamique des sols

L'analyse des processus et la modélisation hydrologique (chapitre 4) nécessitent la connaissance des propriétés hydrodynamiques du sol, en particulier la conductivité hydraulique des croûtes et du sol sous-jacent. Nous exposons ici les grandes lignes de la méthode employée par une équipe du Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement, dans le cadre de sa participation au programme HAPEX-Sahel, pour la caractérisation hydrodynamique des principaux sols rencontrés sur le site d'étude. Un exposé plus détaillé, ainsi que les valeurs des paramètres sont présentés dans Vandervaere (1995) et Vandervaere et *al.* (à paraître). Une partie de ces résultats sera exploitée dans la suite de cette étude.

L'appareil utilisé est un infiltromètre à disque à succion contrôlée de type **TRIMS** : Triple Ring Infiltrometer at Multiple Suction (Thony et *al.*, 1991, Vauclin et Chopart, 1992). Il est constitué d'un disque recouvert d'une membrane poreuse sur sa face inférieure et connecté à un réservoir d'alimentation vertical empli d'eau (Figure 18). L'appareil est posé sur le sol en veillant au bon contact hydraulique entre la membrane et la surface du sol, au besoin par adjonction de sable pour combler les dépressions du micro-relief. Le réservoir de dépressurisation (vase de Mariotte fonctionnant en dépression) permet à l'opérateur d'imposer à l'ensemble de la colonne d'eau une pression inférieure à la pression atmosphérique. L'eau s'infiltré donc dans le sol sous une succion connue, imposée par l'opérateur (0 à -10 cm d'eau environ). L'opérateur mesure le volume d'eau infiltré dans le sol en fonction du temps, à partir de la variation de niveau dans le réservoir d'alimentation. Un volume d'eau v infiltré dans le sol est remplacé dans le réservoir

d'alimentation par le même volume d'air (bulles), par l'intermédiaire du tube capillaire qui communique avec l'extérieur via le vase de Mariotte.

L'interprétation des mesures, fondée sur l'analyse du régime transitoire d'infiltration et l'utilisation d'un micro-tensiomètre pour repérer le passage du front d'infiltration à l'interface sol-croûte, permet de déterminer la sorptivité capillaire et la conductivité hydraulique du sol (Vandervaere, 1995 ; Vandervaere et *al.*, à paraître).

Trois des principaux types de croûtes ainsi que le sol sous-jacent ont été étudiés en 1992 et 1993 sur des stations choisies sur le plateau et le versant sableux. Afin de prendre en compte la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques, les mesures ont été répétées à plusieurs reprises sur un même type de surface.

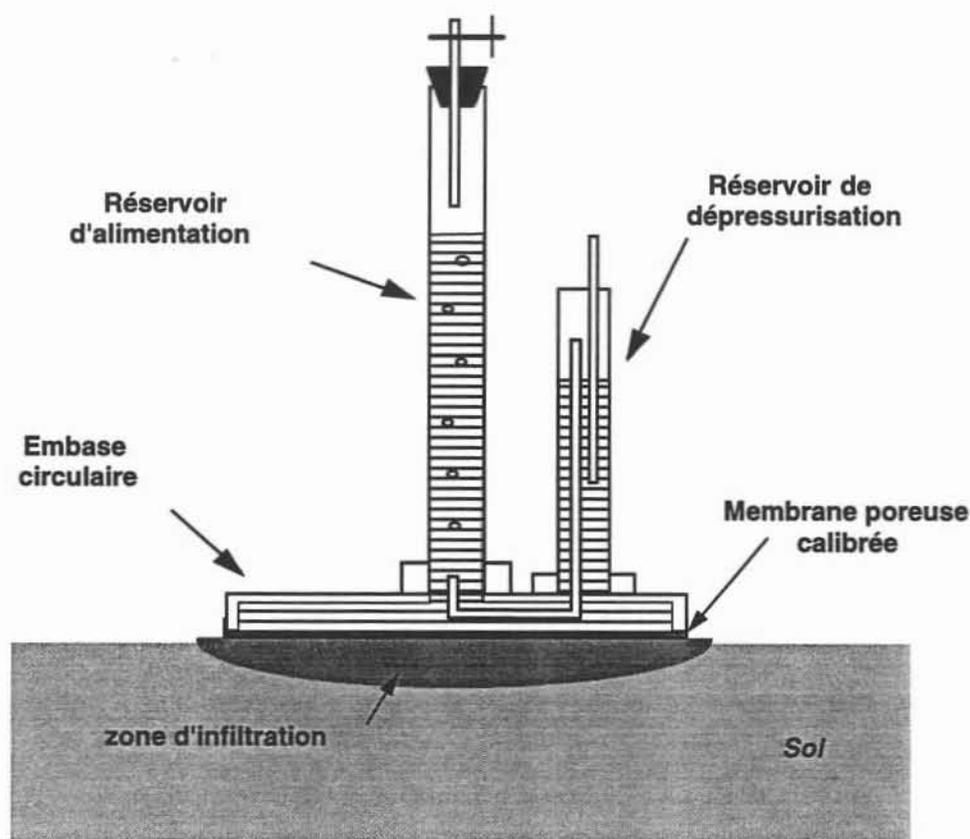


Figure 18. Vue schématique d'un appareillage TRIMS.

(D'après Vauclin et Chopart, 1992)

3.2.3. Analyse des profils d'humidité

Nous présentons dans cette partie deux méthodes qui seront utilisées dans les chapitres suivants pour l'analyse des profils de teneur en eau, issus des mesures de l'équipe de Sylvie Galle, hydrologue à l'ORSTOM (Galle, 1995).

3.2.3.1. Définitions préliminaires

- Les **courbes enveloppe** inférieure et supérieure des profils d'humidité seront utilisées au chapitre 3. Elles ne correspondent pas à un profil réellement mesuré, mais sont définies à chaque profondeur par la valeur minimale et la valeur maximale des teneurs en eau mesurées à cette profondeur.
- Le **front d'infiltration**, utilisé au chapitre 3, est défini ici comme la profondeur minimale à laquelle on n'observe pas de variation de la teneur en eau entre deux dates de mesure successives t_1 et t_2 sur un même tube d'accès pour humidimètre à neutrons (Figure 19).

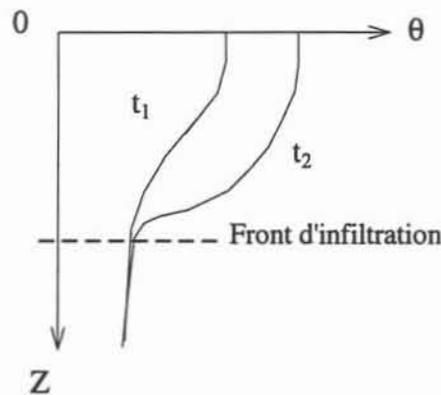


Figure 19. Détermination du front d'infiltration à partir de deux profils de teneur en eau successifs.

Le **stock en eau** S d'une tranche de sol est défini comme le volume d'eau contenu dans le volume de sol considéré. Il est calculé par l'intégrale de la teneur en eau volumique en fonction de la profondeur, soit :

$$S = \int_{z_2}^{z_1} \theta(z) dz$$

où z_1 et z_2 sont les cotes qui limitent la tranche de sol considérée. La fonction $\theta(z)$ n'est en général pas connue, mais certains points (z_i, θ_i) sont déterminés par des mesures. L'intégrale est calculée de manière approchée par la relation :

$$S = \sum \theta_i \Delta z_i$$

La **variation de stock** ΔS dans la tranche de sol z_1 - z_2 entre deux dates de mesures t_1 et t_2 est définie par la différence :

$$\Delta S = S_{z_1-z_2}(t_2) - S_{z_1-z_2}(t_1)$$

3.2.3.2. Etalonnage des humidimètres

Le protocole d'étalonnage des humidimètres est présenté en détail dans Galle (1995), et nous en reprenons ici les principaux éléments.

Un humidimètre neutronique est constitué d'une source radioactive et d'un compteur de neutrons. La détermination de l'humidité du sol par la méthode neutronique consiste à mesurer, pendant une durée donnée T appelée **temps de comptage**, le nombre n de neutrons émis par la source et réfléchis par les particules de sol. Ce comptage n est rapporté à un comptage N dans un milieu de référence (eau ou paraffine). L'étalonnage de l'humidimètre consiste à relier le rapport de comptage $\frac{n}{N}$ à l'humidité volumique du sol.

Pour les tubes du plateau, deux échantillons de sol ont été envoyés au Centre d'Etudes Atomiques de Cadarache (France) pour un étalonnage au laboratoire.

Sur les autres sites, une série d'échantillons de sol a été prélevée lors de l'installation du tube et l'humidité pondérale w_p de chacun d'eux a été mesurée au laboratoire (méthode gravimétrique). Après l'installation de chaque tube, la densité apparente d_a du sol a été mesurée avec un gamma-densimètre et une série de comptages a été réalisée à chaque profondeur de mesure avec l'humidimètre neutronique. La densité du sol permet de déterminer la teneur volumique en eau θ à partir de la teneur en eau pondérale par le produit $\theta = w_p * d_a$. La relation d'étalonnage est obtenue par la régression linéaire entre les rapports de comptage et la teneur en eau volumique mesurés à l'installation des tubes, soit une relation du type :

$$\theta = a + b \cdot \frac{n}{N}$$

Quatre relations d'étalonnage ont été déterminées, correspondant aux profondeurs de mesure **10 cm, 20 cm, 30 à 60 cm et 80 cm et plus**. Elles seront utilisées au paragraphe 3.3.2 pour estimer l'erreur commise sur la mesure de l'humidité du sol et sur les quantités qui en découlent (stock, variation de stock).

3.2.3.3. Estimation de la teneur en eau du sol au début d'une pluie

L'humidité du sol au moment du début d'une averse conditionne l'infiltration et le ruissellement. Nous exposons dans ce paragraphe une méthode utilisée aux chapitres 3 et 4 pour estimer l'humidité du sol avant chaque pluie.

Les mesures d'humidité réalisées sur le site d'étude permettent de disposer de profils de teneur en eau, mais les dates de mesure sont parfois espacées de plusieurs jours. On ne connaît donc pas nécessairement l'humidité du sol au début de chaque averse. Pour l'estimer, nous avons utilisé une méthode développée par S. Galle (comm. personnelle), fondée sur l'étude de la décroissance dans le temps de la teneur en eau à une profondeur donnée, sous l'effet de la percolation et de l'évapotranspiration. La loi de décroissance, appliquée aux périodes sans pluie, est supposée de forme exponentielle et est ré-initialisée à chaque nouvelle mesure.

On écrit, à chaque profondeur de mesure z , une relation du type :

$$\hat{\theta}_z(t) = \theta_{0z} + (\theta_z(t_0) - \theta_{0z}) \cdot e^{-\alpha_z(t-t_0)} \quad (9)$$

avec :

$\hat{\theta}_z(t)$: teneur en eau estimée à l'instant t (début d'une averse, par exemple),

$\theta_z(t_0)$: teneur en eau à l'instant de la mesure la plus récente t_0 , ($t-t_0$ est exprimé en jours)

θ_{0z} : teneur en eau résiduelle à la profondeur considérée,

α_z : paramètre de décroissance.

La teneur en eau résiduelle θ_{0z} est calculée à partir de l'ensemble des mesures. Le modèle de décroissance nécessite un seul paramètre, α_z , ajusté pour chaque profondeur et chaque tube (Vercauteren, 1993). La relation (9) est destinée à fournir une estimation de l'humidité initiale tout au long de la saison. Le paramètre α_z est de ce fait ajusté globalement sur l'ensemble d'une ou de plusieurs saisons.

Le modèle ne permet pas de rendre compte du transfert vertical de l'eau dans le profil. Néanmoins, il s'est révélé suffisant pour estimer l'humidité du sol au début de chaque averse.

3.2.3.4. Estimation des infiltrations profondes

Sur certains des tubes, les profils de teneur en eau mesurés montrent que l'eau s'infiltré au-delà de la profondeur maximale de mesure (généralement de 3,40 m). Il est nécessaire pour établir le bilan hydrologique, de donner une estimation des ces volumes d'eau.

3.2.3.4.1. Principe

Les sites de mesure n'ont pas été équipés de tensiomètres. On ne connaît donc pas le sens des flux dans le sol associés aux teneurs en eau mesurées. Cependant, afin de donner une estimation de ces flux, nous avons utilisé une méthode proposée par Klaij et Vachaud (1992)

pour évaluer l'évaporation d'un couvert de mil dans le Sahel nigérien. Elle est fondée sur deux hypothèses :

- L'évapotranspiration est limitée à la tranche superficielle du sol dont le fond correspond à la profondeur de la zone racinaire.
- L'écoulement dans le sol sous les racines est gravitaire,

La première hypothèse implique que seule la zone racinaire est le siège de transferts ascendants, et qu'au-delà de cette zone, les flux sont exclusivement descendants. La seconde hypothèse se traduit par un gradient de charge hydraulique H unitaire dans le sol, soit :

$$\frac{\partial H}{\partial z} = -1 \Leftrightarrow \frac{\partial h}{\partial z} = 0 \quad (10)$$

où h est la pression capillaire. L'équation (10) traduit un profil d'humidité uniforme.

Sous ces deux hypothèses, z_r et z_f étant respectivement la cote du fond de la zone racinaire et celle du fond du tube, le bilan de masse dans la tranche de sol z_r - z_f entre deux instants t et $t+\Delta t$ s'écrit (Figure 20) :

$$q_{z_r} \cdot \Delta t = \Delta S_{z_r-z_f}(t, t+\Delta t) + q_{z_f} \cdot \Delta t \quad (11)$$

où q_{z_i} est le flux d'eau à la profondeur z_i , et $\Delta S_{z_f-z_r}(t, t+\Delta t)$ la variation de stock dans la tranche z_r - z_f entre t et $t+\Delta t$, noté simplement ΔS dans la suite.

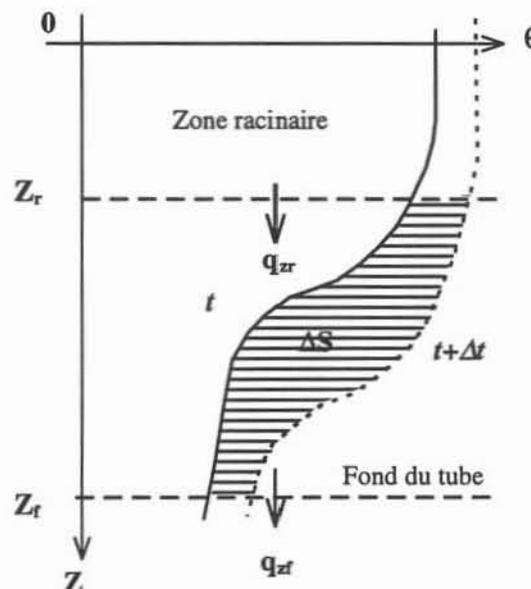


Figure 20. Bilan de masse dans la tranche de sol comprise entre le fond de la zone racinaire et le fond du tube de sonde à neutrons pendant le pas de temps Δt .

Soit θ_m la teneur en eau moyenne à la profondeur z_r entre les instants t et $t+\Delta t$:

$$\theta_m = \frac{\theta_{z_r}(t+\Delta t) + \theta_{z_r}(t)}{2} \quad (12)$$

Tant que l'infiltration n'atteint pas le fond du tube, le terme d'infiltration q_{zf} est nul et (11) s'écrit, compte tenu de (10) et de la loi de Darcy (4) :

$$q_{z_r} = \frac{\Delta S}{\Delta t} \Leftrightarrow K(\theta_m) = \frac{\Delta S}{\Delta t} \quad (13)$$

Compte tenu de la forte non-linéarité de la relation $K(\theta)$, il est nécessaire que la teneur en eau à la cote z_r évolue lentement dans le temps pour que l'on puisse utiliser la moyenne θ_m dans les calculs.

Pour les dates de mesure de θ pour lesquelles il n'y a pas d'infiltration au-delà de la cote du fond du tube, on détermine sur les profils mesurés des couples $(\theta_m, K(\theta_m))$ à partir de (12) et (13).

Pour une gamme de valeurs de θ_m observée, les couples $(\theta_m, K(\theta_m))$ obtenus sont ajustés à une relation de type Brooks et Corey (1964) :

$$K = K_0 \cdot \left(\frac{\theta_m}{\theta_s} \right)^b \quad (14)$$

où θ_s est la teneur en eau à saturation, mesurée par ailleurs. L'ajustement de cette relation n'est bien évidemment valable que dans la gamme des valeurs de θ_m observées. Il est réalisé par le logiciel SAS (SAS/STATS, 1990), en utilisant l'algorithme d'optimisation de paramètres non linéaires de Marquardt-Levenberg (Marquardt, 1963). Outre les valeurs ajustées des paramètres K_0 et b , SAS permet de calculer l'écart-type sur l'estimation de ces valeurs.

Lorsque l'infiltration dépasse le fond du tube, l'équation (11) s'écrit, compte tenu de (12) :

$$q_{z_r} \cdot \Delta t = K(\theta_m) \cdot \Delta t - \Delta S \quad (15)$$

dans laquelle θ_m est la valeur moyenne de teneur en eau mesurée à la profondeur z_r à l'instant considéré, et $K(\theta_m)$ est la conductivité hydraulique effective correspondante, calculé par la relation (14) ajustée précédemment. Le terme $q_{zf} \cdot \Delta t$ représente le volume d'eau qui transite en profondeur à la cote z_f .

Le calcul de ce volume d'infiltration profonde est justifié si les deux hypothèses sous-jacentes à cette méthode sont vérifiées (évapotranspiration limitée à la zone racinaire, et gradient de charge hydraulique unitaire dans le profil).

En saison des pluies, la ressource en eau n'est pas sévèrement limitée et la végétation extrait l'eau de la tranche superficielle du sol. Durant cette période, on peut supposer que l'évapotranspiration ne concerne que la surface du sol. En saison sèche, l'extraction racinaire peut concerner des horizons plus profonds, et la première hypothèse est probablement invalidée.

La seconde hypothèse est réalisée lorsque la teneur en eau varie peu avec la profondeur (équation 10). Comme le signalent Klaij et Vachaud (1992), elle n'est pas vérifiée lors du passage d'un front à la cote z_r , mais on peut considérer qu'elle l'est ensuite, si la teneur en eau à la cote z_r varie peu dans le temps et que la tangente au profil à cette profondeur peut être considérée comme verticale.

3.2.3.4.2. Erreur sur l'estimation des volumes infiltrés

L'estimation du volume infiltré sous le fond du tube est entachée d'une incertitude due à la fois aux erreurs de mesure (teneur en eau, intervalles de temps) et aux incertitudes liées à la détermination par ajustement des paramètres K_0 et b de la relation (14).

Soit $V = q_{zf} \cdot \Delta t$ le volume infiltré sous le fond du tube, exprimé en mm, et donné par la relation (15). La différentiation de cette équation donne :

$$dV = dK(\theta) \cdot \Delta t + d\Delta t \cdot K(\theta) + d\Delta S \quad (16)$$

L'erreur absolue commise sur l'estimation du volume d'infiltration profonde est la somme de trois termes, liés à **l'estimation de la conductivité du sol $K(\theta)$** , à **l'intervalle de temps** et à la **variation de stock** dans la tranche de sol considérée.

Erreur sur la conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique effective est calculée par ajustement de la relation (14) sur des couples $(\theta_m, K(\theta_m))$ observés. Sous forme linéarisée, elle s'écrit :

$$\ln K(\theta_m) = \ln K_0 + b \cdot \ln \left(\frac{\theta_m}{\theta_s} \right) \quad (17)$$

qui se différentie en :

$$\frac{dK(\theta_m)}{K(\theta_m)} = \frac{dK_0}{K_0} + db \cdot \ln \frac{\theta_m}{\theta_s} + b \cdot \left[\frac{d\theta_m}{\theta_m} + \frac{d\theta_s}{\theta_s} \right] \quad (18)$$

L'incertitude sur les valeurs de K_0 et b est donnée par le logiciel de calcul (écart-type sur l'estimation des valeurs des paramètres). L'erreur absolue sur les teneurs en eau θ_m et θ_s est estimée à partir des courbes d'étalonnage des humidimètres et des caractéristiques des appareils (voir § 3.5.2). Elle est maximisée par la borne supérieure de l'erreur sur les teneurs en eau, dont la valeur est $0,011 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ (§ 3.5.2, Tableau 8, page 87).

Erreur sur les temps

Dans la relation (16), le terme $d\Delta t$ représente l'erreur commise sur l'intervalle de temps séparant deux mesures. L'heure des mesures n'est pas connue systématiquement avec précision. Une incertitude de ± 3 heures sur l'intervalle de temps entre deux mesures apparaît raisonnable (Galle, 1995).

Erreur sur la variation de stock

L'erreur absolue sur la variation de stock dans la tranche de sol comprise entre la cote 200 cm et le fond d'un tube est calculée au paragraphe 3.3.2 de ce chapitre (page 85).

Moyennant le calcul de l'erreur par l'équation (16), il est possible d'estimer les volumes infiltrés à partir de la seule connaissance des profils de teneur en eau, dans la mesure où les deux hypothèses sous-jacentes au calcul sont réalisées. Cette méthode sera appliquée au chapitre 3 pour estimer le volume cumulé infiltré sous le fond des tubes au cours de la saison des pluies. Pour ne pas mettre en défaut l'une des hypothèses, nous limiterons son utilisation à la période pluvieuse, lorsque l'humidité du sol varie peu et que les flux sont descendants. La dynamique interne de l'eau n'est pas traitée dans ce mémoire, mais fait l'objet d'études menées par ailleurs.

3.2.4. Analyse des crues

En préliminaire, nous rappelons quelques notions couramment employées en hydrologie :

La **pluie brute** P_B est la hauteur totale d'eau précipitée pendant une averse.

La **pluie nette** P_N est définie comme la fraction d'une averse qui ruisselle. Sa valeur est égale à celle de la lame ruisselée. P_N n'est en général pas connu *a priori*, mais déterminée par calcul.

La fonction qui permet de transformer la pluie brute P_B en pluie nette P_N est appelée **fonction de production**.

La fonction qui permet de calculer la manière par laquelle la pluie nette P_N est transférée en aval, vers un exutoire de bassin, est appelée **fonction de transfert**.

La **lame ruisselée L_r** , exprimée en mm, est le rapport du volume ruisselé à l'exutoire d'un bassin versant, exprimé en litres, à la surface du bassin, exprimée en m^2 .

Le **coefficient de ruissellement C_r** est défini, pour une crue donnée, par le rapport de la lame ruisselée (mm) à la hauteur de pluie de l'averse (mm).

Le **coefficient d'écoulement K_e** est calculé pour un ensemble de n événements averse-crue par la relation :

$$K_e = \frac{\sum_{i=1}^n L_{r_i}}{\sum_{i=1}^n P_i}$$

dans laquelle L_{r_i} et P_i sont la lame ruisselée et la lame précipitée (en mm) de chaque événement de l'échantillon. K_e sera utilisé pour quantifier l'aptitude au ruissellement d'un bassin versant au pas de temps de la saison des pluies.

Enfin nous rappelons qu'un **bief** désigne une portion de cours d'eau. Dans notre étude, les biefs seront délimités sur les ravines, par deux stations de jaugeage.

Pour l'étude du ruissellement à la parcelle, nous avons utilisé la notion de **pluie potentielle de ruissellement** qui permet de calculer le volume ruisselé à la parcelle à partir d'un hyétogramme d'averse. Cette méthode, détaillée ci-dessous, sera appliquée à la reconstitution des crues non observées et à la quantification de l'aptitude au ruissellement de chaque parcelle.

3.2.4.1. Pluie potentielle de ruissellement

3.2.4.1.1. Définition

En zone sahélienne, et selon le schéma de production hortonien du ruissellement (voir § 3.1.2.4), l'état du sol (rugosité, encroûtement, présence de végétation, humidité) ainsi que la forme de l'averse (intensité de pluie) conditionnent la production de ruissellement. Pour un sol dans un état donné, une averse de faible intensité générera un volume ruisselé plus faible que la même quantité de pluie tombée à de fortes intensités. Or, comme nous l'avons évoqué au § 5.3.

du chapitre 1, la distribution des intensités au cours des averses peut être très variable d'un événement à l'autre. Pour pouvoir comparer l'aptitude au ruissellement des parcelles sur un échantillon d'averses (par exemple une saison des pluies), il est nécessaire de pouvoir s'affranchir de la variabilité du ruissellement induite par la fluctuation de la structure des averses dans le temps et ne conserver que la part de ruissellement due aux conditions liées au sol.

Les expérimentations conduites sous simulation de pluie montrent qu'en zone sahélienne, la lame ruisselée L_r mesurée sur une parcelle de 1 m^2 peut s'exprimer de manière linéaire en fonction de la pluie P_u et d'un indice d'humidité IK (Kohler et Linsey, 1951) sous la forme générale (Casenave, 1982).

$$L_r = a P_u + b P_u \cdot IK + c IK + d \quad (19)$$

avec $IK_n = (IK_{n-1} + P_{n-1}) \cdot e^{-\alpha t}$

où IK_n et IK_{n-1} sont les valeurs de l'indice IK avant les averses $n-1$ et n , respectivement, et P_{n-1} la hauteur de l'averse $n-1$, α est un coefficient de décroissance généralement pris égal à 0,5 et t est l'intervalle de temps, en jours, séparant la pluie $n-1$ de la pluie n . Pour un sol très sec, $IK=0$.

P_u désigne la **pluie utile**, qui est définie selon Roche (1963) comme "la fraction de l'averse qui peut raisonnablement, c'est à dire avant toute analyse, produire du ruissellement." Les pluies simulées sont en général longues et de forte intensité (plus de 40 mm/h), et par conséquent, la totalité de l'averse simulée participe au ruissellement. Compte tenu de la définition de Roche, la hauteur totale de l'averse est assimilée à la pluie utile.

Pour étudier le ruissellement à l'échelle de la parcelle et sous pluie naturelle, nous recherchons une relation similaire à l'équation (19), qui fait appel à une formalisation de la définition de la pluie utile proposée par Roche et rappelée ci-dessus. Remarquons toutefois que le terme "pluie utile" peut porter à confusion. Utilisé dans le contexte des études de ruissellement, il signifie implicitement "pluie utile au ruissellement". C'est en quelque sorte un point de vue réducteur, si l'on remarque que la pluie "utile" pour l'hydrologue de surface est - en première approche au moins - la pluie "inutile" pour l'agronome, et vice et versa. Pour cette raison, nous préférons dans la suite le terme de **pluie potentielle de ruissellement** ou **pluie ruisselante**, que nous noterons P_r , même si d'un point de vue linguistique il est moins maniable.

La définition de P_r s'inspire du schéma hortonien de production de ruissellement : le ruissellement apparaît lorsque l'intensité de la pluie devient supérieure à la capacité d'infiltration du sol. Par conséquent, seule la fraction d'une averse précipitée à une intensité supérieure à une

intensité limite I_1 , représentant la capacité d'infiltration du sol, est susceptible de ruisseler. La pluie potentielle de ruissellement est donc calculée en tronquant le hyétogramme pour ne conserver que la fraction de l'averse précipitée à des intensités supérieures au seuil I_1 (Figure 21 - a). On élimine ainsi la fraction des averses naturelles constituée de précipitations de faible intensité qui ne produit pas de ruissellement. Cette méthode de calcul a également été utilisée par Lamachère (1994).

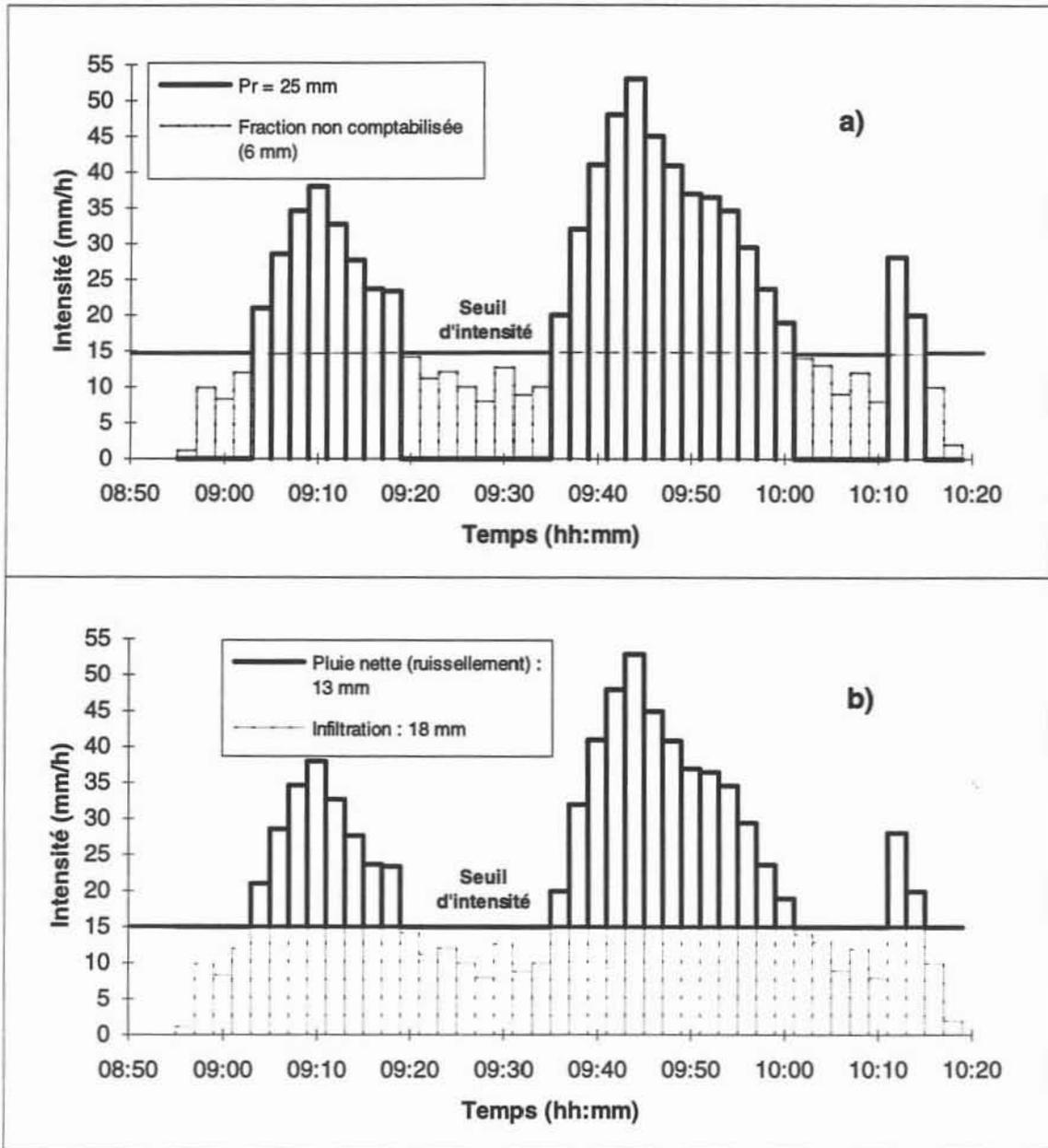


Figure 21. Exemple de calcul de la pluie potentielle de ruissellement (a) sur une averse fictive de 31 mm. Seuil à 15 mm/h. Comparaison avec la CAM (b) pour un seuil fixe de même valeur.

Remarquons que la capacité d'infiltration est plus faible si l'humidité initiale du sol est plus forte, et qu'elle diminue au cours des averses. Elle est donc variable dans le temps, mais par souci de simplification, nous utiliserons une **valeur fixe** du seuil I_l , calculée pour chaque site. Nous avons vérifié que la précision apportée par la prise en compte d'un seuil variable, indexé sur l'humidité du sol en début d'averse, est faible en regard de la complexité accrue des calculs.

Nous montrerons au chapitre 3 que le paramètre P_r ainsi calculé permet d'estimer le ruissellement de manière satisfaisante.

Nous voudrions préciser que le paramètre P_r ainsi calculé n'est pas un estimateur de la pluie nette P_N et on a toujours $P_r \geq P_N$. Différents types de fonction de production ont été publiés dans la littérature. Ribstein (1990) en propose une liste assez complète. Parmi les plus simples, on trouve la CAM (Capacité d'Absorption Moyenne), appelée aussi \emptyset -index (Morel-Seytoux, 1981, in Ribstein). Cette fonction permet de calculer P_N en seuillant la pluie brute, pour ne conserver que la fraction précipitée à des intensités supérieures à un seuil (Figure 21 b). La figure illustre le fait que, si les deux paramètres sont calculés par rapport au même seuil d'intensité, la fraction de l'averse correspondante est différente.

3.2.4.1.2. Calcul du seuil

Le calcul de la valeur du seuil revient à déterminer une intensité limite en deçà de laquelle une parcelle donnée ne ruisselle jamais, le ruissellement étant considéré de manière globale sur une ou plusieurs saisons des pluies. Pour cela, nous proposons une méthode graphique utilisée par Chevallier et al. (1985), qui consiste à représenter, pour chaque averse observée, la hauteur de pluie en fonction d'un critère d'intensité (intensité maximale en 5 minutes, par exemple), et à différencier les événements qui ont produit du ruissellement de ceux qui n'en ont pas produit (Figure 22).

Il existe une valeur d'intensité qui permet de séparer au mieux l'espace (P, I) en deux demi-plans selon l'occurrence du ruissellement. Cette valeur, définie **comme l'intensité limite de ruissellement** I_l , est utilisée comme valeur **seuil**. De même, il existe une valeur de hauteur de pluie qui sépare le même espace en deux demi-plans. Ce paramètre, appelé **pluie limite de ruissellement** P_l représente la hauteur d'averse en dessous de laquelle, en moyenne, on n'observe pas de ruissellement. Le Tableau 7 présente les valeurs calculées pour les trois parcelles.

Afin de tester la robustesse de la méthode de calcul de P_r , nous avons réalisé une étude de sensibilité au seuil. On suppose pour cela que l'intensité limite prend des valeurs quelconques I_{ij} dans un intervalle centré sur la valeur I_l donnée dans le Tableau 7. On compare alors la valeur de P_r calculée par rapport au seuil I_{ij} à celle calculée avec I_l . Pour estimer l'effet de la valeur du seuil, on recherche sur l'ensemble des averses de 1992 et 1993 la valeur maximale ϵ_{\max} de l'écart

$\varepsilon = \Pr(I_1) - \Pr(I_{ii})$. La Figure 23 montre l'évolution de ε_{\max} pour une variation relative de +/- 30 % de la valeur du seuil autour des valeurs du Tableau 7.

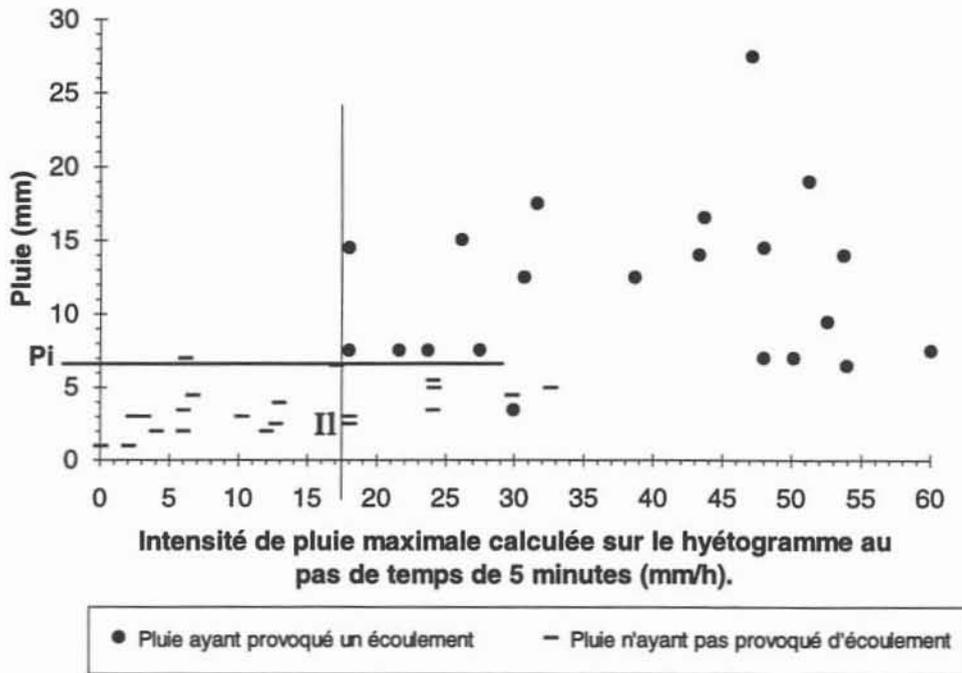


Figure 22. Détermination du seuil d'intensité I_1 et de la pluie d'imbibition P_i .
Exemple pour la parcelle de Jachère.

Tableau 7. Valeurs du seuil et de la pluie limite de ruissellement calculées pour chaque site

	Intensité limite I_1	Pluie limite P_1
Parcelle de sol nu de plateau	7 mm/h	5 mm
Parcelle de jachère	18 mm/h	7 mm
Parcelle de mil	18 mm/h	8 mm

La sensibilité est plus importante pour les faibles valeurs du seuil. Pour une fluctuation de 30 % de part et d'autre de la valeur centrale, l'amplitude maximale, correspondant à l'averse du **14 septembre 1992**, atteint 5 mm (Figure 23). En étudiant le hyétogramme de cet événement, on constate que les intensités de pluie sont très variables, et fluctuent autour d'une valeur de 7 mm/h environ, qui est aussi la valeur du seuil. Il en résulte une grande sensibilité de \Pr à la valeur du seuil. Les conséquences en seront appréciées au chapitre 3, (§ 3.2.3).

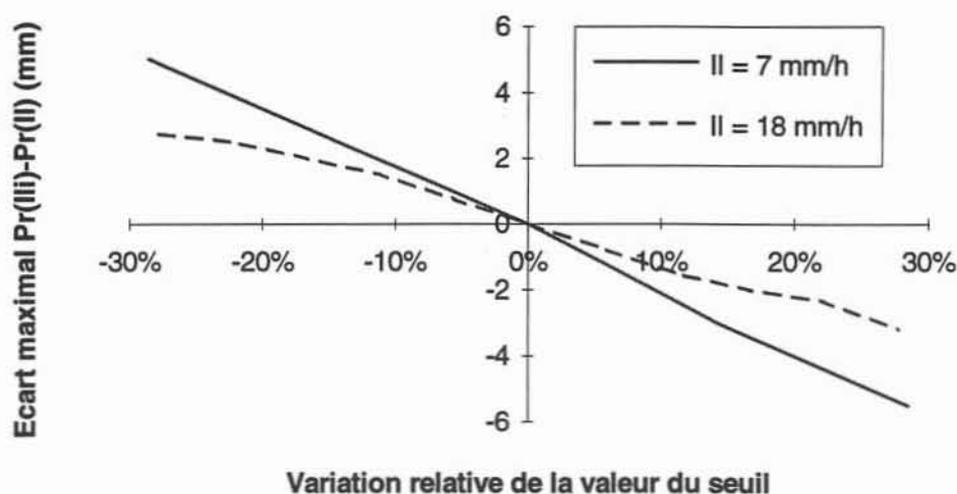


Figure 23. Etude de sensibilité de Pr au seuil d'intensité. Evolution de la valeur maximale de l'écart $Pr(I_i)-Pr(I_{ii})$ en fonction des fluctuations de la valeur du seuil autour de la valeur centrale I_i . Calcul pour $I_i=7$ et $I_i=18$ mm/h.

On estime que la détermination graphique de l'intensité limite I_i (Figure 22) permet de connaître sa valeur à ± 1 mm/h, soit une erreur relative de 14% pour $I_i=7$ mm/h et de 5% pour $I_i=18$ mm/h. L'incertitude maximale sur Pr correspondante, liée à la pluie du 14 septembre 1992, est inférieure à 3 mm pour la brousse tigrée et à 1 mm environ pour la jachère et le mil (Figure 23). Pour la plupart des averses, l'incertitude sur Pr est inférieure à cette valeur, et on la considère admissible. La méthode de calcul de Pr se révèle donc robuste.

3.3. *Calculs d'erreur*

Les valeurs mesurées de la pluie, de l'humidité du sol ou du volume des crues exploitées au chapitre 3 sont entachées d'erreurs. Nous les estimons ici successivement.

3.3.1. Erreur sur la mesure de la pluie

Les considérations développées ici ne concernent que les mesures réalisées sur les pluviomètres à lecture directe. L'erreur attachée aux mesures des pluviographes automatiques n'est pas considérée ici.

L'erreur sur la mesure de la pluie a deux origines : l'incertitude sur la mesure du volume dans le pluviomètre et l'erreur spatiale, due à la variabilité spatiale des précipitations.

Compte tenu du fait que le volume contenu dans les pluviomètres est mesuré avec une éprouvette de précision, l'erreur absolue sur la mesure est estimée à **0,5 mm**.

Pour une averse donnée, soient P_{\min} et P_{\max} les hauteurs de pluie minimales et maximales mesurées sur l'ensemble des postes pluviométriques de la toposéquence (P3, P4, P5 et SDC2). L'erreur spatiale ϵ_{sp} est estimée par la relation :

$$\epsilon_{sp} = \frac{P_{\max} - P_{\min}}{2}$$

L'erreur absolue totale, calculée par la somme des deux termes, varie de 0 à 6 mm. L'erreur relative correspondante est plus forte pour les petites pluies, mais reste inférieure à 25 %.

3.3.2. Erreurs associées aux mesures de l'humidité du sol

Le calcul de l'erreur associée aux mesures de teneur en eau du sol par la méthode neutronique a été publié par Haverkamp et *al.* (1985) et Vandervaere et *al.* (1994). Nous nous limitons ici à exposer les idées générales de la méthode et à présenter les résultats obtenus avec les humidimètres utilisés sur notre site.

Pour ne pas alourdir les calculs, nous avons cherché à **maximiser** les erreurs sur la teneur en eau, le stock et la variation de stock.

3.3.2.1. Erreur sur l'estimation de la teneur en eau

L'erreur ϵ sur une valeur de teneur en eau θ s'exprime comme la somme d'une erreur instrumentale, liée à l'humidimètre, et d'une erreur liée à l'étalonnage de l'humidimètre. Le premier terme est une fonction du temps de comptage et du rapport de comptage moyen, et le second terme est lié aux paramètres statistiques de la régression utilisée pour déterminer la relation d'étalonnage (voir § 2.3.2 dans ce chapitre).

La quantité ϵ étant une fonction décroissante de la teneur en eau θ , une borne supérieure est obtenue pour la teneur en eau la plus faible mesurée sur notre site.

3.3.2.2. Erreur sur l'estimation du stock

Si $\theta(z)$ est la fonction représentative de l'évolution de la teneur en eau du sol, le stock S est calculé par l'intégrale de $\theta(z)$ sur la profondeur considérée. L'erreur sur le stock est composée d'une erreur d'intégration, liée à l'approximation de l'intégrale par une suite discrète (cf. § 3.3.), et d'une erreur liée à l'étalonnage de l'humidimètre. Le premier terme est obtenu par des

considérations analytiques, dans l'hypothèse d'une approximation de l'intégrale par la méthode des trapèzes. Le second terme est une fonction des paramètres statistiques de la droite de régression utilisée pour l'étalonnage. Les valeurs de teneur en eau issues d'une même courbe d'étalonnage ne sont pas indépendantes, et il est nécessaire de tenir compte de cette dépendance dans le calcul de l'erreur d'étalonnage.

Dans notre cas, quatre courbes d'étalonnage ont été utilisées et les équations établies par Vandervaere et *al.* (1994) pour trois courbes d'étalonnage (10 cm, 20 cm et plus de 30 cm de profondeur) ont été adaptées à notre cas.

L'erreur sur le stock est une fonction croissante de la valeur du stock. La borne supérieure est donc obtenue pour la valeur de stock la plus élevée.

3.3.2.3. Erreur sur l'estimation de la variation de stock

Soit ΔS la variation de stock en eau du sol telle qu'elle a été définie au paragraphe 3.3. L'erreur sur la variation de stock est la somme de trois termes : une erreur instrumentale, une erreur d'étalonnage, et une erreur d'intégration. Toutes trois sont déterminées par des relations analogues à celles utilisées dans le calcul de l'erreur sur θ et sur S .

Cependant, lorsque la variation de stock est calculée entre deux cotes pour lesquelles la relation d'étalonnage de l'humidimètre est la même, les deux valeurs de stock dont est issue la différence ΔS ne sont pas indépendantes et il est nécessaire de tenir compte de cette non indépendance dans le calcul de l'erreur. C'est le cas par exemple dans l'estimation de la variation stock sous la profondeur racinaire, estimée à 2 m (la relation d'étalonnage est la même pour toutes les profondeurs supérieures à 80 cm).

L'erreur sur la variation de stock est une fonction croissante de S et une borne supérieure est donc obtenue pour la valeur de ΔS la plus élevée.

Seules les **bornes supérieures de l'erreur** que nous avons calculées, présentées dans le Tableau 8 (page 87), seront utilisées dans la suite de l'étude.

3.3.3. Erreur sur les volumes de crue

L'erreur sur la valeur du débit de pointe pour les crues observée sur parcelles ou sur les bassins versants n'a pas été évaluée. Nous ne nous intéressons ici qu'à l'erreur sur les **volumes** de crue.

3.3.3.1. Crues sur parcelles

L'erreur sur les volumes de crue mesurés sur les parcelles de ruissellement est donnée ici à titre indicatif puisqu'elle ne sera pas utilisée dans la suite.

Pour les parcelles équipées de cuves, elle est liée à l'erreur de mesure de la hauteur d'eau dans les cuves. Celle-ci est estimée à +/- 1 cm, ce qui, compte tenu des dimensions des cuves, correspond à une erreur absolue sur la mesure des volumes de +/- 10 litres sur les parcelles de mil et jachère et +/- 20 litres sur le sol nu de plateau. L'erreur relative sur la lame ruisselée correspondante est inférieure à 2 %.

Tableau 8. Bornes supérieures de l'erreur sur la teneur en eau, le stock et la variation de stock

Erreur sur		
Teneur en eau θ ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)	tous les tubes	$\leq 0,01 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$
Stock S (mm)	tubes 1 à 6	$\leq 5 \text{ mm}$
	tubes 7 à 28	$\leq 15 \text{ mm}$
Variation de stock ΔS		
	* calculée sur le profil complet	
	tubes 1 à 6	$\leq 3 \text{ mm}$
	tubes 7 à 28	$\leq 8 \text{ mm}$
* calculée en dessous de la cote 200		
tubes 1 à 8 et tube 18	$\leq 3 \text{ mm}$	
tubes 28	$\leq 10 \text{ mm}$	

Sur la parcelle de sol nu de plateau en 1993, le volume de la crue est calculé en intégrant l'hydrogramme. Dans ce cas, l'erreur n'a pas été évaluée.

3.3.3.2. Crues aux stations de jaugeage

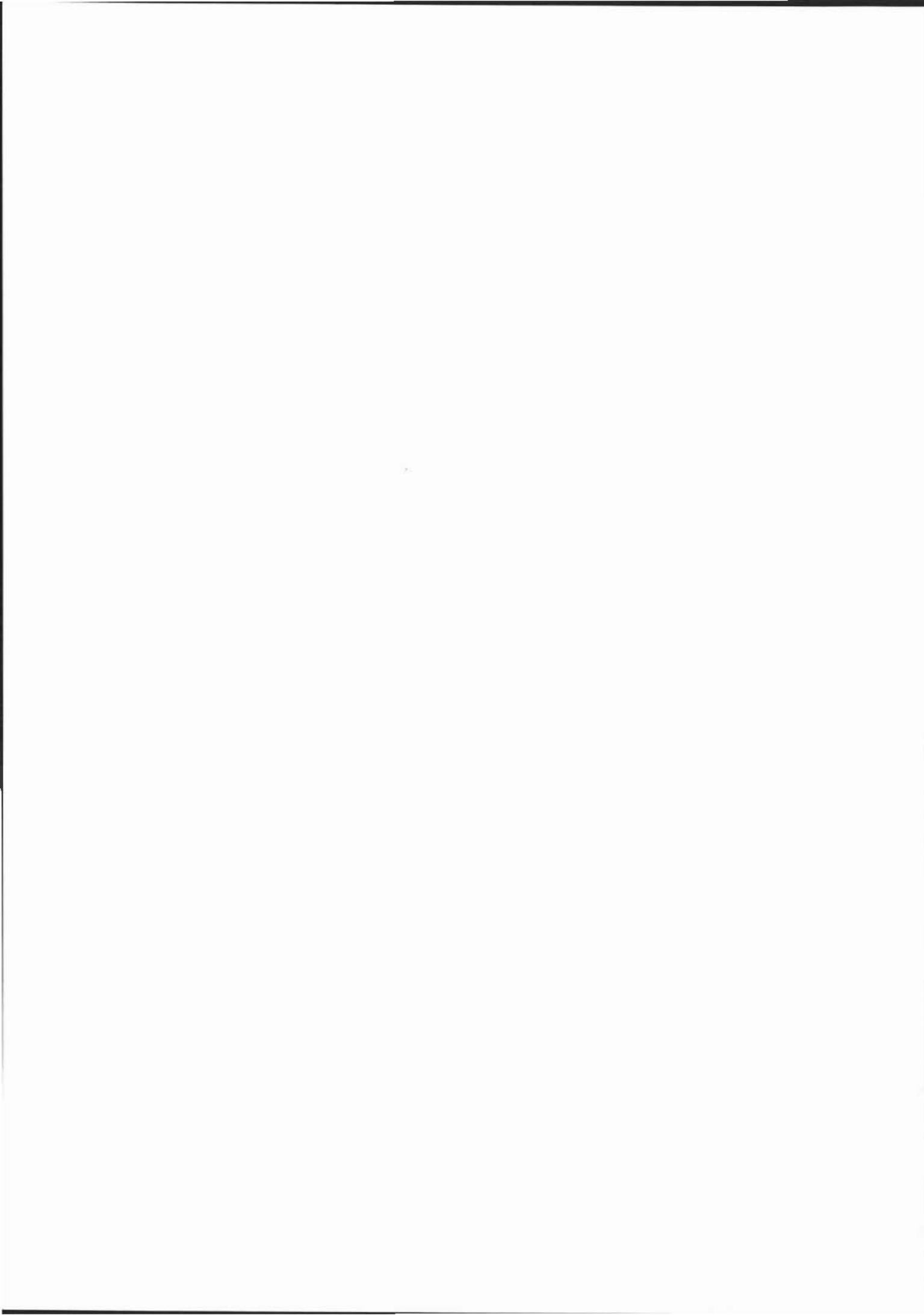
L'erreur sur le volume des crues observées aux cinq stations de jaugeage n'a pas été évaluée. Nous fixons arbitrairement la valeur de l'erreur relative à 10 %.

Après la présentation du site expérimental, les rappels et l'exposé des méthodes d'analyse utilisées, il est temps de présenter les résultats expérimentaux obtenus aux différentes échelles de mesure. C'est l'objet du chapitre suivant.



CHAPITRE 3

RESULTATS EXPERIMENTAUX



Dans ce chapitre, nous présentons les principaux résultats qui découlent des observations réalisées sur le terrain. Après une brève étude de la pluviométrie des saisons 1992 et 1993, nous nous attacherons à mettre en lumière les processus hydrologiques de l'échelle stationnelle (croûte) à l'échelle des parcelles de ruissellement puis des petits bassins versants. Nous examinerons en premier lieu les phénomènes observés en amont des bassins, sur le plateau, avant de descendre le long du versant sableux pour nous arrêter dans la zone d'épandage et l'ourlet.

1. Pluviométrie

Les données fournies en 1992 et 1993 par les quatre pluviomètres et le pluviographe (deux pluviographes en 1993) sont reportées dans l'annexe 3, tableau 1 et 2. Les heures de début et de fin des averses, ainsi que les intensités maximales en 5 minutes (I5) se rapportent au poste SDC2 (voir Figure 11, chap. 2, p. 45) pour les deux années. La précipitation minimale utilisée pour séparer les averses est **1 mm en 60 minutes**.

Pour certaines averses rapprochées, la hauteur lue sur les pluviomètres à lecture directe représente le cumul des hauteurs précipitées pendant plusieurs averses. La contribution de chaque averse a été calculée au prorata des lames précipitées enregistrées, pour les mêmes averses, sur le pluviographe le plus proche. Certaines lacunes ont pu être reconstituées de la même manière.

On ne note pas de différence nette dans le cumul saisonnier enregistré sur les différents postes : la fluctuation maximale est inférieure à 10% d'un poste à l'autre pour les deux saisons. Cependant, une forte variabilité peut s'observer au pas de temps de l'averse; par exemple le 13 septembre 1993 où le total précipité varie de 25 % entre le plateau (56,2 mm sur P6) et la jachère (40,2 mm sur P4).

Le Tableau 9 précise quelques caractéristiques du cumul saisonnier enregistré au poste SDC2 en 1992 et 1993. Seules les averses supérieures ou égales à 1 mm ont été considérées.

Les saisons 1992 et 1993 sont déficitaires par rapport à la moyenne interannuelle. Malgré un nombre plus réduit d'averses en 1993, le total saisonnier est supérieur à celui de l'année précédente, grâce à un plus grand nombre de grosses averses.

Tableau 9. Totaux saisonniers au poste SDC2

Site expérimental : poste SDC2	1992	1993
cumul saisonnier	450 mm	490 mm
nombre d'averses > 1 mm	36	30
nombre d'averses > 35 mm	3	5
plus fort cumul par événement	52 mm	46 mm
fréquence au non dépassement du cumul saisonnier (année sèche)	20 %	30 %
période de retour du cumul saisonnier (année sèche)	5,0 ans	3,3 ans
moyenne interannuelle à Niamey	période 1905-1990 : 561 mm	

La pluie annuelle à Niamey peut être représentée par une loi normale de moyenne 561 mm et d'écart type 135 mm (Thauvin, 1992). Sous l'hypothèse, réaliste, que la pluie moyenne interannuelle est la même à Niamey et à Banizoumbou, on considère que la loi statistique ajustée au poste de Niamey est également valable sur le site expérimental. La fréquence au non dépassement du cumul saisonnier (année sèche) des deux années est estimée à 20 à 30 % environ (Tableau 9) à partir des paramètres de la loi de distribution des cumuls à Niamey ; la période de retour correspondante est respectivement de 5 et 3 ans environ. Les déficits pluviométriques de 1992 et 1993 n'ont donc pas un caractère exceptionnel. A titre de comparaison, le cumul saisonnier mesuré à Niamey en 1984 et 1972 (années de sécheresse) était de 294 et 343 mm, ce qui correspond respectivement à une fréquence au non dépassement de l'année sèche de 2,4 % et 5,4 % et une période de retour de 44 et 18 ans.

Si les cumuls saisonniers sont comparables, la répartition des averses dans le temps a différé les deux années (Figure 24). En 1992, les événements pluvieux ont été répartis de manière homogène au cours de la saison, avec cependant une augmentation de la fréquence des pluies fin août. Le tiers du cumul saisonnier (150 mm) a été enregistré entre le 20 et le 30 août. Les deux dernières pluies de cette séquence, survenues le 30 août vers 3 heures et 18 heures ont généré des crues importantes, comme nous allons le voir plus loin.

En 1993, la distribution des averses est de type **bi-modal**, avec un cumul de 124 mm (le quart du cumul saisonnier) observé en début de saison, entre le 30 mai et le 16 juin, suivi de 20 jours sans pluie. Le reste des averses s'est échelonné régulièrement jusqu'au 26 septembre.

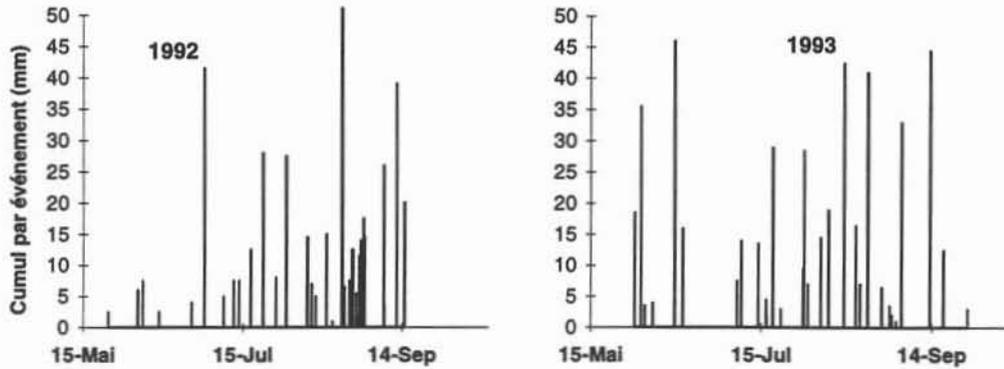


Figure 24. Distribution des averses au cours des saisons 1992 et 1993.

2. Résultats acquis à l'échelle stationnelle

Les résultats acquis à l'échelle stationnelle (surfaces de l'ordre du mètre carré) sur le site expérimental concernent essentiellement la caractérisation hydrodynamique et physique des sols. Nous présentons ici la texture des sols étudiés et les valeurs des principaux paramètres hydrodynamiques qui seront utilisés au Chapitre 4 pour la modélisation hydrologique.

Les résultats présentés dans ce paragraphe sont largement tirés des travaux de J.P. Vandervaere (Vandervaere, 1995 ; Vandervaere et *al.*, à paraître).

2.1. Texture du sol

Le Tableau 10 présente les résultats d'analyses granulométriques réalisées sur des échantillons de croûte et de sol sous-jacent prélevés au moment des essais d'infiltration. Les résultats concernant les sols de plateau proviennent de J.C. Fies (1992).

Les croûtes et le sol observés sur le plateau sont à dominante sableuse, avec un fort taux d'argile (23 à 31 %). Ces résultats sont cohérents avec la description des croûtes présentée au chapitre 2, (§ 3.1.1.2, p. 54). Les croûtes structurales (STR) sont constituées de micro-horizons

de sables grossiers surmontant des sables fins et d'une pellicule plasmique argilo-limoneuse. Conformément à leur description, les croûtes de décantation (DEC) montrent un taux d'argile plus élevé. On y note également une importante fraction sableuse liée au fait que les DEC observées sont en fait des croûtes polygéniques, constituées d'une alternance de dépôts sableux et argileux.

Tableau 10. Texture de l'horizon superficiel des sites étudiés

Classe texturale	taille	Sol nu de plateau			Jachère		Mil
		STR *	DEC *	1-5 cm *	ERO algale	1-5 cm	0-5 cm
argiles	< 2 μm	23 %	27 %	31 %	3 %	5 %	4 %
limons fins	2 à 20 μm	9 %	10 %	9 %	1 %	1 %	1 %
limons grossiers	20 à 50 μm	8 %	7 %	8 %	3 %	5 %	4 %
sables fins	50 à 200 μm	29 %	25 %	26 %	53 %	45 %	47 %
sables grossiers	0,2 à 2 mm	31 %	31 %	26 %	40 %	44 %	44 %

* source Fies (1992).

Sur les sites de la jupe (jachère et mil), la teneur en argile est faible sur les croûtes d'érosion (ERO) et toujours inférieure à 5 % ; le sol est essentiellement sableux.

2.2. Caractéristiques hydrodynamiques.

L'utilisation d'infiltromètres de type TRIMS (voir chap. 2, § 3.2.2., p. 70) sur les sols encroûtés a permis de déterminer leurs principaux paramètres hydrodynamiques (Tableau 11). Le détail du protocole expérimental et les résultats sont présentés dans Vandervaere (1995) et Vandervaere et al., (à paraître).

A l'examen du tableau, quatre aspects méritent d'être soulignés.

- Les essais d'infiltration réalisés sur les différents sols permettent de déterminer une **taille type de pore fonctionnel** λ_m . Ce paramètre dérive de la théorie de la capillarité (Philip, 1969). Si l'on assimile les pores du sol à des sphères, λ_m représente le diamètre des **plus grands** pores qui peuvent se remplir d'eau et participer à l'écoulement, compte tenu des conditions de pression capillaire de l'eau du sol (ici la saturation). Nous avons évoqué au chapitre 2, (§ 3.1.2.4.2, p. 68) le fait que la porosité vésiculaire observée dans certaines croûtes pouvait être un obstacle à l'infiltration. Dans une étude à l'échelle microscopique, Valentin (1981) montre que les vésicules contenues dans les micro-horizons argileux et

sableux fins des organisations superficielles peuvent atteindre des dimensions variant de **150 à plus de 500 μ** . Il note même la présence de vésicules de **1 à 2 mm** de diamètre. La taille des pores fonctionnels λ_m relative aux sols du site expérimental (Tableau 11) est donc de l'ordre de grandeur de la dimension des bulles les plus petites : en conséquence, la plus grande partie de la porosité vésiculaire des croûtes **n'est pas fonctionnelle**, ce qui corrobore les indications mentionnées au chapitre 2.

Tableau 11. Paramètres hydrodynamiques des principaux sols du site expérimental (croûte et sol sous-jacent). D'après Vandervaere (1995)

Site		Brousse tigrée			Jachère		Mil
					ancienne	herbacée	
Horizon de mesure		croûte STR	croûte DEC	sol sous-jacent	croûte ERO	sol sous-jacent	surface
Teneur en eau à sat.	θ_s ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	0,31	0,35	0,34	-	0,28	0,31
Dimension de pore fonctionnel	λ_m (μm)	105	115	175	153 †	332	128
Temps gravitaire	t_{grav} (h)	12	22	2,6	3,1 †	0,06	0,35
Conductivité à sat.	K_s ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)	3,1	1,9	10,1	6,8 †	194,0	61,0
Intensité limite de ruissellement	I_c ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$) ‡	2,5	1,0	-	3,0 †	-	20,0

‡ d'après Casenave et Valentin (1989) ; † Vandervaere, com. pers.

- Philip (1969) a défini le **temps gravitaire** t_{grav} , qui permet d'estimer le temps au bout duquel les **effets gravitaires deviennent prépondérants sur les effets capillaires** dans les transferts d'eau. Il est estimé par la relation $t_{\text{grav}} = \left(\frac{S}{K}\right)^2$ dans laquelle S est la sorptivité capillaire, définie comme l'aptitude d'un sol à absorber de l'eau par capillarité, et K la conductivité hydraulique, liée aux transferts gravitaires. Les valeurs de S et K pour les sols étudiés ont été déterminées à partir des essais d'infiltration (Vandervaere, 1995).

Les valeurs de t_{grav} calculées pour les sols étudiés sont **très supérieures dans les croûtes** (Tableau 11). Cela signifie que les forces de **capillarité** influencent les transferts pendant un temps plus long dans la croûte que dans le sol sous-jacent.

- La **conductivité hydraulique** à saturation est fortement **réduite** dans les croûtes. Sur les sols du plateau, la valeur de K_s est plus faible pour les croûtes structurales (STR) et décantation (DEC) respectivement d'un facteur 1/3 et 1/5, par rapport au sol sous-jacent. Sur la jachère, le

contraste de conductivité est beaucoup plus élevé (1/33). Cependant, les essais d'infiltration sur croûtes d'érosion (ERO) ont été réalisés à proximité de la parcelle de ruissellement (couvert végétal épars), alors que les essais sur sol sous-jacent se rapportent à une jachère couverte d'une strate herbacée plus dense. Si le matériau constitutif du sol est similaire sur les deux sites (sable d'apport éolien), l'horizon superficiel du sol de jachère herbacée renferme plus de racines et des macropores et par conséquent, sa conductivité hydraulique est plus élevée que celle du même sol sans végétation. Le contraste de conductivité mesuré entre la croûte et le sol sous-jacent sur les deux sites est probablement surévalué.

- Le Tableau 11 propose enfin une comparaison des valeurs de K_s mesurées par la méthode TRIMS, et de l'**intensité limite de ruissellement** I_c tirée de la bibliographie (Casenave et Valentin, 1989), déterminée expérimentalement à partir des campagnes de simulation de pluie réalisées en Afrique de l'Ouest. I_c correspond à la valeur limite de l'intensité de pluie simulée au-delà de laquelle un type de surface donné produit du ruissellement. Cette valeur est estimée à partir d'un grand nombre d'essais sur des surfaces de même type. On note un **très bon accord entre les valeurs de K_s et I_c** sur les croûtes et le sol de plateau. Sur les croûtes d'érosion du sol de jachère et sur le mil, ces valeurs varient d'un facteur 2 à 5, ce qui est encore satisfaisant. Sur le mil, la conductivité hydraulique du sol est sujette à d'importantes variations du fait de la grande variabilité des états de surface des zones cultivées (voir dans ce chapitre le § 3.3.1.1, page 126), ce qui peut expliquer la disparité des valeurs mesurées selon les deux méthodes. On ne dispose pas de valeurs de I_c pour les sols sous-jacents puisque sous l'effet des gouttes de pluie, les parcelles étudiées sous pluies simulées sont nécessairement encroûtées.

Les valeurs des paramètres physiques des transferts d'eau dans les croûtes permettent de confirmer les mécanismes de l'infiltration dans les sols encroûtés évoqués au chapitre 2. La structure et la nature des croûtes superficielles induisent une réduction de la conductivité hydraulique et de la porosité efficace de la surface du sol. Les effets capillaires seraient prépondérants sur les effets gravitaires pendant plusieurs heures dans une croûte de grande épaisseur comme l'attestent les valeurs de t_{grav} (Tableau 11). Mais, comme nous l'avons évoqué au chapitre précédent (§ 3.1.2.4.2., p. 67), les effets capillaires disparaissent rapidement lorsque le front mouillant atteint l'interface entre le sol et la croûte et que celle-ci se sature ; elle constitue alors une barrière résistive. Il en résulte que l'infiltration est faible et le ruissellement favorisé.

Les conséquences de ces processus locaux vont à présent être observées et étudiées à l'échelle des parcelles puis des petits bassins versants.

3. Résultats acquis à l'échelle des parcelles

Ce paragraphe présente la répartition des états de surface sur les parcelles et les caractéristiques de l'infiltration et du ruissellement. En ce qui concerne les écoulements, nous nous limiterons ici à étudier les volumes des crues ; les hydrogrammes enregistrés en 1993 seront utilisés à des fins de validation dans le chapitre 4 consacré à la modélisation.

3.1. Site de brousse tigrée

La parcelle de sol nu de plateau est située à l'amont d'une bande de végétation, sur le plateau de brousse tigrée (Figure 11, chap. 2, p. 45). La Figure 25 ci-dessous précise le positionnement de la parcelle de sol nu entre deux bandes de végétation.

L'ensemble du plateau est couvert d'une **succession** de systèmes "bande de sol nu - bande de végétation en aval" de ce type, organisés parallèlement aux lignes de niveau. La pente générale du plateau est faible (0,2 à 0,6 %).

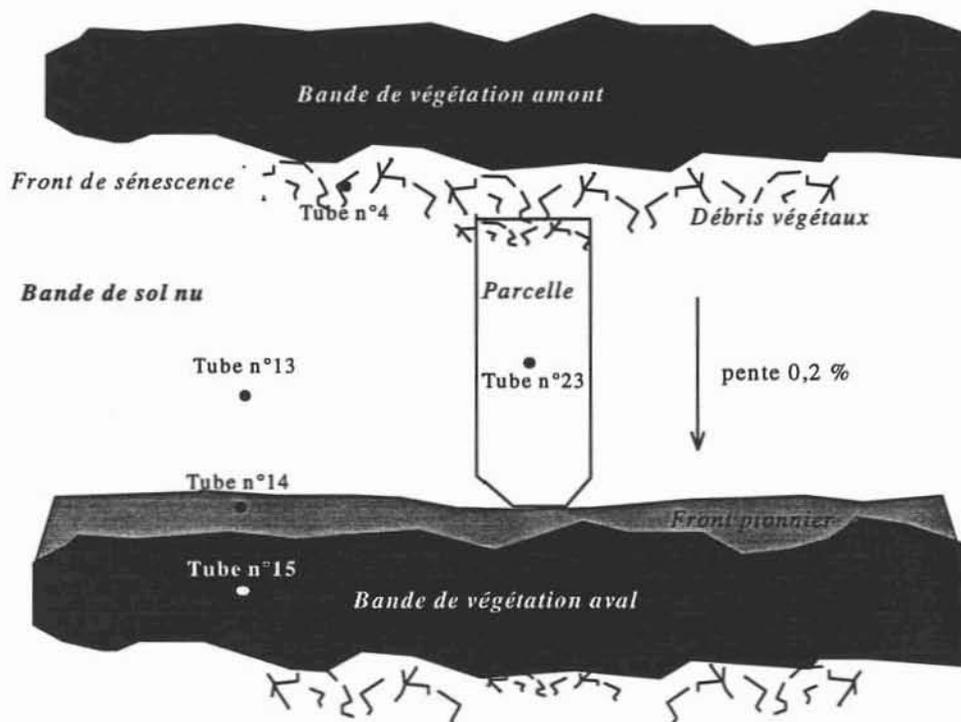


Figure 25. Localisation de la parcelle de sol nu entre deux bandes de végétation et position des tubes de mesure d'humidité.

A l'amont de la parcelle se trouve une zone de débris végétaux et de ligneux sénescents, dénommée front de sénescence. Elle est occupée par quelques arbustes. En aval de la bande de

sol nu, c'est à dire à l'amont de la bande de végétation suivante, on observe des indices d'accumulation d'eau : croûtes de décantation et végétation herbacée en saison des pluies. Cette zone est appelée usuellement **front pionnier** en raison de sa colonisation par des plantes pionnières (Seghieri et *al.*, 1994). La parcelle est installée de manière à n'englober que des zones sur lesquelles l'eau de ruissellement est en mouvement lors des averses et de ce fait, la zone de décantation n'est pas incluse dans la parcelle.

L'étude du fonctionnement hydrologique ne sera pas limitée à la parcelle seule, mais sera étendue, à partir des observations disponibles, au système sol nu - végétation.

3.1.1. Sols

3.1.1.1. Etats de surface sur la parcelle

Deux cartes levées en 1992 et trois relevés par la méthode des points quadrat réalisés en 1993 (voir chap. 2, § 3.2.1.1, p 69) permettent de calculer la proportion de surface occupée par chaque type de croûte et d'apprécier l'évolution temporelle des états de surface sur la parcelle.

Les deux relevés de 1992 présentent des taux de croûtes structurales (STR) et gravillonnaires (G) comparables (Figure 26). Le taux de croûtes de ruissellement (RUIS) est nettement plus élevé le 16 juin (32 %) que le 20 août (17 %), mais le taux de croûtes d'érosion (ERO) augmente entre les deux dates. Les croûtes de décantation (DEC) ne sont pas observées le 20 août.

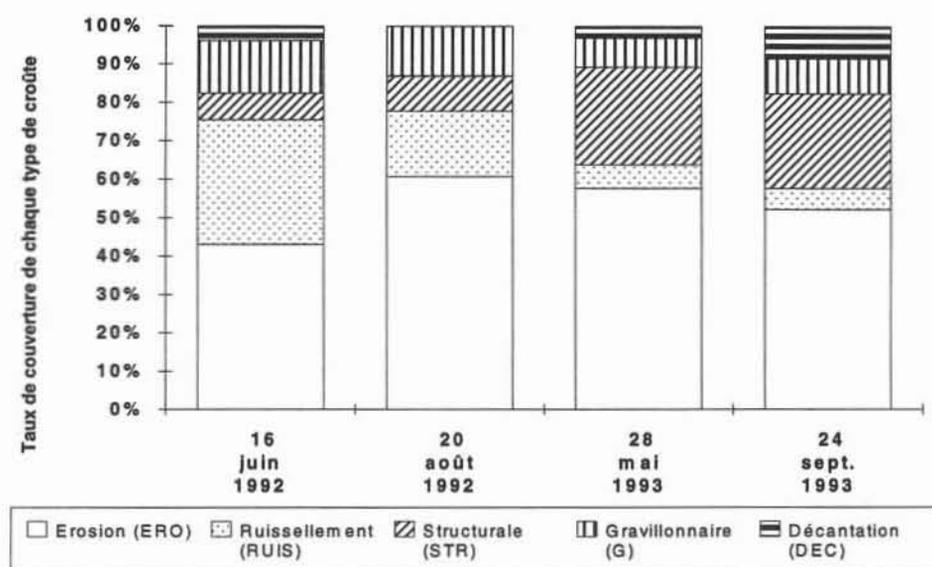


Figure 26. Composition de la surface de la parcelle de sol nu de plateau.

En 1993, par contre, les taux de croûtes ERO et RUIS des deux relevés sont comparables. On observe par ailleurs un taux de croûtes de décantation plus élevé le 24 septembre, au détriment des croûtes structurales.

La comparaison des relevés des deux années montre une diminution nette de la proportion de RUIS (17 % à 6 %) et une augmentation de celle des croûtes structurales (STR) entre le 20 août 1992 et le 28 mai 1993 (9 % à 25 %).

L'augmentation de la proportion de croûtes ERO en 1992 peut s'expliquer par le fait qu'une partie des croûtes de ruissellement a été décapée par le ruissellement, laissant apparaître les croûtes ERO préexistantes. Sous l'effet des pluies fréquentes de la fin août 1992, le reste des croûtes RUIS a été transformé en croûtes structurales, notamment en amont de la parcelle, ce qui explique la proportion plus fortes de STR observée début 1993.

La différence nette de proportion des croûtes structurales en 1992 et 1993 peut également être due au fait que, l'observateur ayant différé les deux années, l'identification des croûtes de type STR, voisin des RUIS, a été favorisée la deuxième année.

Mis à part le décapage partiel en 1992, on n'observe pas de réelles modifications de la surface de la parcelle. Etant donnée la tolérance que nous avons admise sur les taux de répartition (10 %, voir page 70), il apparaît que la composition de la surface de la parcelle de brousse tigrée **évolue peu dans le temps.**

La carte exhaustive des états de surface levée le 20 août 1992 (figure 1, annexe 1) montre nettement une **zonation des croûtes de l'amont vers l'aval** de la parcelle. En **amont**, au voisinage de la bande de végétation, la surface du sol est essentiellement couverte de croûtes **structurales** et de **ruissellement**. La partie **médiane** de la parcelle est constituée de croûtes **d'érosion**, de croûtes de **ruissellement** et de croûtes **gravillonnaires** issues du démantèlement de la cuirasse ferrugineuse. La bande transversale couverte de croûtes de ruissellement représentée au milieu de la parcelle correspond à une piste utilisée par le bétail avant la mise en place du dispositif mais rarement empruntée ensuite. La partie aval de la parcelle, enfin, est couverte presque exclusivement de croûtes d'érosion. L'**aval** de la bande de sol nu, non représenté sur la carte, est couvert de croûtes de **décantation**.

Cette organisation successionnelle des croûtes de l'amont vers l'aval est caractéristique des bandes de végétation de brousse tigrée, comme le notent Courault et *al.* (1990).

On constate également sur la carte la présence de croûtes structurales abondantes le long du bord intérieur gauche de la parcelle. Cette partie de la bordure fait face aux vents dominants (secteur E-NE) en saison sèche (harmattan) et aux vents violents qui accompagnent les averses en saison des pluies. Les **sédiments** apportés par ces vents **s'accumulent** le long de la bordure et évoluent en croûtes structurales.

3.1.1.2. Sol sous-jacent

Rajot (com. pers.) en se référant à Gavaud (1967), décrit le sol du plateau comme un sol peu évolué régique à faciès ferrugineux, développé dans un sable argileux à gravier de grès et de cuirasse meuble et peu épais. Le sol repose sur une cuirasse latéritique qui peut atteindre plusieurs mètres d'épaisseur, surmontant elle-même les sédiments limono-argileux du continental terminal (Figure 10, chap. 2, p. 43). Courault et *al.* (1990) en proposent une description et retiennent quatre caractéristiques :

- La texture est argilo-sableuse (30 % d'argiles, 10 % de limons),
- une forte charge caillouteuse (jusqu'à 70 à 80 % en volume) est observée dès 5 à 10 cm de profondeur,
- la cuirasse ferrugineuse est présente à 60-80 cm de profondeur,
- le sol sous la bande de végétation se caractérise par une porosité plus forte, d'origine faunique (termites), et une densité de racines plus importantes que sur le sol nu.

Les caractéristiques du sol sous-jacent et la présence de croûtes peu perméables en surface laissent présager une faible capacité d'infiltration du sol, qui va être confirmée et quantifiée dans les sections suivantes.

3.1.2. Infiltration

Afin de bien comprendre le fonctionnement hydrologique de la brousse tigrée, il convient d'examiner les processus d'infiltration **sur une zone plus large que la seule parcelle de ruissellement**. Nous considérons donc un système bande de sol nu - bande de végétation en aval (Figure 25, page 97). Ce système peut se décomposer en quatre unités homogènes vis à vis des processus d'infiltration (Figure 27) : la zone à l'amont de la bande de sol nu (ou front de sénescence), le sol nu, la zone amont du fourré (ou front pionnier) et la zone centrale (coeur du fourré).

La Figure 27 présente l'ensemble des profils d'humidité mesurés en 1992 sur un tube représentatif de chaque unité. En **aval** du fourré, (front de sénescence) et sur le sol nu, l'infiltration ne dépasse pas 60 cm de profondeur. L'infiltration est un peu plus importante à **l'amont du fourré**, mais elle ne dépasse pas 2 m de profondeur en 1992 et 1 m en 1993. Au **centre du fourré**, par contre, le front d'infiltration atteint très vite le fond du tube, à 5,60 m de profondeur, et le dépasse fin août en 1992 et à la mi-juin en 1993.

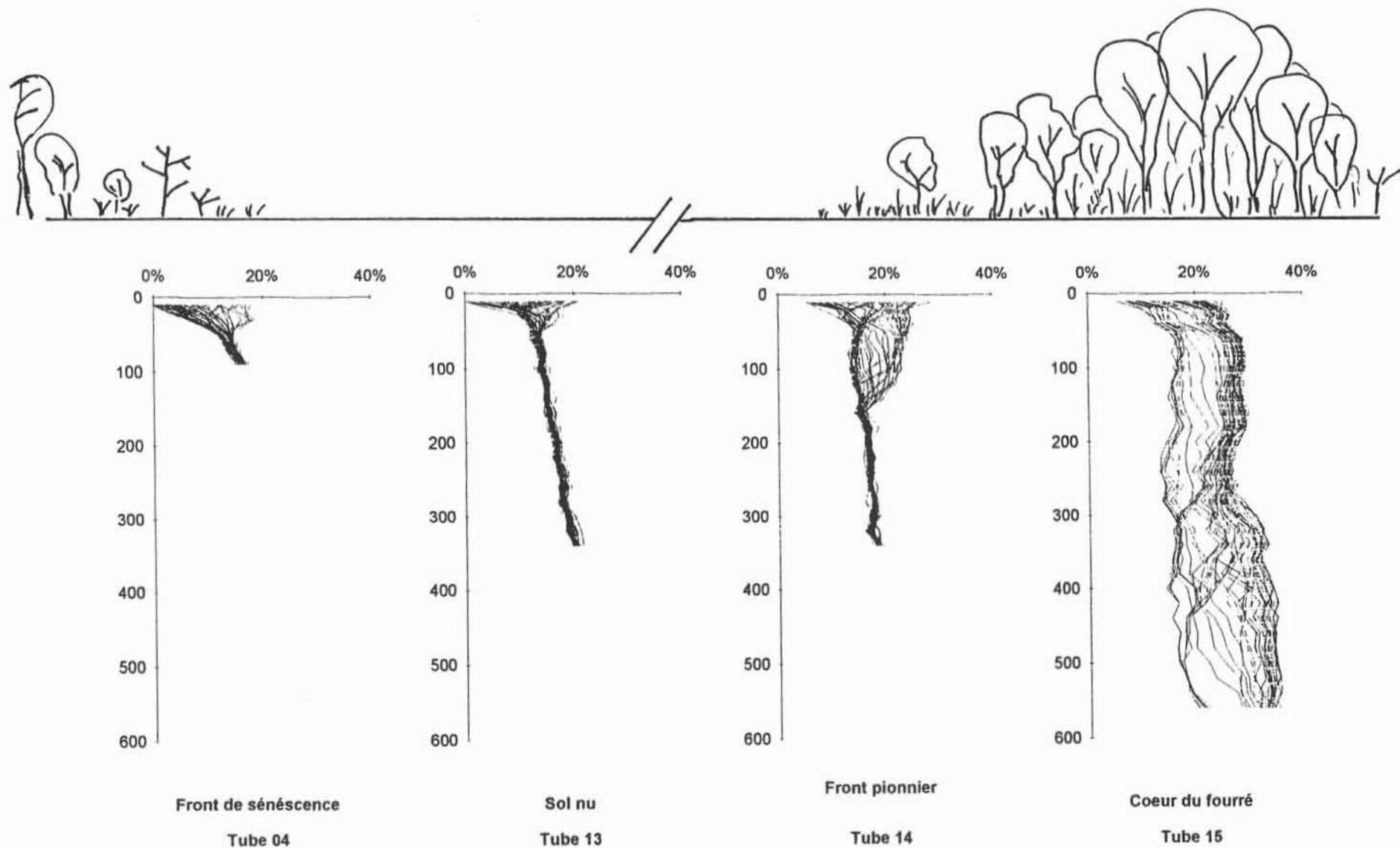


Figure 27. Ensemble des profils d'humidité du sol mesurés en 1992 dans le système sol nu-végétation. D'après Galle et Peugeot (1993).

Nous proposons d'illustrer plus en détail les mesures d'humidité sur deux tubes au comportement contrasté : le tube n°23, installé sur la parcelle de ruissellement (sol nu) et le tube n°15, au coeur de la végétation.

3.1.2.1. Sol nu (tube n° 23)

La Figure 28 présente les enveloppes minimales et maximales des profils, définies comme la valeur minimale et maximale mesurées à chaque profondeur, calculées sur les données de 1992 et 1993 (voir chap. 2, § 3.2.3.1, p. 72), ainsi que trois profils particuliers.

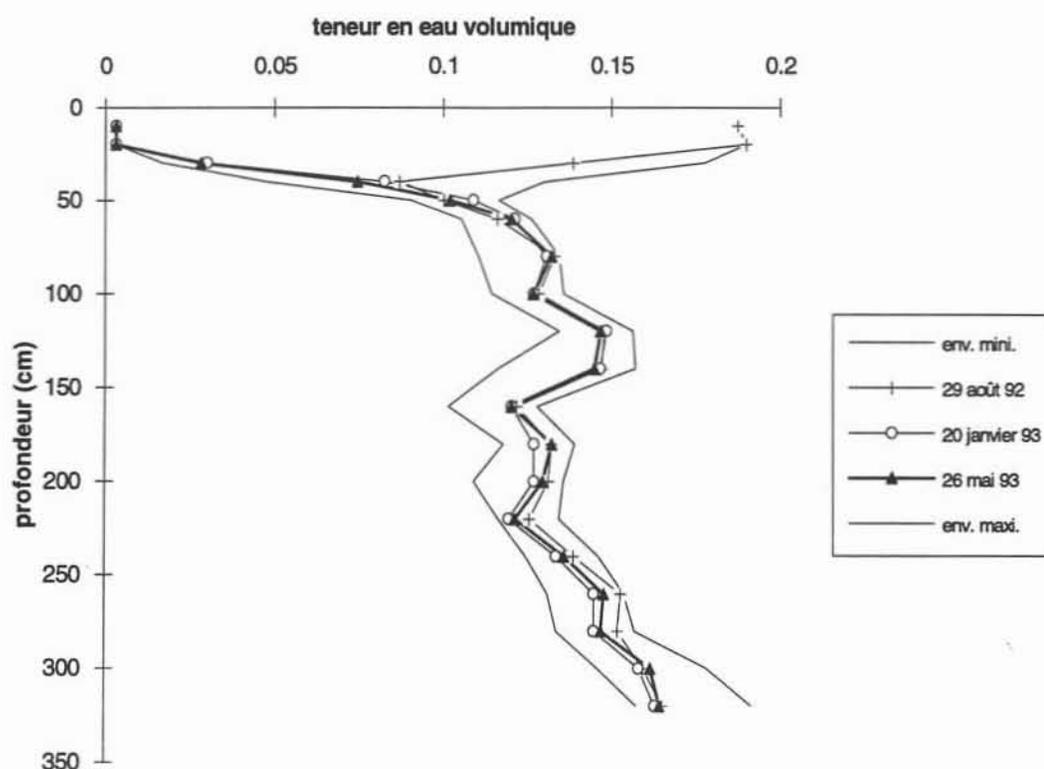


Figure 28. Tube 23 (sol nu de plateau). Enveloppe des mesures et profils du 29 août 1992, 20 janvier et 26 mai 1993. (D'après Peugeot et al., à paraître).

Au pas de temps de la saison, la teneur en eau varie de 0,01 à 0,19 cm³.cm⁻³ en surface, mais garde une valeur faible constante au-dessous de 60 cm de profondeur. Par conséquent il n'y a pas d'infiltration au-delà de cette profondeur. L'écart entre les courbes enveloppe dans la tranche 60-340 cm correspond à l'erreur maximale commise dans la mesure de l'humidité volumique. Son amplitude est estimée à 0,02 cm³.cm⁻³ en moyenne sur l'ensemble du profil, soit une erreur absolue de +/-0,01 cm³.cm⁻³ sur la valeur de l'humidité volumique (Galle, 1995). Cette erreur est comparable à celle obtenue par le calcul (Tableau 8, p. 87).

Le profil du 29 août 1992 (Figure 28) a été mesuré après une succession d'averses rapprochées, et avant les deux pluies du 30 août. Il correspond aux valeurs d'humidités **les plus élevées observées avant une pluie**. Cet état maximal d'humidité interviendra dans l'interprétation des mesures de ruissellement au paragraphe 3.1.3.

Le profil du 20 janvier et celui du 26 mai 1993 précédant la première pluie (30 mai) sont similaires et proches de l'enveloppe minimale dans les 60 premiers cm. Le sol est donc dans son état d'humidité minimal dès la fin du mois de janvier, et y demeure jusqu'à la première pluie. Cela est observé sur tous les tubes de sol nu, et également sur ceux installés dans le front pionnier de la bande de végétation. On retrouve ce résultat dans les mesures des années suivantes (Galle, 1995). Par conséquent, **il n'y a pas de stockage d'eau intersaisonnier dans le sol nu de plateau.**

3.1.2.2. Bande de végétation (tube n° 15)

La Figure 29 présente les enveloppes des profils mesurés de 1992 à 1993, et sept profils observés sur le tube n°15 entre le 16 septembre 1992 (après la dernière pluie de la saison 92) et le 26 mai 1993 (avant la première pluie de la saison suivante).

L'amplitude maximale de variation de la teneur en eau est de $0,15 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ environ sur l'ensemble du profil. A la fin de la saison 1992, l'humidité du sol diminue rapidement dans la tranche 0-50 cm : entre le 16 et le 29 septembre, la teneur en eau décroît de 0,25 à $0,15 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ environ. L'humidité décroît ensuite jusqu'à la cote 300 cm environ, et atteint les valeurs minimales mesurées dès la fin du mois de janvier 1993. A cette date, de l'eau subsiste aux profondeurs supérieures à 300 cm. La teneur en eau continue à décroître, et le profil entier est à l'humidité minimale au moment de la première pluie de 1993 (30 mai). Par conséquent, **il n'y a pas de stockage intersaisonnier dans la tranche 0-560 cm, mais une partie de l'eau infiltrée en 1992 reste dans le sol en 1993.** On retrouve un résultat similaire en 1994 (Galle, 1995).

Le front d'infiltration a dépassé la cote du fond du tube entre le 19 et le 22 août en 1992, et entre le 9 et le 14 juin en 1993 (pour gagner en clarté, les profils correspondants ne sont pas présentés sur la Figure 29). A ces dates, la quantité d'eau stockée dans le sol depuis le début de chaque saison vaut respectivement 691 et 626 mm, pour une quantité de pluie précipitée de 267 et 107 mm. **La lame infiltrée peut donc dépasser la lame précipitée.** La profondeur du front d'infiltration (plus de 6 m) atteinte à la mi juin 1993 après cinq averses seulement, pour une lame précipitée totale de 107 mm, suggère que le **processus d'infiltration est rapide.**

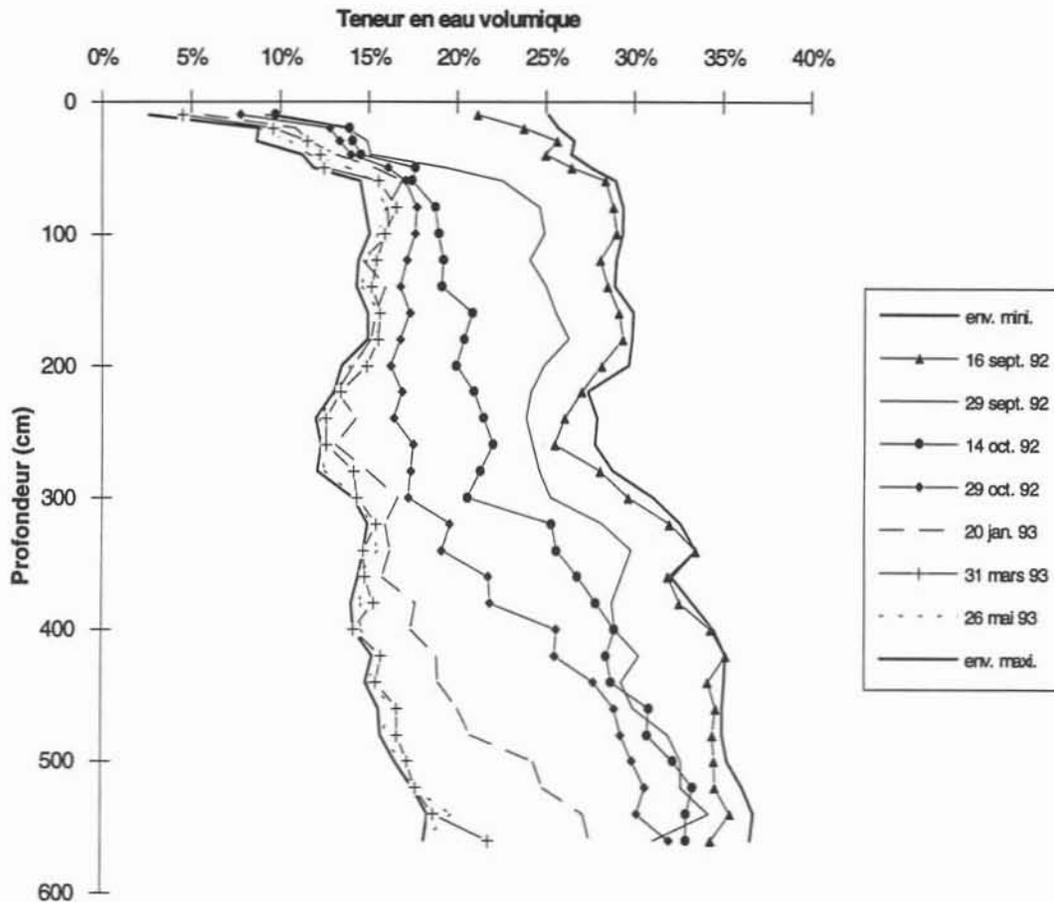


Figure 29. Evolution de la teneur en eau sur le tube 15 (bande de végétation). Enveloppe des mesures et profils de ressuyage entre le 16 septembre 1992 et le 26 mai 1993.

(D'après Peugeot et *al.*, à paraître).

Pour confirmer que l'infiltration peut dépasser la pluie, nous avons comparé la **variation du stock en eau ΔS** dans le profil au cours d'une averse à la **hauteur de pluie P** . ΔS est calculé par la différence entre le stock mesuré immédiatement avant et après l'averse dans la tranche 0-560 cm. Cependant, les mesures d'humidité ne sont pas nécessairement proches des averses, et la variation de stock ainsi calculée **sous-estime** le volume réellement infiltré car elle ne tient pas compte de l'évaporation ni de l'éventuelle infiltration sous le fond du tube.

La comparaison est présentée sur la Figure 30 pour les événements disponibles de la saison 1993. La période de calcul de la variation de stock est précisée en abscisse. Les valeurs du rapport $r = \frac{\Delta S}{P}$ sont accompagnées de l'erreur sur l'estimation de r , calculée par $\frac{dr}{r} = \frac{d\Delta S}{\Delta S} + \frac{dP}{P}$. Les valeurs de l'erreur sur la variation de stock et de l'erreur sur la pluie sont celles présentées dans le Tableau 8 (chap. 2, p. 87).

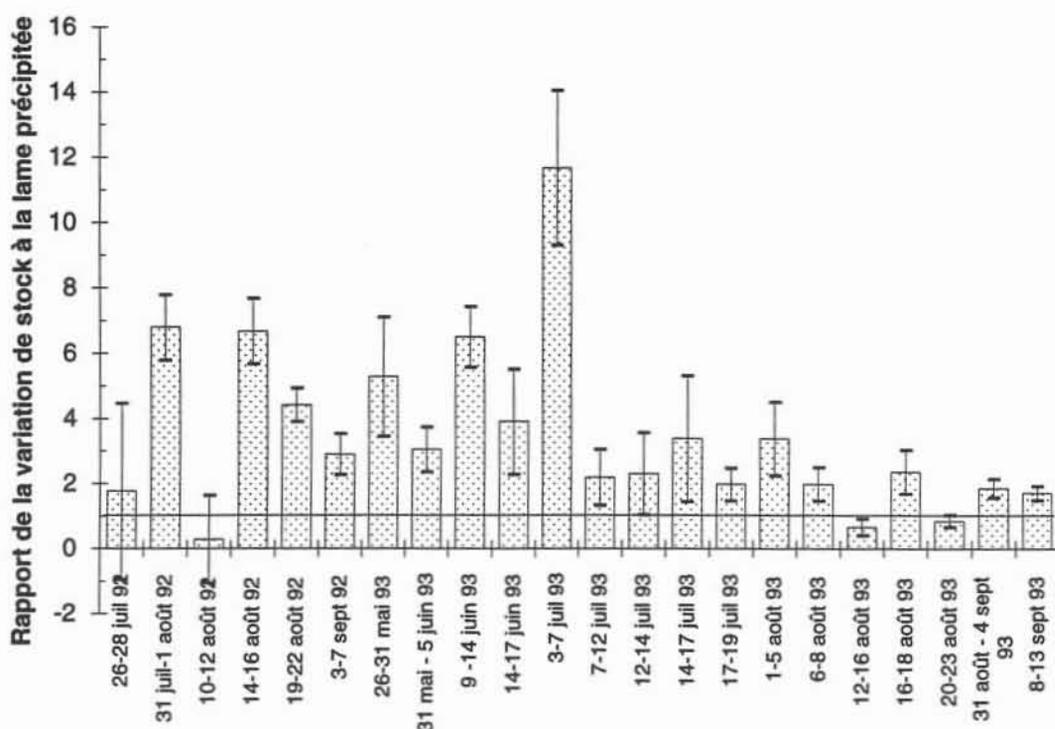


Figure 30. Tube n°15 (végétation). Rapport de la variation de stock à la pluie, et incertitude sur l'estimation du rapport.

Dans la plupart des cas, la **lame infiltrée** au cours d'une pluie est **significativement supérieure à la lame précipitée**. Le 6 juillet 1993 par exemple, la lame infiltrée représente jusqu'à 12 fois la lame précipitée.

La bande de végétation est donc alimentée par des quantités d'eau supérieures à l'apport de la pluie seule, qui s'infiltrent en profondeur, au-delà de 5,60 m. L'analyse des mesures de ruissellement va permettre de préciser le processus d'alimentation de la végétation.

3.1.3. Ruissellement

Les volumes de crues observés sur la parcelle de sol nu de plateau pour les saisons 1992 et 1993 sont présentés à l'annexe 3, tableau 3. On ne dispose pas de mesures pour toutes les averses, essentiellement pour trois raisons : la parcelle n'a été fonctionnelle qu'après le début de chaque saison, les cuves de stockage ont débordé pour certaines grosses crues de 1992, et en 1993 l'enregistreur a connu des problèmes de stockage de données, et certains hydrogrammes s'en sont trouvés tronqués avant la fin de l'écoulement.

Les données disponibles attestent une forte aptitude au ruissellement de la parcelle (Tableau 12). Le coefficient de ruissellement, qui a atteint sa valeur maximale le 30 août en 1992 (76 %) et le 29 juillet en 1963 (71 %), a une valeur moyenne de 38 à 45 %.

Tableau 12. Caractéristiques de l'aptitude au ruissellement de la parcelle de sol nu déterminées à partir de l'échantillon de crues observées en 1992 et 1993

	<i>Saison 1992</i>	<i>Saison 1993</i>
Coefficient de ruissellement (Cr) maximal	76 % (30/08/92)	71 % (29/7/93)
Cr moyen	38 %	45 %
Nombre de crues observées	10	17
Pluie limite de ruissellement	5 mm (cf tab. 7, p. 83)	
Intensité limite de ruissellement	7 mm/h (cf. tab. 7, p. 83)	

La pluie et l'intensité limite de ruissellement définies au chapitre 2 (p. 82) et calculées par la méthode qui accompagne leur définition montrent qu'en moyenne, la parcelle ruisselle pour les averses supérieures à 5 mm et les intensités supérieures à 7 mm/h, c'est à dire pour la plupart des événements observés.

Pour permettre de mieux quantifier l'aptitude au ruissellement de la parcelle et de reconstituer les crues manquantes, nous proposons de déterminer une **fonction de production simple** fondée sur l'utilisation de la pluie potentielle de ruissellement Pr , définie au chapitre 2, (§ 3.2.4.1, p. 79).

La **pluie potentielle de ruissellement** Pr représente la fraction de la pluie précipitée à des intensités supérieures à l'intensité limite de ruissellement. Pr , calculé en tronquant le hyétogramme de l'averse par rapport à la valeur de l'intensité limite de ruissellement (7 mm/h, Tableau 12), permet d'estimer la fraction de l'averse qui participe au ruissellement.

La Figure 31 présente les lames ruisselées mesurées Lr en fonction de Pr , pour l'ensemble des événements des saisons 1992 et 1993 dont on dispose. Ils s'organisent de manière satisfaisante le long d'une droite, mis à part deux événements nettement à l'écart du nuage (30 août et 14 septembre 1992).

La pluie du 30 août 1992 survient dans des conditions **maximales** d'humidité du sol, comme nous l'avons montré sur la Figure 28. La lame ruisselée associée est très supérieure aux lames ruisselées au cours des autres averses (Figure 31). Le coefficient de ruissellement calculé pour cette crue est le plus fort (Tableau 12).

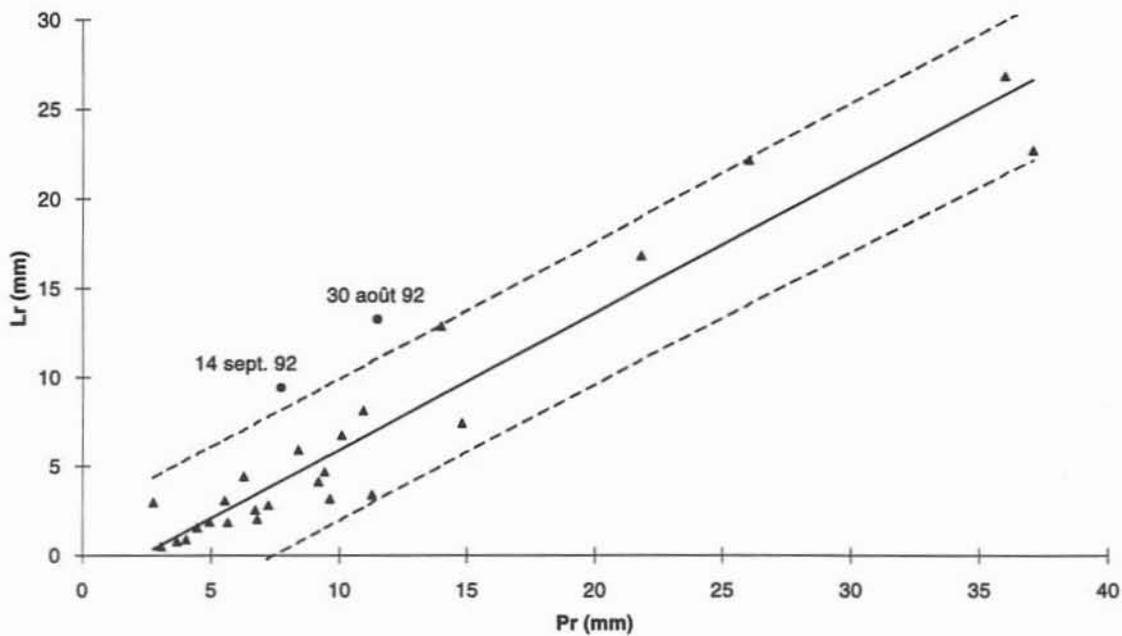


Figure 31. Lame ruisselée en fonction de Pr sur la parcelle de sol nu de plateau et droite de régression. Les pointillés délimitent l'intervalle de confiance à 95 % sur les estimations de Lr par la régression linéaire.

L'humidité du sol avant l'averse du 14 septembre n'est pas particulièrement élevée, mais par contre, le paramètre Pr est très **sensible à la valeur du seuil** pour cet événement (voir chap. 2, p. 83), du fait de la structure mal définie de l'averse, (forme très différente de celle d'une ligne de grain) et des intensités variables dans le temps. Il en résulte que Pr est surestimé. Pour cette raison, cet événement ne sera pas considéré dans la suite de ce paragraphe.

La lame ruisselée est donc *-a priori-* linéairement corrélée au paramètre Pr, **sauf pour les averses survenues sur un sol initialement très humide**, (30 août), pour lesquelles le ruissellement est nettement supérieur. Nous sommes donc amenés à différencier les événements selon l'humidité du sol en début d'averse.

En général, les mesures d'humidité ne sont pas réalisées immédiatement avant une averse. Pour estimer l'humidité initiale, nous avons utilisé un modèle simple de décroissance de la teneur en eau en fonction du temps (chap. 2, § 3.2.3.3, p. 73), à partir de la mesure la plus proche antérieure au début d'une averse.

A partir des profils d'humidités ainsi estimés au début de chaque averse, l'état initial d'humidité du sol est calculé comme la teneur en eau moyenne dans la tranche de sol 0-60 cm. Cette épaisseur de sol permet en effet de rendre compte au mieux de la variabilité temporelle du stock superficiel sur les tubes étudiés sur toutes les parcelles.

Les conditions d'humidité initiale les plus souvent rencontrées seront qualifiées dans la suite de **conditions usuelles**, les autres, très sèches ou très humides étant les **conditions extrêmes**.

La gamme d'humidité correspondant aux conditions usuelles est bornée par le minimum et le maximum des valeurs d'humidité initiale sur les deux saisons, rencontrées le 26 mai 1993 et le 30 août 1992.

En ne considérant que les événements relatifs aux conditions usuelles, la régression linéaire entre L_r et P_r montre que le paramètre P_r explique 92 % de la variance du ruissellement (Tableau 13). Les deux événements du 30/8/92 et 14/9/92 sont représentés à l'extérieur de l'intervalle de confiance à 95 % sur l'estimation de la lame ruisselée par le modèle linéaire (Figure 31).

Tableau 13. Régression linéaire $L_r(P_r)$ pour la parcelle de sol nu de plateau

Equation	r^2	taille de l'échantillon	écart type résiduel	conditions usuelles d'humidité
$L_r = 0,77 P_r - 1,7$	0,92	25	2,11	7 - 13 $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$

La fonction de production ainsi définie nous permet de **reconstituer** les volumes écoulés pour les crues non observées, à partir de la valeur de P_r de chaque pluie. Nous avons vérifié au préalable que l'humidité initiale du sol correspondant aux crues non suivies est compatible avec le domaine de validité de l'équation. Les volumes écoulés reconstitués sont présentés dans le Tableau 3 (annexe 3).

Les valeurs du coefficient d'écoulement annuel (voir chap. 2, p. 79), calculées sur l'échantillon reconstitué montrent qu'au pas de temps saisonnier, 50 à 58 % du volume d'eau précipité sur la parcelle ruisselle (Tableau 14).

Tableau 14. Sol nu de plateau. Coefficient d'écoulement calculé sur les volumes de crue observés et reconstitués

	Saison 1992	Saison 1993
Coefficient d'écoulement (K_e)	50 %	58 %

3.1.4. Discussion

Nous venons de voir dans les paragraphes précédents que la texture argileuse du sol et surtout la présence de croûtes peu perméables et qui n'évoluent pas au cours du temps (croûtes d'érosion essentiellement) sont à l'origine de la forte aptitude au ruissellement du sol nu de plateau. Plus de la moitié de la pluie annuelle ruisselle sur la zone nue qui constitue de ce fait un impluvium naturel pour la bande de végétation située à l'aval. L'eau ruisselée qui s'ajoute à la pluie alimente la végétation et s'infiltré à plus de 5,60 m de profondeur.

Plusieurs hypothèses peuvent être avancées quant à l'origine de la capacité d'infiltration de la bande de végétation :

- De nombreuses colonies de **termites** se développent dans le fourré, essentiellement l'espèce *Microtermes subhyalinus* (Lepage, 1992), humivore, qui se nourrit des débris de végétaux. Par leurs galeries, ils contribuent à **fracturer les croûtes**, et à **accroître la porosité** du sol sous-jacent, et de ce fait favorisent l'infiltration.
- La cuirasse sous-jacente, rencontrée dès 60 cm de profondeur, ne constitue pas un obstacle au ruissellement, comme le montre la Figure 29 (page 104). Bien que très dure et compacte, elle contient un grand nombre de conduits hydrauliquement déconnectés les uns des autres qui peuvent se trouver en communication par l'intermédiaire de fissures, fréquemment observées dans la roche. L'existence de cette **macroporosité** peut expliquer la rapidité de l'infiltration sous la végétation.
- L'observation du site lors des averses montre que l'aval de la zone nue et la végétation sont submergés par une lame d'eau de 1 à 2 cm d'épaisseur. L'infiltration dans la végétation a par conséquent lieu **sous charge**.

Les mesures d'humidité du sol sur la tranche 0-6 m sous la végétation ne sont disponibles que sur un seul tube, et il n'est pas possible de vérifier que le comportement mis en évidence se répète à d'autres endroits. Il faut mentionner l'existence possible d'**écoulements préférentiels** le long du tube d'accès pour sonde à neutrons, bien que cela paraisse peu probable. Le tube n°15 a été installé dans un trou de forage, réalisé soigneusement. Après la pose, l'espace entre le tube et la paroi du forage a été colmaté par de l'argile pulvérulente, prélevée sur place, et la surface du sol perturbée par l'installation a été reconstituée sur le pourtour immédiat du tube. Un autre tube, installé au coeur d'une bande de végétation voisine montre un comportement similaire à celui du tube 15 jusqu'à 1,10 m de profondeur.

La présence d'espèces ligneuses très développées, et l'activité faunique sont des indices de présence de grandes quantités d'eau. L'infiltration observée sous le tube 15 n'est par conséquent pas purement un artefact, mais, si l'augmentation locale de l'infiltrabilité du sol due à la présence du tube est peu probable, elle ne peut cependant être absolument exclue.

Notons enfin que nous n'avons pas mesuré le ruissellement à l'aval immédiat de la bande de végétation. Les observations visuelles du site sous les averses ont montré qu'aux endroits où la végétation est peu dense et la bande peu épaisse (piste de bétail, zone défrichée), **il peut y avoir transfert d'une partie du ruissellement au travers de la végétation**, qui vient s'ajouter au ruissellement produit sur le sol nu du système suivant. Une étude en cours permettra de confirmer l'existence de ce processus et de le quantifier. Dans notre étude, nous considérons que les volumes transitant au travers des bandes de végétation sont négligeables devant ceux produits sur le sol nu.

3.1.5. Bilan hydrologique saisonnier

Pour synthétiser les résultats, nous avons établi le bilan hydrologique sommaire d'un système de plateau "bande de sol nu - bande de végétation" au pas de temps saisonnier.

Le bilan hydrologique de la zone de **sol nu** est relativement simple, puisque les mesures permettent d'en connaître tous les termes. Comme il n'y a pas de stockage intersaisonnier ni d'infiltration profonde, la totalité de la lame infiltrée s'évapore en saison sèche. Les termes du bilan sont présentés dans le Tableau 15, exprimés en lame et en fraction de la pluie.

Tableau 15. Bilan hydrologique saisonnier sur le sol nu de plateau

SOL NU		saison 1992		saison 1993	
		Lame (mm)	% pluie	Lame (mm)	% pluie
Entrées	Pluie	450		490	
Stockage	Variation de stock	0		0	
Sorties	Ruissellement	225	(50 %)	284	(58 %)
	Evaporation (<i>résidu</i>)	225	(50 %)	206	(42 %)

Le bilan hydrologique de la **végétation** (tube 15) est plus complexe, car tous les termes ne sont pas mesurés. Le système sur lequel le bilan va être établi est un rectangle de largeur 1 m exclusivement occupé par de la végétation, c'est à dire compris entre l'aval de la bande de sol nu et l'aval de la bande de végétation. L'**entrée** du système est constituée de la **pluie** à laquelle s'ajoute le **ruissellement** produit sur la bande de sol nu. Le ruissellement, s'il alimente la végétation, ne se répartit pas nécessairement sur toute la largeur de la bande, et une première difficulté consiste à déterminer la surface de végétation qui est alimentée. Cette surface varie probablement d'une averse à l'autre, en fonction du micro-relief local et de la quantité d'eau.

Nous ne disposons pas des données nécessaires pour un calcul précis de la zone concernée, et nous nous limitons donc à une estimation.

Sur une bande d'un mètre de largeur, soit l_{SN} la longueur de la zone nue et l_V celle de la zone de végétation alimentée par le ruissellement (Figure 32). La lame d'eau L_{rV} reçue par la végétation dans ces conditions est liée à la lame ruisselée sur le sol nu L_{rSN} par la relation :

$$L_{rV} = L_{rSN} \frac{l_{SN}}{l_V}$$

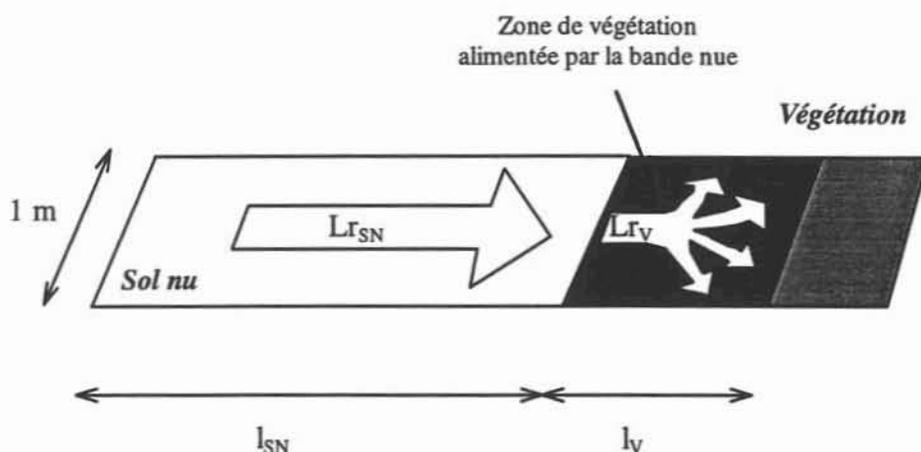


Figure 32. Répartition du ruissellement de la bande nue sur la bande de végétation.

Les bandes de **sol nu** ont en moyenne **50 mètres** de longueur¹ (l_{SN}) et la longueur totale des bandes de **végétation** varie de **10 à 20 m** en moyenne (Galle, com. pers.). A la hauteur du tube n°15, l'expérience du terrain nous permet d'estimer que la longueur l_V de la zone alimentée est probablement comprise entre 5 et 20 m. Pour le bilan, nous considérons une taille intermédiaire de **12 m**, mais nous calculerons les valeurs extrêmes des composantes du bilan, induites par l'incertitude sur les dimensions de la zone alimentée.

Les **sorties** du système sont l'**infiltration en profondeur** sous la cote 5,60 que l'on n'a pas pu quantifier, l'**évapotranspiration** de la végétation et le transfert d'une partie de l'eau de ruissellement au travers de la végétation. Ce dernier processus est négligé.

En 1992, l'évapotranspiration réelle (ETR) d'une zone de végétation de brousse tigrée a été mesurée par deux équipes, l'une de l'Université d'Agriculture de Wageningen (Pays-Bas) et

¹ La longueur considérée ici est la dimension mesurée dans le sens de la pente, c'est à dire perpendiculairement aux arcs de végétation.

fonctionnement hydrologique. Celui-ci est lié au type et à l'organisation spatiale des croûtes sur le sol nu, à la pente, faible, du plateau, et aux fortes intensités de pluie.

Le front pionnier (aval de la zone nue, Figure 25, page 97) se caractérise par le développement de plantes herbacées pionnières telle *Microchloa indica* (Seghieri et al., 1994). La présence de végétation favorise l'activité faunique (termites) qui contribue à l'amélioration de l'infiltrabilité de la surface du sol. En saison des pluies, ces plantes facilitent l'accumulation des sédiments charriés par le ruissellement, et en saison sèche, leurs résidus favorisent le piégeage de sédiments éoliens. Cela conduit à la formation d'un **substrat favorable** au développement des herbacées ou plantules de ligneux l'année suivante. Au cours des années, la végétation tend donc à se **développer vers l'amont**. Dans la strate ligneuse, *Guiera senegalensis* pourrait avoir un comportement pionnier analogue à *Microchloa indica* (Seghieri, com. pers.).

En situation de déficit pluviométrique, l'amont de la bande de végétation et le front pionnier bénéficient en premier de l'eau provenant du sol nu et sont suffisamment alimentés en eau, mais l'aval de la bande et le front de sénescence disposent d'une ressource plus faible qui conduit au dépérissement partiel ou total de la végétation. Au cours des années, la bande de végétation évolue donc par une alternance **d'expansions en amont et de contractions an aval** qui conduisent à une progression globale de l'ensemble de la bande vers l'amont. Cette hypothèse est généralement admise par les scientifiques qui s'intéressent aux brousses tigrées, mais n'a pas encore été formellement démontrée. On estime très grossièrement la vitesse de progression des arcs à 10 m par siècle, en l'absence d'effets anthropiques (prélèvement de bois de feu, ...). Une série de bornes posées sur le site permettra, dans les années à venir, de confirmer et de mesurer l'avancée des bandes.

Un modèle simple décrivant l'alimentation de la végétation par la bande de sol nu et fondé sur des lois élémentaires de compétitions entre espèces végétales développé récemment (Thiéry et al., 1995), montre qu'à partir d'un état initial constitué d'une distribution aléatoire de plantes sur le sol nu, les simulations répétées d'années pluviométriques induisent l'organisation en bande des individus et la progression de l'ensemble des bandes vers l'amont. Des études en cours devraient permettre de confirmer le mécanisme de fonctionnement des brousses tigrées.

Ces résultats ont une conséquence immédiate en matière **d'aménagements forestiers**. Même si l'avancée des bandes n'est pas formellement démontrée, il est indiscutable que l'organisation en bande permet le développement de la végétation. Dans l'ouest nigérien, la brousse tigrée est la principale source d'approvisionnement de bois destiné à la production d'énergie domestique. Dans une étude récente menée à Banizoumbou (village proche du site expérimental), Loireau (1993) estime la consommation de bois à 1,3 kg par jour et par personne, ce qui correspond à 100 kg/ha/an. Ces chiffres reflètent la consommation des villages, et la

consommation dans les villes est probablement supérieure. Plusieurs projets de reforestation destinés à réhabiliter la couverture forestière des plateaux mis à nu ont vu le jour ou sont en cours. Il nous semble fondamental de tenir compte du **fonctionnement hydro-écologique** des systèmes de brousse tigrée naturels dans la réalisation de ces projets. Dans cette perspective, un atelier international au cours duquel des équipes scientifiques, des responsables de projets et des gestionnaires pourront échanger leurs points de vue se tiendra à Niamey en novembre 1995.

3.1.7. Conclusion

L'état de surface de la parcelle de sol nu, **stable** dans le temps, induit une forte aptitude au ruissellement du sol nu : plus de la moitié des précipitations annuelles est transférée en aval. Corrélativement, l'infiltration est limitée et ne dépasse pas 60 cm de profondeur. L'introduction de la pluie potentielle de ruissellement permet de prédire la lame ruisselée au pas de temps de l'événement par une relation linéaire ($r^2=92\%$), exception faite des situations rares (1 averse observée) où l'averse survient sur un sol très humide. Les deux facteurs principaux de variabilité du ruissellement sur le sol nu sont par conséquent la forme de l'averse et l'humidité initiale.

Le ruissellement généré sur le sol nu alimente la bande de végétation à l'aval qui bénéficie ainsi d'un apport total en eau estimé, au pas de temps annuel, au **triple** de la pluie. **Sous la végétation**, l'infiltration peut représenter plus de **dix fois la lame** précipitée au pas de temps de l'événement. Dans un bilan sommaire au pas de temps de la saison des pluies, nous avons estimé que la quantité d'eau présente dans le sol en fin de saison représente plus du **double** de la pluie annuelle, soit **75%** de l'apport total à la végétation. Les six premiers mètres du sol **s'assèchent** en saison sèche, mais une partie de l'eau s'écoule au-delà de cette profondeur. Nous n'avons pas pu estimer la fraction de cette eau restituée à l'atmosphère par évapotranspiration en saison sèche, ni la fraction drainant vers l'aquifère.

Les résultats montrent donc l'existence d'une zone où le ruissellement prédomine, et d'une zone d'accumulation d'eau dans laquelle se développe la végétation. L'organisation en bandes est étroitement liée à ce fonctionnement hydrologique.

Les observations ont été réalisées sur deux années, mais compte tenu de la stabilité des états de surface sur le sol nu, qui conditionnent le ruissellement, le fonctionnement décrit est reproduit chaque année. A partir de deux années seulement, nous n'avons pas pu étudier l'influence de la chronologie des averses dans chaque saison sur les processus hydrologiques. Une étude en cours permettra d'apporter des précisions à partir des observations des années 1991 à 1994.

Enfin, la structure des systèmes sol nu-végétation décrite ici et la nature du sol étant généralisées sur les plateaux de la région étudiée, le fonctionnement que l'on décrit ici peut être considéré comme **représentatif des plateaux cuirassés**.

3.2. Parcelle de jachère

La parcelle de jachère est située sur le versant sableux, en rive droite, à la hauteur de la station de jaugeage B (Figure 11, chap. 2, p. 45). Elle est étudiée en conditions naturelles, ce qui signifie qu'elle n'est **pas mise en défens** et que le **bétail peut y pâturer**.

3.2.1. Sols

3.2.1.1. Etats de surface

Le relevé du 21 août 1992 (Figure 34) montre que la parcelle est composée de surfaces de type **ERO algale** prédominant (66 %), et **micro-butte sableuse (BS)** défini comme des placages sableux d'origine éolienne (vents de saison sèche), parfois colonisés par une végétation herbacée éparses. Le 30 juin 1993, le taux de croûtes d'érosion, incluant le type ERO et la variante ERO algale (ERO colonisée par une végétation cryptogamique) est comparable à celui de l'année précédente (70 %). Le reste de la surface est couvert du type BS. Le relevé du 24 septembre 1993 montre une forte diminution des croûtes de type BS (30 % à 3 %) et une augmentation importante du taux de croûtes structurales (STR, 0 % à 36 %).

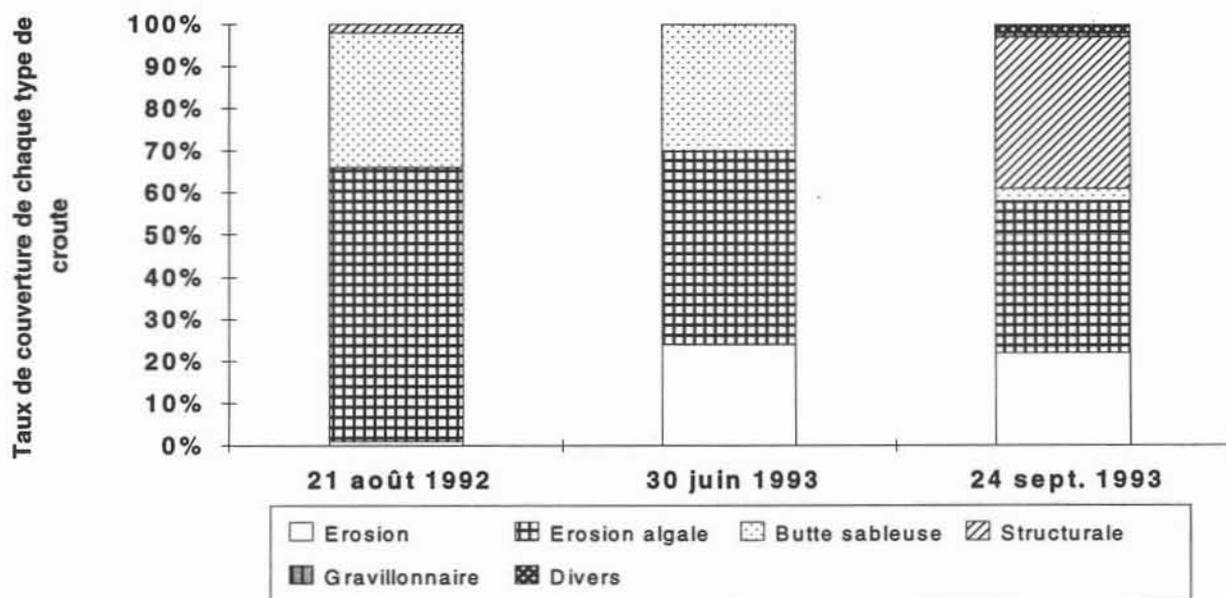


Figure 34. Composition de la surface de la parcelle de jachère.

La proportion totale de croûtes d'érosion (ERO) est stable d'une année sur l'autre. La différence observée dans la proportion de croûtes ERO algales en 1992 et 1993 est liée à la subjectivité de l'observateur, différent les deux années, qui a identifié moins de croûtes algales en 1993. L'évolution de la proportion de BS et STR s'explique par la transformation des micro-buttes sableuses en croûtes structurales au cours de la saison. La légère diminution de la proportion de croûtes ERO est probablement due au recouvrement par des sédiments transportés par le ruissellement (RUIS), structurés ensuite en croûtes STR.

La cartographie de la parcelle au 21 août 1992 (figure 2, annexe 1) montre une surface relativement homogène, sur laquelle se développent quelques arbustes (*Guiera senegalensis*), et où l'on observe par endroits des micro-marches caractéristiques des glacis très encroûtés. En fin de saison, la parcelle est colonisée par un couvert herbacé très épars, dont le recouvrement est estimé à moins de 35 %. L'évolution de la végétation n'a pas été étudiée en détail.

3.2.1.2. Sol sous-jacent

Le sol sous-jacent est décrit comme un **sol ferrugineux tropical peu lessive de sommet de toposéquence** à B 2,5 YR (J.L. Rajot, com. pers. d'après la nomenclature de Gavaud, 1967).

On dispose d'analyses granulométriques pour le sol sous-jacent de la jachère dans 6 tranches de sol. La texture est sablo-argileuse avec une teneur en argiles de 5 % en surface qui augmente entre 25 et 35 cm et diminue ensuite en profondeur (Figure 35).

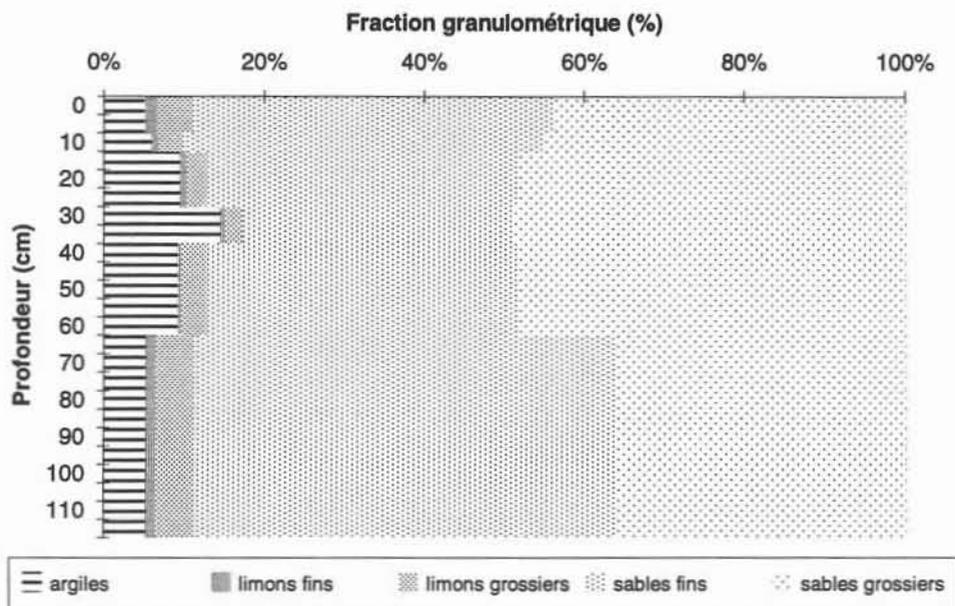


Figure 35. Profil granulométrique du sol de jachère.

La teneur maximale en argile coïncide avec l'horizon B. Le sol est pauvre en matière organique : 0,2 % en surface (0-5 cm) et 0,08 % à 115 cm.

3.2.2. Infiltration

Les processus d'infiltration sont estimés à partir des mesures obtenues sur les deux tubes installés sur la parcelle. Les enveloppes des profils d'humidité mesurées en 1992 et 1993 montrent que l'infiltration n'atteint pas le fond du tube (Figure 36). La profondeur maximale de l'infiltration sur le tube amont (200 cm) est plus élevée que sur le tube aval en 1992, mais elle est équivalente sur les deux tubes l'année suivante.

Le 29 août 1992, la teneur en eau en surface est proche du maximum mesuré sur les deux tubes. Cette date correspond, comme sur le sol nu de plateau, au stock hydrique superficiel maximal mesuré avant une pluie.

Le profil du 20 janvier et celui du 26 mai 1993, précédant la première pluie de la saison (30 mai) sont semblables et proches de l'enveloppe minimale des mesures sur les deux tubes. Le sol est à sa teneur en eau minimale à la mi-janvier : **il n'y a pas de stockage interannuel.**

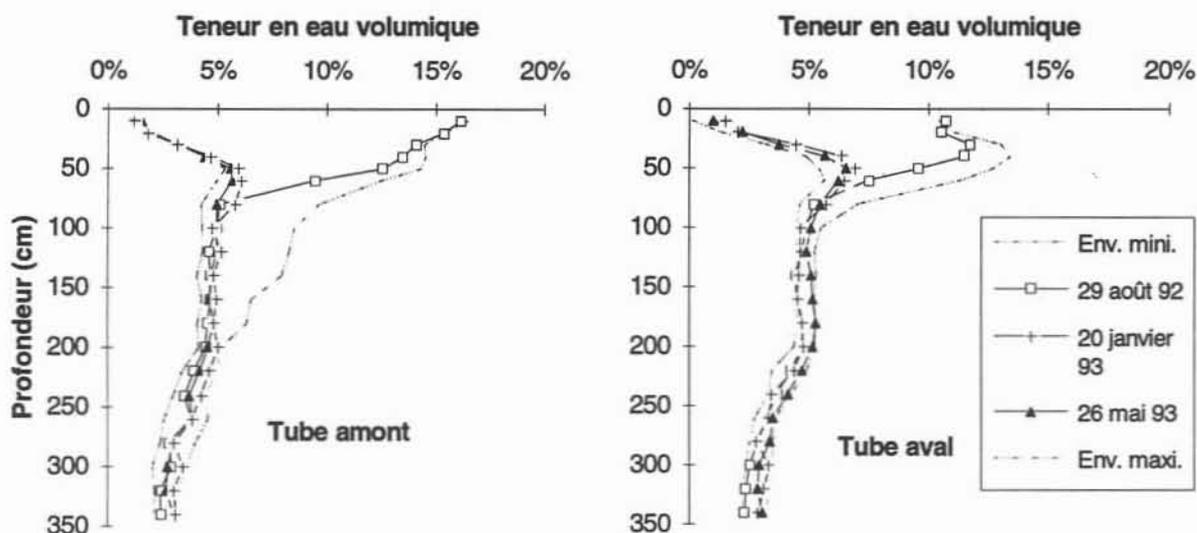


Figure 36. Parcelle de jachère. Enveloppe des profils d'humidité (1992 et 1993) et profils du 29 août 1992, du 20 janvier et du 31 mai 1993.

La Figure 37 présente l'évolution du stock en eau dans la tranche 0-340 cm et la distribution des pluies dans le temps. Du fait de l'installation tardive des tubes, le début de la saison 1992 n'a pas été suivi. La lame infiltrée en 1992 sur le tube amont est supérieure à celle du tube aval, et la profondeur d'infiltration y est aussi plus grande (Figure 36). En 1993, les deux tubes ont un comportement comparable, mais la tendance est inversée puisque le stock sur le tube aval est légèrement supérieur.

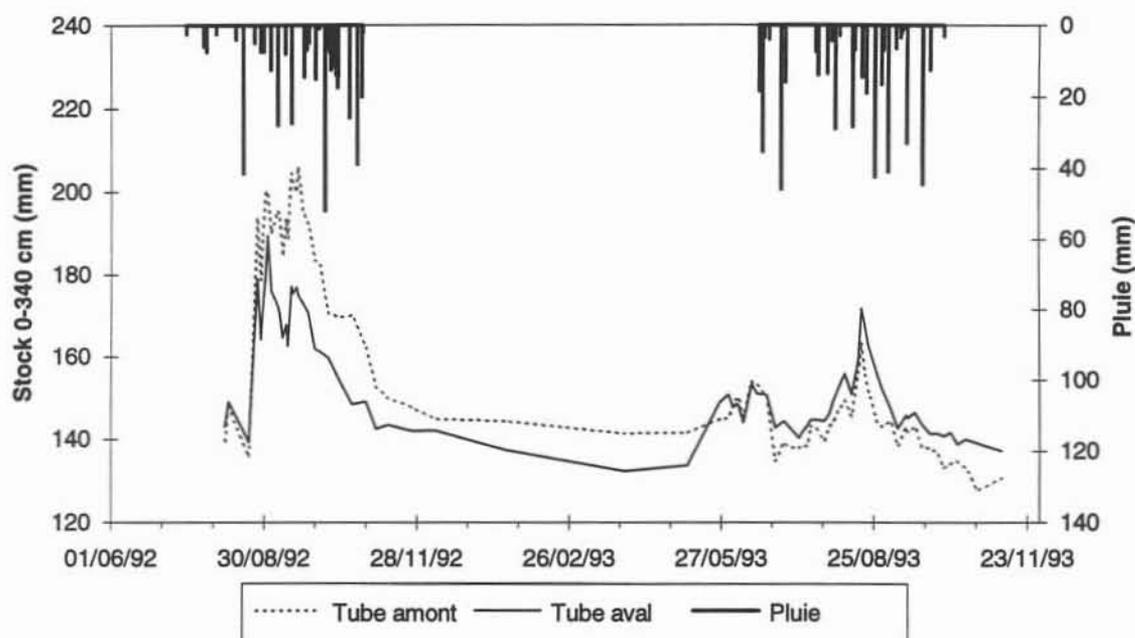


Figure 37. Parcelle de jachère. Evolution du stock dans la tranche 0-340 cm au cours du temps.

Le stock hydrique décroît rapidement après la dernière pluie et réagit aux fluctuations des précipitations, comme le montre le pic dans la valeur du stock observé en juin 1993.

Malgré la texture sableuse du sol, l'infiltration concerne au maximum les deux premiers mètres du sol, ce qui suggère une capacité de ruissellement importante.

3.2.3. Ruissellement

Le tableau 4 en annexe 3 présente les caractéristiques des crues mesurées sur la parcelle de jachère. Les lacunes sont dues aux mêmes problèmes que ceux mentionnés pour la parcelle de sol nu de plateau (§ 3.1.3, page 105). Comme pour celle-ci, on extrait de ces données les paramètres qui décrivent l'aptitude au ruissellement de la parcelle (Tableau 19). Si l'on peut observer des coefficients de ruissellement encore forts pour certaines averses (30 août 1992 et 29 juillet 1993),

l'aptitude au ruissellement de la parcelle est plus faible que sur le plateau, avec un coefficient moyen observé de 20 à 25 %.

Tableau 19. Caractéristiques de l'aptitude au ruissellement de la parcelle de jachère, déterminées à partir de l'échantillon de crues observées en 1992 et 1993

	<i>Saison 1992</i>	<i>Saison 1993</i>
Coef. de ruissellement (Cr) maximal	68 % (30/08/92)	41 % (29/7/93)
Cr moyen	20 %	25 %
Nombre de crues observées	19	19
Pluie limite de ruissellement	7 mm (cf. tab. 7, p. 83)	
Intensité limite de ruissellement	18 mm/h (cf. tab. 7, p. 83)	

Les valeurs de la pluie et l'intensité limites de ruissellement sont plus élevées que sur la parcelle de sol nu de plateau.

De la même manière que pour la parcelle précédente, on détermine une **fonction de production simple** à l'aide du paramètre Pr, calculé avec un seuil de 18 mm/h. Les couples de points (Lr, Pr) s'organisent selon une droite (Figure 38), excepté les deux crues du 30 août 1992 et celle du 30 mai 1993 qui sont rejetés à l'écart du nuage central. Ces trois événements correspondent aux conditions maximales et minimales d'humidité initiale mesurées sur la parcelle (Figure 36, page 120). Comme on pouvait s'y attendre, la lame ruisselée est plus forte lorsque l'averse survient sur un sol humide (30 août 1992) et plus faible lorsque le sol est initialement sec (30 mai 1993). Comme pour la parcelle de sol nu, l'humidité initiale est calculée comme la teneur en eau moyenne dans les 60 premiers cm du sol à partir des profils de teneur en eau estimés au début des averses. Les conditions initiales usuelles correspondent à la gamme de teneur en eau 0,06-0,14 cm³.cm⁻³.

Dans les conditions usuelles, un calcul de régression linéaire montre que Pr explique 97 % de la variance observée (Tableau 20). Les deux événements du 30 août 1992 et celui du 30 mai 1993 sont représentés nettement à l'extérieur de l'intervalle de confiance à 95 % sur les estimations de la lame ruisselée (Figure 38).

Tableau 20. Régression linéaire Lr(Pr) pour la jachère

Equation	r²	taille de l'échantillon	écart type résiduel	conditions usuelles d'humidité
Lr = 0,38 Pr - 0,5	0,97	35	0,79	6 - 14 cm ³ .cm ⁻³

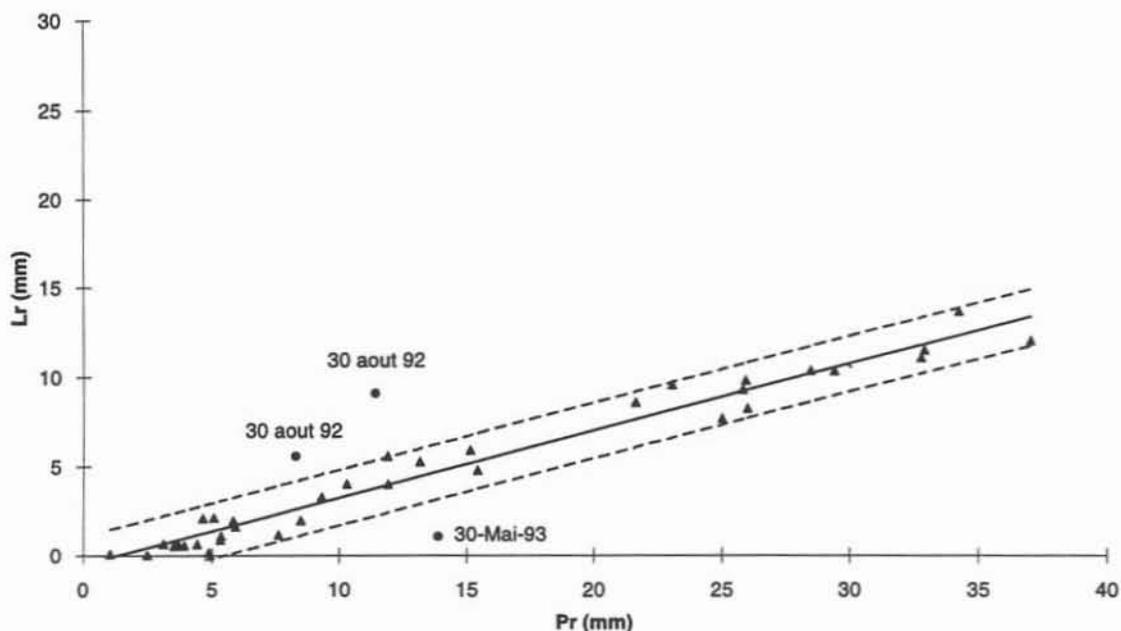


Figure 38. Relation Lr(Pr) sur la parcelle de jachère. Les pointillés délimitent l'intervalle de confiance à 95 % sur les estimations de Lr par la régression linéaire.

La fonction de production ainsi définie permet de **reconstituer les lames écoulées pour les événements non observés**. Les volumes écoulés reconstitués sont présentés dans le Tableau 4 (annexe 3). Après avoir vérifié que l'humidité initiale des crues reconstituée est incluse dans la gamme de validité de l'équation, on en déduit le coefficient d'écoulement moyen pour les deux saisons (Tableau 21).

Tableau 21. Jachère. Coefficient d'écoulement calculé sur les volumes de crue observés et reconstitués

	<i>Saison 1992</i>	<i>Saison 1993</i>
Coef. d'écoulement (Ke)	21 %	25 %

Ces valeurs, plus de deux fois inférieures à celles calculées pour le sol de plateau, sont néanmoins importantes pour des sols à texture sableuse.

3.2.4. Discussion

La conductivité **hydraulique** des croûtes superficielles très réduite par rapport à celle du sol sous-jacent (Tableau 11, page 95) permet d'expliquer la capacité de ruissellement de la parcelle (21 à 25 % de la pluie), forte pour un sol sableux.

Comme pour la parcelle de sol nu de plateau, l'utilisation de la **pluie potentielle de ruissellement** Pr permet d'expliquer la majeure partie de la variance (97 %) du ruissellement, dans les conditions usuelles d'humidité du sol. Par conséquent, le principal facteur explicatif du ruissellement sur la parcelle dans les conditions usuelles est **la pluie**.

Nous avons vu que les croûtes de type BS évoluent dans le temps, et qu'un couvert herbacé (recouvrement inférieur à 35 %) se développe sur la parcelle. Cependant, il faut remarquer que :

- L'état de surface de type BS est mis en place sur une croûte préexistante, de type ST ou ERO. L'infiltration est, en première approche, limitée par la croûte sous-jacente. Il est probable que, dans ces conditions, l'évolution de l'état de surface "butte sableuse" (BS) dans le temps ne modifie pas la capacité d'infiltration du sol.
- Moore et *al.* (1979) au Kenya ou Thébé (1987) dans le Sahel camerounais, ont montré que la végétation n'a pas d'influence notable sur l'infiltration en deçà d'une densité de 40 % et 57 %, respectivement. En saison des pluies, la végétation herbacée peu dense qui se développe sur la parcelle doit donc très peu influencer le ruissellement.

Par conséquent, la variabilité de la capacité de ruissellement induite par l'évolution de l'état de surface ou la croissance de la végétation est faible et ne s'exprime pas ici.

3.2.5. Bilan hydrologique saisonnier.

Le bilan hydrologique saisonnier à l'échelle de la parcelle est résumé sur la Figure 39. Le système considéré est la tranche de sol de 3,4 m d'épaisseur (profondeur des tubes) sur laquelle repose la parcelle. L'entrée du système est constituée de la pluie, et le ruissellement et l'infiltration représentent les sorties. Il n'y a pas de stockage intersaisonnier et toute l'eau infiltrée est évaporée au pas de temps annuel.

Le ruissellement représente de 21 à 25 % de la pluie précipitée, et la quantité d'eau restante (75 à 79 %) s'infiltré à moins de 2 mètres. Elle est totalement restituée à l'atmosphère par l'évapotranspiration qui est le terme prépondérant du bilan hydrologique annuel.

3.2.6. Conclusion

L'évolution des placages sableux et le développement de la strate herbacée éparses en saison des pluies **n'influencent pas de manière notable les propriétés hydrodynamiques** de la parcelle. L'infiltration y est limitée par les croûtes superficielles, et l'eau infiltrée en saison des pluies est restituée **en totalité** à l'atmosphère en saison sèche. Il n'y a pas, en outre, d'infiltration profonde. Au pas de temps annuel, le ruissellement représente plus de 20 % de la pluie et l'évapotranspiration, terme prépondérant du bilan, 75 à 80 % de la lame précipitée.

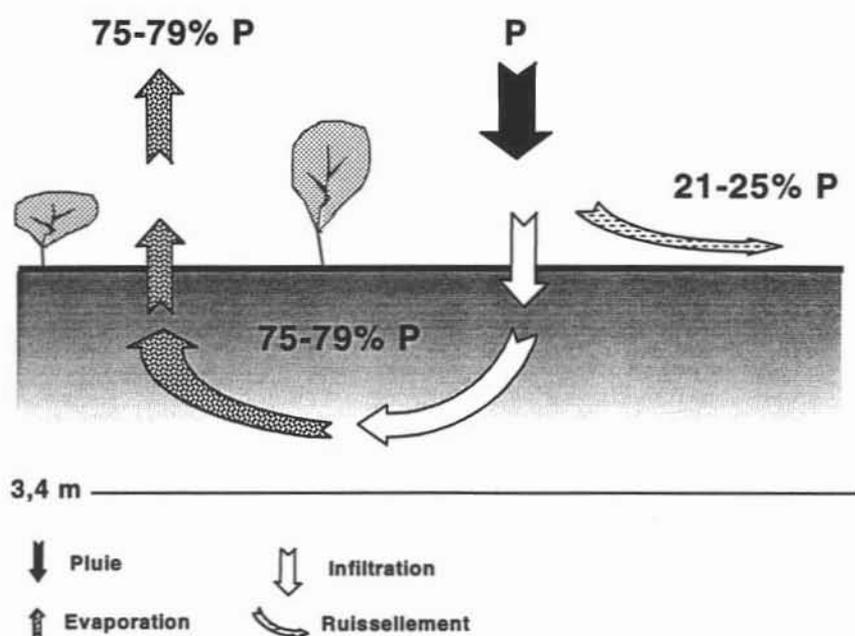


Figure 39. Bilan hydrologique saisonnier sur la parcelle de jachère.

La pluie potentielle de ruissellement explique 97 % de la variance observée dans la lame ruisselée sauf dans les conditions extrêmes d'humidité initiale, indiquant comme sur la parcelle précédente que **la forme de l'averse et l'humidité du sol** sont les facteurs explicatifs prépondérants du ruissellement, et donc de l'infiltration sur la parcelle.

La relative stabilité des états de surface au cours du temps, et l'encroûtement prononcé de la surface permettent de penser que les processus observés en 1992 et 1993 se reproduisent chaque année.

La parcelle, localisée en sommet de versant sableux, très encroûtée et avec peu de végétation est représentative des jachères anciennes dans des situations topographiques similaires. Les résultats que nous y avons obtenus ne sont sans doute pas transposables à d'autres jachères, sur pente plus faible, ou plus végétalisées. Sur ces dernières, l'infiltration est probablement plus importante. Une discussion plus étoffée concernant les caractéristiques de cette parcelle de jachère est proposée au paragraphe 3.4. de ce chapitre.

3.3. Parcelle sur champ de mil

La parcelle cultivée est également localisée sur le versant sableux, mais en rive gauche de la ravine "WAB" (Figure 11, chap 2, p. 45).

3.3.1. Sols

3.3.1.1. Etats de surface

Contrairement aux deux précédentes, la surface de la parcelle de mil est **remaniée plusieurs fois au cours de la saison par la mise en culture**. Traditionnellement, **deux sarclages** suivent le semis, à environ 30 jours d'intervalle (cf. chapitre 1, § 6.2, p. 35). En 1992, ce calendrier n'a pas été strictement respecté et les deux sarclages ont été rapprochés (Tableau 22). En 1993, la parcelle a été **entièrement sarclée avant le début de la saison** pour détruire les croûtes qui s'y étaient formées l'année précédente, et permettre de débiter les observations par un état initial contrôlé et connu. Pendant la saison des pluies, les deux sarclages ont été réalisés à plus d'un mois d'intervalle, à des dates voisines sur la parcelle et dans le reste du champ.

Tableau 22. Travail du sol sur la parcelle de mil

type de travail du sol	saison 1992	saison 1993
sarclage préparatoire	-	28 mai
semis	2 juillet	1 ^{er} juin
premier sarclage	28 juillet	7 juillet
second sarclage	7 août	20 août

Le travail du sol a pour conséquence l'arrêt de l'évolution des croûtes et l'uniformisation de la surface de la parcelle. Deux observations de la surface réalisées à des dates entre lesquelles le sol a été sarclé sont par conséquent **indépendantes** l'une de l'autre.

En 1992, on dispose de trois cartes, l'une avant le semis (19 juin) et les deux autres après le second sarclage (21 août et 21 décembre). Le 19 juin, la surface du sol est constituée essentiellement de sable **boulant**, c'est à dire non structuré (Figure 40). De fin août à fin décembre, après les sarclages, le taux de croûtes STR diminue au profit des croûtes RUIS et ERO.

Le carte levée le 21 août 1992 (figure 3, annexe 1) montre une zone centrale de la parcelle, en légère dépression occupée par des croûtes de type RUIS. Au sein de cette zone centrale dans laquelle s'est concentré le ruissellement, on observe quelques croûtes ERO. Les croûtes structurales persistent sur les bords et à l'amont. Sur la carte du 21 décembre, la proportion de croûtes RUIS et ERO est plus forte. Ce remaniement de la surface est dû au ruissellement provoqué par les pluies rapprochées survenues fin août 1992.

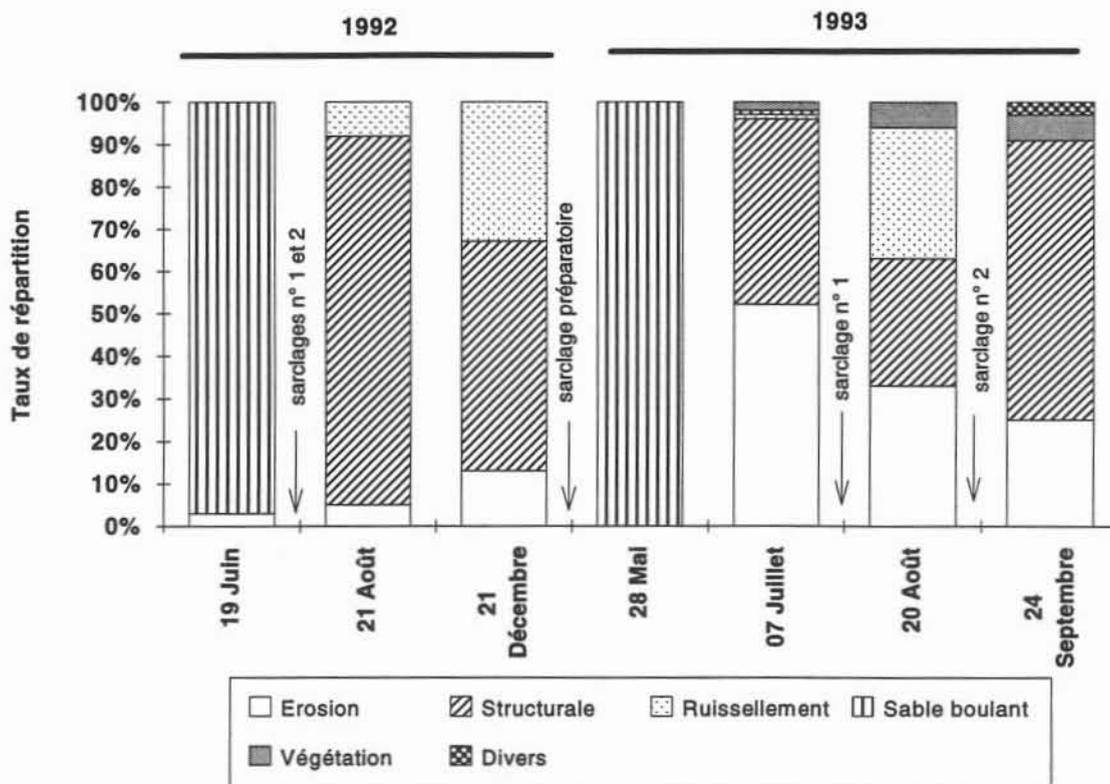


Figure 40. Composition de la surface de la parcelle de mil.

En 1993, on dispose d'un relevé après le sarclage préparatoire, de deux relevés avant chaque sarclage et d'un dernier à la fin de la saison. A partir d'une surface homogène de sable non structuré (28 mai), on observe la constitution de croûtes d'érosion et structurales (7 juillet).

La proportion de croûtes d'érosion plus élevée en 1993 est due à l'interprétation différente de la surface par l'observateur de 1992 et de 1993.

La Figure 40 montre que selon la succession des averses, et pour un même état initial, la surface évolue différemment, avec cependant une prédominance de croûtes structurales et de ruissellement. La classe "végétation" correspond aux points d'échantillonnage où l'on a observé des plantes adventices ou du mil, et la classe "divers" regroupe les observations marginales difficiles à classer (empreinte de sabot, de pas).

Contrairement aux deux autres parcelles, la parcelle de mil se caractérise par une **très grande variabilité** de sa surface au cours du temps. Il est nécessaire de tenir compte de ce facteur supplémentaire de variabilité dans l'étude du ruissellement.

3.3.1.2. Sol sous-jacent

Le sol sous-jacent est décrit comme un **sol ferrugineux tropical peu lessivé** (J.L. Rajot, com. pers. d'après la nomenclature de Gavaud, 1967), profond de 10 m en sommet de versant à 3 m environ en bas (Figure 10, chap 2, p. 43).

Le profil granulométrique déterminé sur le site de mil montre que le sol sous-jacent est de texture **sablo-argileuse**, comme sur la jachère (Figure 41). La teneur en argile inférieure à 5 % en surface augmente en profondeur, est maximale entre 30 et 50 cm (horizon B) et diminue ensuite.

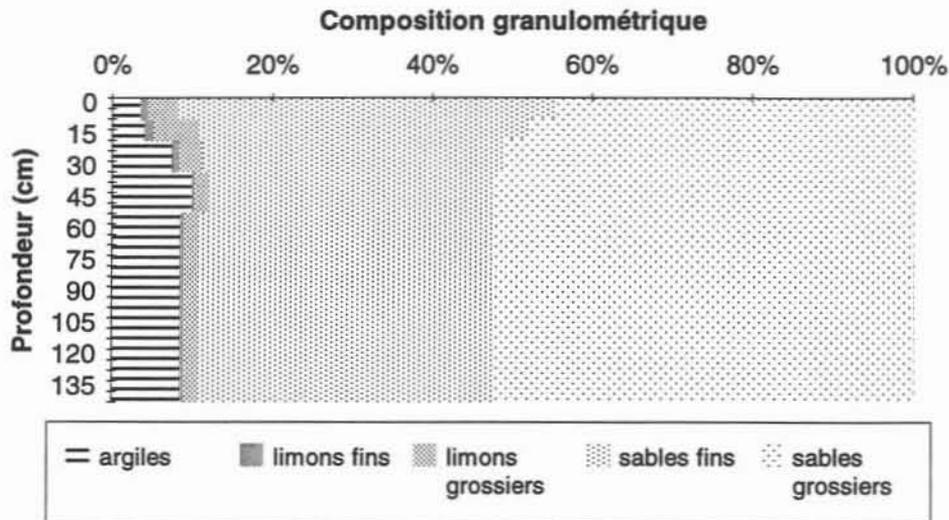


Figure 41. Site de mil. Profil granulométrique.

La teneur en matière organique est faible : 0,28 % en surface et 0,09 % à 140 cm de profondeur.

3.3.2. Infiltration

L'enveloppe minimale et l'enveloppe maximale des mesures de teneur en eau réalisées en 1992 et 1993 montrent (Figure 42) que l'infiltration est limitée à 2,5 m de profondeur sur le tube amont, mais dépasse 3,40 m (fond du tube) sur le tube aval. En 1993, l'eau infiltrée demeure dans les trois premiers mètres du sol.

Le profil mesuré le 29 août 1992 est proche des valeurs maximales en surface pour le tube amont, mais plus éloigné pour le tube aval. Le stock en eau maximal a été mesuré le **31 août 1992** sur le tube amont, et sur le tube aval après la pluie du **22 juillet 1993**, qui suit immédiatement le **second sarclage**.

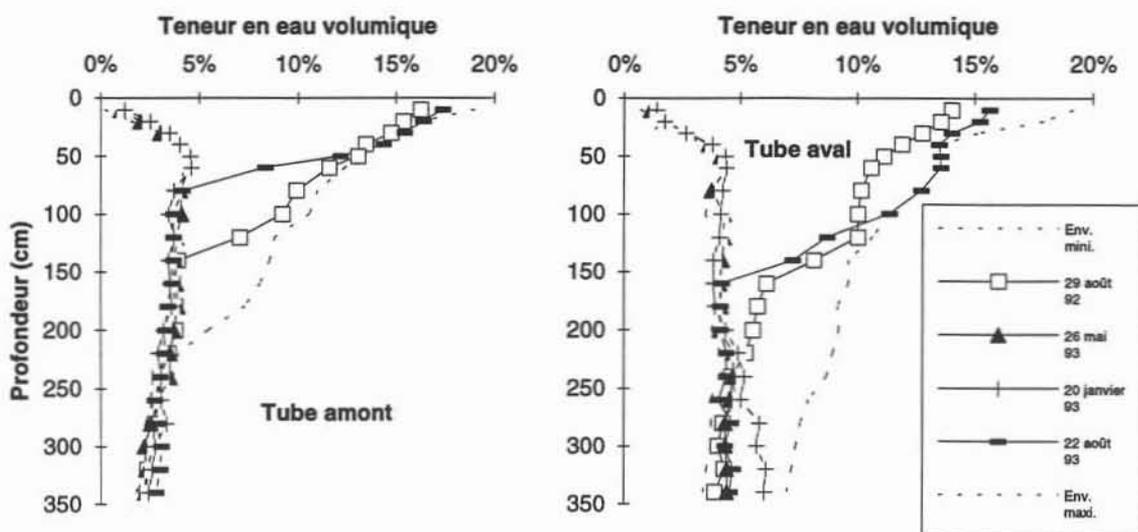


Figure 42. Enveloppe des profils d'humidité mesurés sur la parcelle de mil en 1992 et 1993, et quatre profils particuliers.

Sur le tube amont, la teneur en eau mesurée le 20 janvier et le 26 mai 1993 est comparable sur l'ensemble du profil et voisine des valeurs minimales mesurées : le sol est donc asséché dès le mois de janvier. Sur le tube aval par contre, l'assèchement est rapide en surface mais la teneur en eau du sol avoisine encore $0,07 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ entre 250 et 350 cm en janvier (Figure 42). **L'absence de profils de pression ne nous permet pas de connaître le sens des flux**, en particulier en saison sèche. La réduction de teneur en eau en profondeur peut être attribuée au drainage comme à l'évaporation. Une estimation des volumes infiltrés sous le fond du tube sera proposée au paragraphe 4 de ce chapitre.

La teneur en eau du sol mesurée sur le tube aval est **influencée par le sarclage**. Pour illustrer cela, la Figure 43 détaille les profils de teneur en eau mesurés avant et après l'averse de 41,5 mm du 22 août 1993. On note une très nette augmentation de la teneur en eau jusqu'à 140 cm. A titre de comparaison, les profils précédant et suivant la pluie de 39 mm du 12 septembre 1992 sont figurés sur le même graphique. Pour une lame précipitée comparable, l'infiltration est nettement plus faible. L'averse du 22 août 1993 a lieu deux jours après un sarclage, alors que celle du 12 septembre 1992 survient plus d'un mois après le dernier sarclage (7 août), sur une surface fortement encroûtée par les pluies fréquentes de la dernière semaine du mois d'août. Cette différence de comportement illustre nettement **l'effet bénéfique du sarclage sur l'infiltration**.

L'évolution du stock en eau dans le temps sur les deux tubes montre, sur la période considérée, que la lame infiltrée est systématiquement plus forte sur le tube aval (Figure 44). L'amont et l'aval de la parcelle ont par conséquent un comportement différent, **le sol étant systématiquement plus humide en aval de la parcelle**. Ce contraste se décèle alors que les

deux tubes sont implantés à une quinzaine de mètres l'un de l'autre seulement. Cet aspect sera discuté au paragraphe 3.3.4 (page 134).

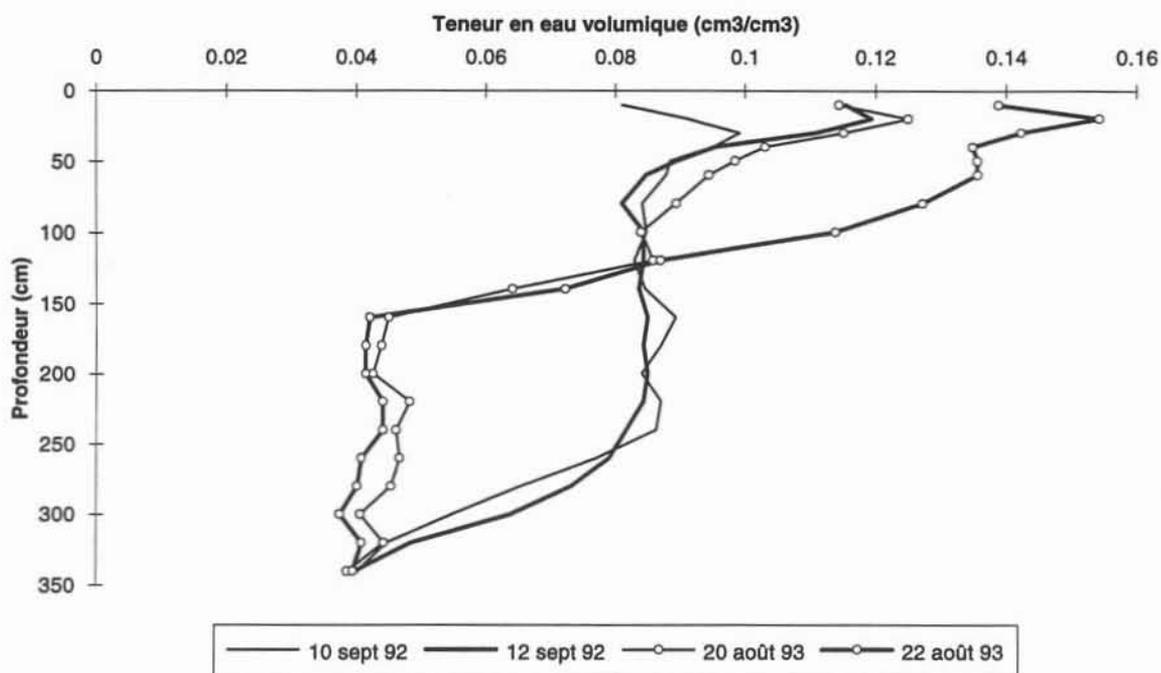


Figure 43. Effet du sarclage sur l'infiltration. Pluie de 39 mm avant la mesure du 12 septembre 1992 (sol encroûté), et pluie de 41,5 mm avant la mesure du 22 août 1993 (sarclage le 20 août).

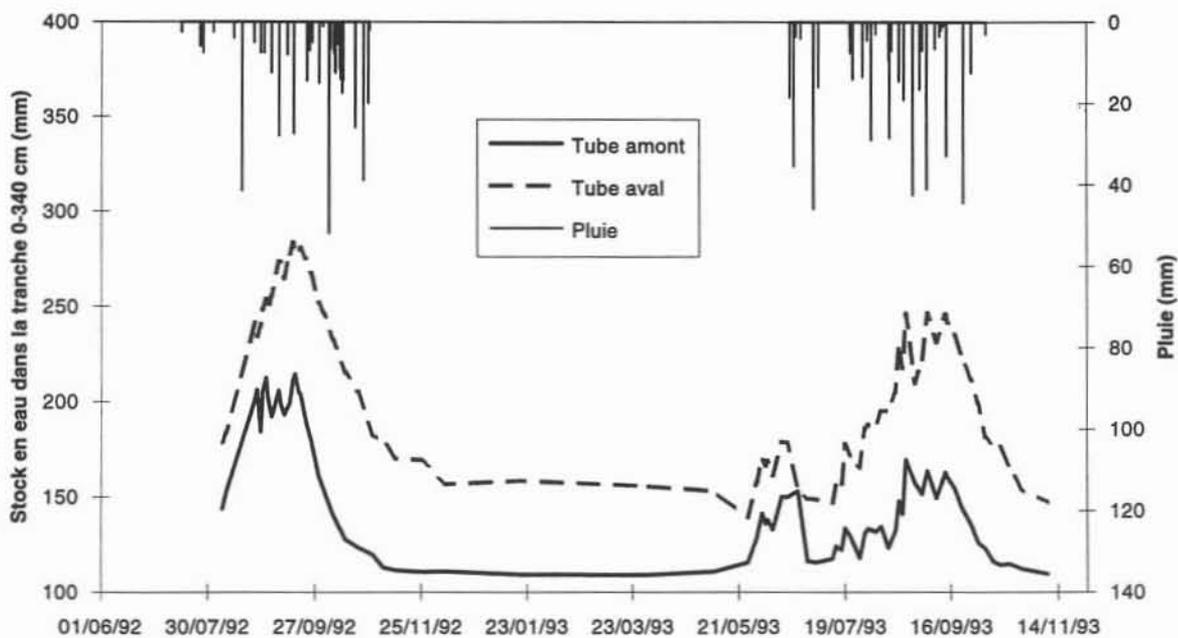


Figure 44. Parcelle de mil. Evolution du stock dans la tranche 0-340 cm au cours du temps.

Comme sur la jachère, le stock est sensible à la répartition des averses (pic en juin 1993) et décroît rapidement après la dernière pluie.

3.3.3. Ruissellement

Le tableau 5 de l'annexe 3 rassemble les crues observées sur cette parcelle. Comme pour la jachère, certaines pluies peuvent provoquer un ruissellement important (30 août 1992 ou 16 juin 1993) sur ce sol sableux, mais en moyenne, l'aptitude au ruissellement de la surface de mil est plus faible que celle des autres parcelles (Tableau 23).

Tableau 23. Caractéristiques de l'aptitude au ruissellement de la parcelle de mil, déterminées à partir de l'échantillon de crues observées en 1992 et 1993

	<i>Saison 1992</i>	<i>Saison 1993</i>
Coef. de ruissellement (Cr) maximal	55 % (30/08/92)	41 % (16/6/93)
Cr moyen	14 %	12 %
nombre de crues observées	16	18
Pluie limite de ruissellement	8 mm (cf. tab. 7, p. 83)	
Intensité limite de ruissellement	18 mm/h (cf. tab. 7, p. 83)	

Les valeurs de l'intensité limite et de la pluie limite sont comparables à celles de la parcelle de jachère, malgré le travail du sol. En 1992, la plus forte crue a été observée le 30 août, comme sur les autres parcelles. En 1993 par contre, elle a eu lieu le 16 juin, et non le 29 juillet, comme cela a été observé sur le sol nu de plateau et la jachère. Cette différence observée en 1993 est liée au travail du sol. Les sarclages, plus espacés dans le temps que l'année précédente (cf Tableau 22, page 126) ont été **plus efficaces vis à vis de l'infiltration**. L'encroûtement prononcé de la parcelle fin août 1992 explique qu'elle se comporte comme les parcelles non cultivées, contrairement à ce qui se produit l'année suivante.

L'étude des couples de valeurs (Lr, Pr) où Pr est la pluie potentielle de ruissellement calculé au seuil de 18 mm/h montre une corrélation très faible (moins de 10 %). Sur la parcelle de mil, **Pr ne suffit pas à expliquer le ruissellement** et il est nécessaire de prendre en compte la variabilité temporelle du ruissellement induite par le travail du sol.

Pour introduire la notion de temps, nous utilisons les **variables cumulées Lr_{cum} et Pr_{cum}** , définies à un instant donné par la somme cumulée du ruissellement et de la pluie potentielle de ruissellement sur tous les événements précédents. Ces variables reflètent à la fois la lame ruisselée et précipitée et la chronologie des événements.

Du fait de l'existence de lacunes dans les mesures de ruissellement en août 1992, le calcul des variables cumulées n'est pas possible. Nous limitons donc l'analyse aux données de la **saison 1993**. Un inconvénient qui en découle est que nous ne pourrions pas étudier l'effet de l'humidité initiale élevée du 29 août 1992 sur le ruissellement de la parcelle.

La Figure 45 présente, pour 1993 seulement, l'évolution du ruissellement cumulé en fonction de la pluie potentielle de ruissellement cumulée. On peut différencier cinq sections sur le graphe, dont deux de pente plus faible dont l'origine coïncide avec la **date des sarclages**. Celles-ci reflètent l'effet bénéfique du sarclage sur l'infiltration.

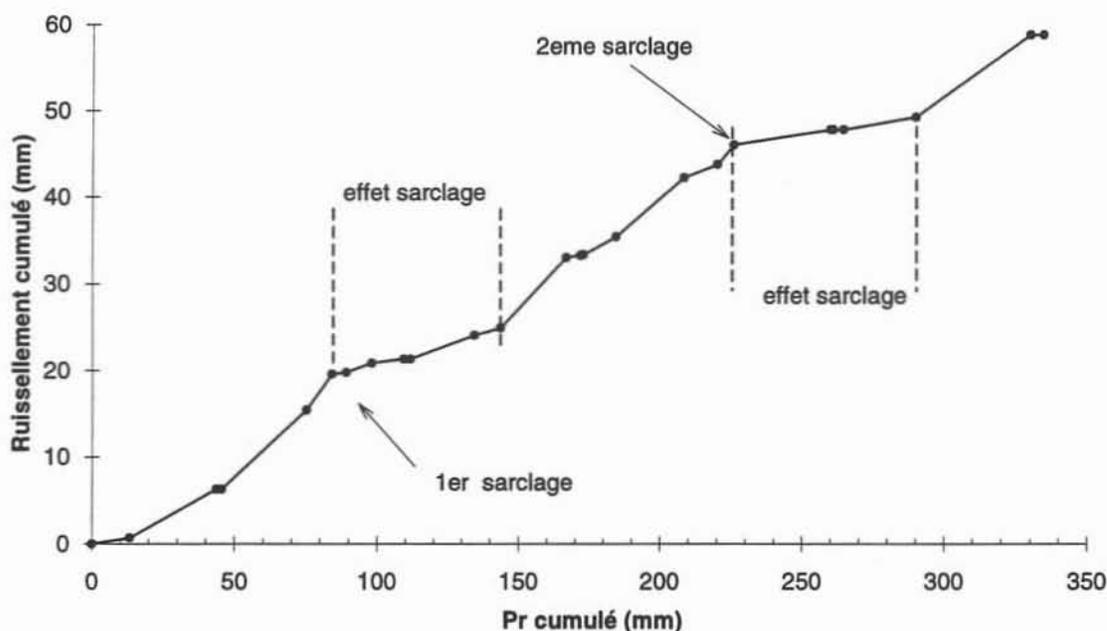


Figure 45. Relation $Lr_{cum}(Pr_{cum})$ sur la parcelle de mil. Année 1993.

Mais, sous l'effet des pluies successives, les croûtes se reconstituent et le ruissellement augmente, ce qui se traduit sur la Figure 45 par une augmentation de la pente de la courbe. La rémanence de l'effet sarclage exprimée en cumul pluviométrique est de 60 mm environ si l'on considère Pr (Figure 45), ce qui correspond à **80 mm de pluie brute précipitée**.

Afin de fournir une fonction de production simple semblable à celle définie sur les deux autres parcelles, le jeu de données est séparé en deux catégories selon que les crues correspondent à une surface de sol peu évolutive ou en cours d'évolution après un sarclage.

Pour chaque catégorie on calcule la régression linéaire entre les variables non cumulées Pr et Lr. Le coefficient de détermination est satisfaisant pour la première catégorie (Tableau 24), mais il est plus faible pour la seconde. Contrairement aux deux autres parcelles, **l'effet de**

l'humidité initiale sur le ruissellement n'a pas été mis en évidence. Le calcul d'une relation empirique liant la lame ruisselée à la pluie potentielle de ruissellement est satisfaisant quand la surface du sol évolue peu. En phase de reconstitution des croûtes, le coefficient de détermination obtenu est faible (53 %). Deux raisons principales peuvent être avancées : des crues survenues à différents stades de la reconstitution des croûtes ont été regroupées dans un seul échantillon, sans tenir compte du degré d'évolution de la surface. Une part de la variabilité n'est pas pris en compte. Il faut également noter que pour cet échantillon, le déterminisme de l'encroûtement dans l'infiltration et le ruissellement étant réduit, l'humidité initiale du sol peut introduire de la variabilité. La taille réduite de l'échantillon ne nous permet pas de tirer des conclusions plus avancées.

Tableau 24. Régressions linéaires $L_r(Pr)$ pour la parcelle de mil selon le degré d'évolution de la surface du sol

	Equation	r^2	taille de l'échantillon	écart type résiduel
surface peu évolutive	$L_r = 0,26 Pr - 0,4$	0,81	16	1,61
surface en cours d'évolution	$L_r = 0,06 Pr - 0,2$	0,53	7	0,64

De même que pour les deux autres parcelles, il est intéressant de pouvoir reconstituer les lames ruisselées non mesurées, en particulier pour l'établissement du bilan hydrologique. Mais la variabilité temporelle des états de surface et du ruissellement incite à être prudent dans la transposition à d'autres années des relations établies en 1993. Compte tenu du fait que les lacunes dans le jeu de données de 1992 (3 crues) correspondent à des averses survenues en août sur un sol très encroûté, on considère que la relation établie en 1993 pour le même état de surface donnera une approximation satisfaisante de la lame ruisselée pour ces trois événements. Les volumes écoulés reconstitués sont présentés dans le Tableau 5 (annexe 3).

La première des fonctions de production, relative à une surface encroûtée, est utilisée pour reconstituer la série de lames ruisselées en 1992, et permet le calcul du coefficient d'écoulement. Les valeurs de K_e pour les deux saisons sont rassemblées dans le Tableau 25.

Tableau 25. Parcelle de mil. Coefficient d'écoulement calculé sur les volumes de crue observés et reconstitués

	Saison 1992	Saison 1993
Coef. d'écoulement (K_e)	11 %	13 %

3.3.4. Discussion

Deux résultats principaux ont été obtenus sur cette parcelle : l'effet bénéfique du sarclage sur l'infiltration d'une part et le comportement contrasté de l'amont et de l'aval de la parcelle vis à vis de l'infiltration. Ces deux aspects sont discutés successivement.

L'augmentation de l'infiltrabilité du sol consécutive au sarclage est un fait bien connu. C'est l'un des objectifs du travail du sol en zone sahélienne, le second visant à détruire les adventices qui viennent en compétition avec les cultures vis-à-vis de l'eau. Mais le bénéfice du sarclage est temporaire, et les croûtes se reconstituent, comme le montre la Figure 45 (page 132). La rémanence du sarclage, estimée ici à 80 mm, est à rapprocher de celle déterminée au Burkina Faso par Lamachère (1991), qui montre qu'à partir d'un cumul pluviométrique de 100 mm, la capacité d'infiltration du sol est fortement diminuée, et qu'au-delà de 200 mm, l'effet du sarclage est totalement estompé. Cependant, ces chiffres font référence à un champ de mil cultivé en contre-buttes² qui présente un micro-relief marqué, susceptible de ralentir l'encroûtement généralisé de la surface. Sur notre parcelle de ruissellement, le relief est beaucoup moins marqué, et l'encroûtement est plus précoce. La valeur déterminée dans cette étude est compatible avec les observations de Roose et Piot (1984) qui estiment que l'effet du sarclage s'estompe après 60 à 160 mm de pluie.

Le calcul du stock hydrique a mis en évidence une **plus grande disponibilité d'eau en aval de la parcelle**. Le tube amont est implanté à 1 m environ de la bordure amont de la parcelle, et le tube aval 15 m plus en aval. Deux causes permettent d'expliquer cette différence observée dans la disponibilité d'eau dans le sol : une variation de la **capacité d'infiltration** du sol ou des **conditions d'alimentation** en eau différentes au voisinage des deux tubes.

La lame ruisselée mesurée en un point quelconque de la parcelle est générée par la pluie qui parvient directement au point considéré, augmentée de l'écoulement provenant de la partie de la parcelle en amont de ce point. Selon ce principe, et quel que soit le mode de propagation de l'eau à la surface du sol (en nappe ou en chenaux anastomosés), la lame ruisselée est plus importante à l'aval de la parcelle qu'à l'amont, puisque la surface drainée y est plus grande : il y a cumul du ruissellement avec la longueur de pente. L'accroissement de l'écoulement vers l'aval a été mis en évidence expérimentalement (Chevallier et Planchon, 1993) ou par des développements théoriques, dans le cas de ruissellement en nappe généralisée (Morel-Seytoux, 1988 ; Bader, 1994).

² La culture en contre-butte consiste à former dans le champ de petites buttes de 20 à 40 cm de hauteur. Le mil est semé entre les buttes et bénéficie de l'impluvium constitué par les parois des monticules.

A l'échelle de la parcelle, le sol sous-jacent peut être considéré comme homogène, en première approche, et la capacité d'infiltration du sol est alors essentiellement dépendante des conditions de la surface du sol, c'est à dire de **l'état d'encroûtement**.

Le sarclage est pratiqué sur l'ensemble de la parcelle, et l'amélioration consécutive de l'infiltrabilité du sol concerne toute la surface. L'aval de la parcelle collectant le ruissellement de l'amont, est plus susceptible de subir l'action déflatrice du ruissellement que le haut de la parcelle. Par conséquent, en compte tenu des mécanismes de formation des croûtes détaillés au chapitre 2 (§ 3.1.1., p. 53), l'aval de la parcelle est susceptible de **s'encroûter** plus vite que l'amont. C'est ce qu'on observe en effet sur les deux cartes relevées le 21 août et le 12 décembre 1992. Cette évolution de la surface tend donc à limiter l'infiltration en aval, ce qui est en contradiction avec l'évolution du stock sur la parcelle. Le contraste de capacité d'infiltration ne permet donc pas d'expliquer la disponibilité en eau du sol.

Une autre conséquence de l'accroissement de l'écoulement vers l'aval de la parcelle est que l'eau disponible pour l'infiltration augmente vers l'aval. Une capacité d'infiltration significative (par rapport aux parcelles non cultivées) étant maintenue par les sarclages, il en résulte que le stock en eau du sol est plus élevé en aval. La position dans la parcelle, c'est à dire **taille de l'impluvium**, semble être déterminante dans l'infiltration sur la parcelle cultivée.

Remarquons que la surface drainée en amont de chaque tube est toujours inférieure à la surface de la parcelle. Par conséquent, l'écoulement observé à l'exutoire de la parcelle est représentatif non pas d'un processus ponctuel mais plutôt du comportement d'une portion de versant de 20 m de longueur.

3.3.5. Bilan hydrologique saisonnier

Le bilan hydrologique sur la parcelle de mil pour la saison 1993 est simple. Le système auquel on s'intéresse est la tranche de sol de 3,4 m d'épaisseur limitée par les contours de la parcelle.

La pluie constitue l'entrée du système. En 1992, l'infiltration dépasse la profondeur maximale de mesure de l'humidité après la dernière pluie de la saison sur le tube aval mais reste au-dessus sur le tube amont, de même que l'année suivante sur les deux tubes. La quantité d'eau dans le sol à la fin de la saison est donc connue. On ne sait pas, par contre, ce qu'il advient en saison sèche de l'eau infiltrée. On considère ici, pour simplifier, que la totalité de l'eau infiltrée sous la cote 3,4 m en 1992 s'évapore en saison sèche. Une estimation plus détaillée sera proposée au paragraphe 4 de ce chapitre.

La Figure 46 schématise les termes du bilan hydrologique calculés dans ces conditions. L'évapotranspiration, équivalente à la lame infiltrée, représente 87 à 89 % de la pluie annuelle.

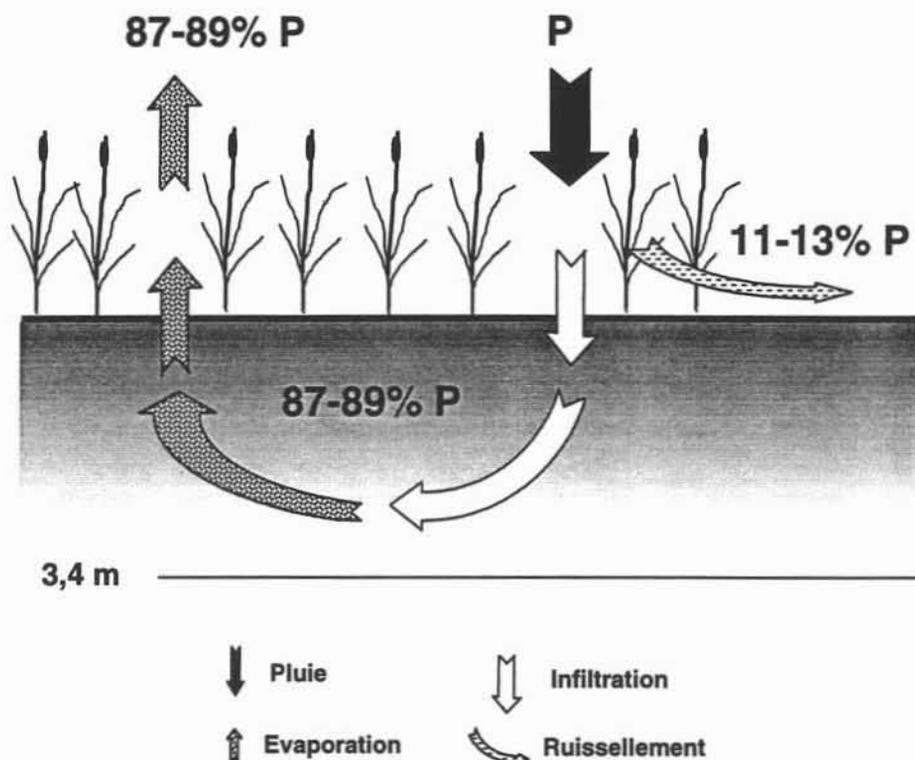


Figure 46. Bilan hydrologique saisonnier, parcelle de mil.

3.3.6. Conclusion

Contrairement aux deux autres, le sol de la parcelle de mil est sarclé deux fois en saison des pluies, ce qui induit une forte **variabilité temporelle** de l'état de la surface, et corrélativement de l'infiltration et du ruissellement. En détruisant les croûtes, le sarclage favorise l'infiltration, mais sous l'effet des pluies successives, l'encroûtement du sol se reconstitue et l'infiltration a tendance à se réduire. L'effet du sarclage est observé jusqu'à un cumul pluviométrique de 80 mm après le travail du sol.

L'analyse du stock hydrique a permis de mettre en évidence **un stockage d'eau plus important en aval** de la parcelle qu'en amont. L'accroissement de l'écoulement de surface vers l'aval de la parcelle induit une augmentation de l'apport en eau et corrélativement un accroissement de l'infiltration. La longueur de versant en amont d'un point donné semble par conséquent jouer un rôle dans le stock en eau du sol. Remarquons que ce phénomène n'est pas observé sur la parcelle de jachère. Ce point sera discuté au paragraphe suivant.

L'utilisation de la **pluie potentielle de ruissellement** montre que sur cette parcelle les deux facteurs principaux qui expliquent le ruissellement sont la forme de l'averse et l'état de surface du sol. L'effet de l'humidité initiale n'a pas été démontré.

La lame infiltrée en saison des pluies représente 87 à 89 % de la pluie annuelle, et le ruissellement 11 à 13 %. A partir des deux années d'observation, on peut considérer que la totalité de la lame infiltrée s'évapore en saison sèche. Au pas de temps annuel, l'évapotranspiration est le terme prépondérant du bilan.

La forte variabilité temporelle de l'infiltration et du ruissellement incite à être prudent quant à la transposition des résultats numériques à d'autres sites. La parcelle sera étudiée dans le contexte de l'ensemble du champ de mil au paragraphe 4, et l'on montrera dans quelle mesure le bilan hydrologique déterminé ici peut être considéré comme quantitativement représentatif des zones cultivées.

3.4. Intercomparaison des résultats

Les paragraphes précédents ont permis de présenter en détail les résultats et le fonctionnement de chaque parcelle. Nous proposons maintenant de comparer les trois parcelles entre elles afin de relever leurs points communs et marquer leurs différences.

3.4.1. Aptitude au ruissellement

Le coefficient de ruissellement moyen et le coefficient d'écoulement calculé sur chaque parcelle montrent qu'au pas de temps de la saison les volumes ruisselés sont les plus élevés sur le sol nu de plateau et les plus faibles sur le mil. Ce classement de l'aptitude au ruissellement des parcelles est cohérent avec les valeurs de conductivité hydraulique mesurées sur les croûtes représentatives de la surface de chaque parcelle et avec l'intensité limite de ruissellement déterminée sur le même type de surface par simulation de pluie (Tableau 11, page 95). Les croûtes de décantation sont moins perméables que les croûtes structurales de plateau, à leur tour moins perméables que les croûtes d'érosion sur sol sableux et que la surface du champ de mil. Corrélativement, l'infiltration est plus limitée sur le sol nu de plateau et la jachère, que sur la parcelle de mil.

Dans les relations linéaires empiriques $L_r(Pr)$ déterminées sur chaque parcelle, le coefficient de la pluie potentielle de ruissellement Pr représente la fraction de cette pluie qui ruisselle. Sur le sol nu de plateau, la jachère et le mil (surface encroûtée), ce coefficient vaut respectivement 77%, 38 % et 26 %. Le classement de l'aptitude au ruissellement des trois

parcelles qu'il traduit est le même que celui déduit des coefficients d'écoulement ou de la conductivité hydraulique des horizons de surface.

3.4.2. Intérêt de la pluie potentielle de ruissellement

La possibilité de **comparer** des sites différents est l'un des intérêts attachés à l'utilisation de la pluie potentielle de ruissellement. Rappelons que Pr n'est pas un estimateur de la pluie nette, (fraction de l'averse qui ruisselle), mais représente la partie de l'averse sous laquelle sur le site, on aurait observé du ruissellement. La pluie nette, par définition, ruisselle en totalité, alors qu'une partie de Pr s'infiltré et le reste, évalué par le coefficient de Pr dans les équations de régression, constitue le ruissellement. Tout l'intérêt de Pr réside dans cette distinction. En effet, on aurait pu calculer les régressions linéaires entre la lame ruisselée et un estimateur de la pluie nette (CAM, par exemple, cf chapitre 2, § 3.2.4.1, p. 82). Dans ce cas, pour tous les sites, le coefficient de Pr aurait été voisin de 1 (dans la mesure où la pluie nette utilisée est pertinente).

Un autre intérêt de Pr est la possibilité de définir une **fonction de production simple**. Sur une quarantaine d'averses, les relations $Lr(Pr)$ se sont révélées inadaptées à la prédiction du ruissellement dans deux cas seulement (30 août 1992 et 30 mai 1993). Elles constituent par conséquent un modèle simple d'estimation de la lame ruisselée à la parcelle pour la plupart des cas. Trois paramètres sont nécessaires : la valeur du seuil d'intensité utilisée pour calculer Pr , le coefficient de Pr et le terme constant. Par leur simplicité, ces modèles pourraient être utilisés dans des modèles hydrologiques plus complexes pour fournir une estimation de la lame ruisselée au pas temps de l'événement. Ces relations seront utilisées au chapitre 4 dans un modèle hydrologique de type global pour estimer la production de ruissellement des petits bassins versants A, B et C.

Notons cependant que l'utilisation de Pr n'est réellement intéressante que lorsque le ruissellement est de type hortonien, comme c'est le cas au Sahel dans la plupart des cas. La méthode de calcul de Pr découle directement du processus de "ruissellement par refus à l'infiltration" qui se produit lorsque l'intensité de la pluie dépasse l'infiltrabilité du sol, représentée ici par le seuil d'intensité.

3.4.3. Comparaison des parcelles de mil et de jachère

Les parcelles de mil et de jachère, localisées sur le même matériau sableux sous-jacent, présentent un comportement hydrologique pourtant différent. Nous en exposons ici quelques raisons.

Nous avons montré que sur la parcelle de mil, le **stock en eau** est systématiquement plus élevé en aval de la parcelle, mais on ne retrouve pas ce résultat sur la parcelle de jachère. Sur les

deux parcelles, il y a cumul du ruissellement avec la longueur de pente, et l'épaisseur de la lame d'eau à la surface du sol est plus importante à l'aval. Installées sur un substrat semblable, dans des conditions de pente comparables et de même taille, les deux parcelles ne diffèrent que par leur état de surface. Par conséquent, l'origine de la différence de comportement est à rechercher dans l'évolution contrastée des **croûtes**.

Sur la parcelle de jachère, l'encroûtement est permanent et les croûtes évoluent peu au cours du temps : l'infiltration est limitée sur l'ensemble de la parcelle. Sur la parcelle de mil, les croûtes sont détruites par le sarclage ce qui induit une capacité d'infiltration plus forte. Compte tenu de l'épaisseur d'eau sur le sol pendant les averses, il en résulte que l'infiltration est accrue en aval.

Outre la variabilité spatiale du stock, les résultats obtenus sur les deux sites montrent qu'au pas de temps annuel, la parcelle de jachère ruisselle **deux fois plus** que la parcelle de mil. Cela est en **contradiction** avec ce qui est habituellement observé. En effet, la **mise en jachère** a habituellement pour objet de permettre la **restauration des propriétés physiques, biologiques et chimiques des sols**. De nombreuses études montrent que le repos cultural du sol accroît la stabilité structurale et la teneur en matière organique (par exemple Valentin et *al.*, 1990 ; Feller et *al.*, 1991). La capacité d'infiltration est également améliorée par la mise en jachère. Le développement naturel de la **végétation** favorise le piégeage de sédiments transportés par le vent ou l'eau de ruissellement qui, en s'accumulant, constituent un substrat qui permet le développement de la végétation l'année suivante. La végétation annuelle joue à ce titre un rôle important. Roose et Piot (1984) mentionnent le fait que l'effet de la végétation sur le ruissellement et l'érosion est plus efficace quand les fanes de végétaux sont couchées sur le sol que quand elles sont verticales. En limitant le ruissellement et l'érosion, les résidus de végétaux au sol limitent la formation des croûtes et agissent de manière positive sur la préservation du substrat, ce qui favorise la colonisation végétale la saison suivante.

La **nécromasse végétale** au sol favorise par ailleurs **l'activité des termites** qui, par leurs galeries, perforent les croûtes et améliorent l'infiltration d'eau, à son tour favorable au développement de la végétation. Les termites participent également de manière primordiale à la régénération du contenu du sol en matière organique (Feller et *al.*, 1991).

Ces processus, par leur combinaison et leurs interactions, contribuent à la restauration des sols en jachère. Sur les parcelles **mises en culture mais non sarclées**, on observe par contre une **augmentation du ruissellement** lié à la formation de croûtes (Valentin et *al.*, 1990 ; Mitja et Valentin, 1990).

La jachère sur laquelle est située la parcelle est probablement ancienne (âge estimé à 15 ans), mais les processus de restauration, en particulier l'amélioration de l'infiltration, n'y sont

pas observés. Les conditions particulières attachées aux sites de jachère et de mil étudiés ici permettent d'expliquer leur comportement contraire à celui qu'on attendrait :

- sur la parcelle de mil, le sarclage, réalisé deux fois chaque année, permet de détruire les croûtes, et la mise en culture, dans le contexte de notre étude, favorise l'infiltration.
- La Figure 47 montre l'évolution de la **teneur en argile + limons fins** des profils granulométriques déterminés à proximité de chaque parcelle (Figure 35, page 119 et Figure 41, page 128). Il apparaît que la teneur en éléments fins est nettement supérieure dans les 30 premiers cm du sol de la jachère.

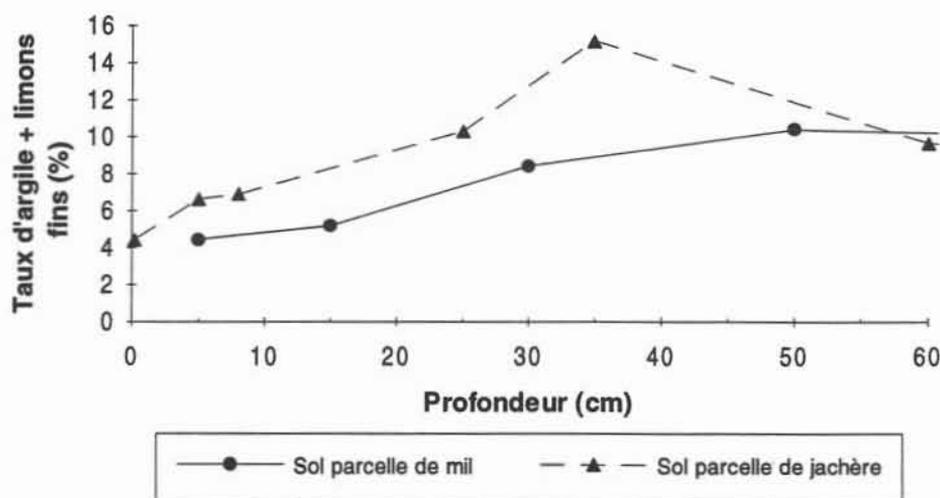


Figure 47. Evolution de taux d'argiles + limons fins en fonction de la profondeur.

Or, il a été montré (Ambouta, 1994 ; Valentin, 1981) que l'encroûtement est favorisé par une teneur élevée du sol en éléments fins (argiles + limons fins). La surface de la jachère a donc une **tendance plus prononcée à l'encroûtement** que la parcelle de mil.

Corrélativement, le ruissellement important dû à l'encroûtement est susceptible de contrarier l'accumulation des sédiments, emportés vers l'aval, et limiter le développement de la végétation, avec les conséquences que nous avons exposées ci-dessus.

- Sur la jachère, la **permanence de l'encroûtement**, et le faible développement de la végétation, lié au **pâturage** de la parcelle (boeufs, chèvres) limitent la restauration des propriétés du sol. Le prélèvement de fourrage par le bétail réduit la quantité de végétation disponible pour le piégeage de sédiments et l'activité des termites. En comparant le ruissellement et l'érosion observés sur une parcelle mis en défens et sur une parcelle non protégée (feux, pâturage), Piot et Millogo (1980) montrent l'effet spectaculaire du développement de la végétation sur les processus hydrologiques : le coefficient d'écoulement

passé de 18 % à 6 % après la mise en défens. Sur notre parcelle, le ruissellement important lié au fort encroûtement amplifie le déséquilibre, et la jachère étudiée ne remplit pas son rôle.

La parcelle de jachère n'est, par conséquent, pas représentative de **toutes** les jachères, en ce sens qu'elle ruisselle probablement plus que les sites sur lesquels le couvert végétal est plus développé, la pente plus faible et l'encroûtement moins prononcé.

3.5. Conclusion

Les résultats des observations permettent de comprendre le fonctionnement hydrologique des sites étudiés. Le **sol nu de plateau** est caractérisé par une distribution de croûtes stables dans le temps qui limite l'infiltration et induit une forte aptitude au ruissellement. Au pas de temps annuel, le ruissellement y représente plus de la moitié de la pluie. Transféré en aval, il fournit à la **bande de végétation** un apport total estimé à **trois fois** la lame précipitée. Sous la végétation, la capacité d'infiltration est très supérieure à celle du sol nu et le stock en eau du sol en fin de saison est estimé à 75 % de l'apport total (plus du double de la pluie). L'eau peut atteindre une profondeur évaluée à 10 à 15 m sous la surface, mais nous n'avons pas pu estimer son devenir ultérieur (fraction drainant en profondeur ou reprise par évaporation en saison sèche).

Sur la parcelle de **jachère**, la présence de croûtes d'érosion limite l'infiltration, et le ruissellement représente 21 à 25 % de la pluie annuelle, soit le double de ce qui est observé sur la parcelle de mil. **Les bilans hydrologiques** saisonniers ont montré que sur la parcelle de jachère, et en première approche sur la parcelle de mil, il n'y a pas d'infiltration au-delà de 3,4 m ni de stockage d'eau dans le sol d'une saison à l'autre. L'évapotranspiration est estimée respectivement à environ 80 % et 90 % de la pluie annuelle sur chacune des parcelles.

Sur la **parcelle de mil**, l'effet bénéfique bien connu du sarclage sur la destruction des croûtes et l'augmentation de l'infiltration a été observé. Par ailleurs, l'analyse du stock hydrique a montré que la disponibilité en eau du sol augmente vers l'aval, avec l'accroissement de l'impluvium. Le cumul du ruissellement, et l'infiltration accrue associée en aval en est une explication plausible.

La comparaison du fonctionnement des deux parcelles montre un comportement **contraire** à celui que l'on attend. Plus apte au ruissellement que la surface cultivée, la jachère étudiée ici, tout au moins au sein de la parcelle, ne semble pas bénéficier de la **restauration des propriétés** du sol généralement associée au repos cultural.

Par ailleurs, l'utilisation de la **pluie potentielle de ruissellement** Pr permet de déterminer pour les trois parcelles une fonction simple de production du ruissellement, valable dans des conditions initiales d'humidité que l'on a définies précisément. Ces conditions sont représentées par une gamme de teneur en eau hors de laquelle le ruissellement est sous-évalué ou surévalué par les relations $Lr(Pr)$ si le sol est initialement très humide ou très sec. Nous avons montré que sur les parcelles non cultivées et compte tenu de la stabilité temporelle des états de surface, la forme des averses et exceptionnellement l'humidité initiale permettent d'expliquer le ruissellement. Sur la parcelle de mil, les deux facteurs explicatifs sont la forme de l'averse et le stade d'évolution de la surface du sol. L'effet de la teneur en eau initiale n'y a pas été démontré.

Les études présentées ici à l'échelle des parcelles permettent de comprendre le fonctionnement hydrologique de trois des principales unités géomorphologiques rencontrées sur les bassins versants. Elles compléteront utilement l'analyse des résultats obtenus à l'échelle des bassins versants.

4. Résultats acquis à l'échelle de la toposéquence

Dans ce paragraphe, nous présentons les résultats expérimentaux obtenus sur la toposéquence limitée à l'amont par le plateau et à l'aval par la zone d'épandage et l'ourlet (Figure 11, chap. 2, p. 45).

Trois entités vont être étudiées sur cette toposéquence : les deux ravines et les bassins versants qui les alimentent, le champ de mil, non inclus dans les bassins, équipé d'un transect de 8 tubes d'accès pour humidimètres neutroniques, et l'ourlet et la zone d'épandage, équipés de quatre tubes.

On ne dispose pas à cette échelle de données relatives à tous les processus hydrologiques sur chacune des entités. L'infiltration a été observée essentiellement sur le champ de mil et dans l'ourlet et le ruissellement a été mesuré dans les ravines, aux stations de jaugeage. Pour chaque entité, la description des processus n'est donc pas aussi exhaustive que celle présentée à l'échelle des parcelles. Le bilan hydrologique au pas de temps de la saison des pluies permettra de synthétiser les observations disponibles.

4.1. Bassins versants

4.1.1. Sols

4.1.1.1. Etats de surface

L'analyse des résultats à l'échelle des parcelles a confirmé que les processus hydrologiques qui s'y observent sont liés au type de croûte et à l'état de la surface, ainsi qu'à la nature du sol sous-jacent. A l'échelle de la toposéquence, les processus hydrologiques sont étudiés de manière plus **extensive**. Le propos est donc ici de déterminer des zones à état de surface homogène qui, compte tenu des observations précédentes, donneront des indications quant au type de fonctionnement hydrologique qui y ont lieu.

Par conséquent, l'étude de la surface du sol n'est pas réalisée avec le même degré de détail que sur les parcelles ; elle consiste à faire un inventaire aussi exhaustif que possible des états de surface sur les bassins versants. **La variabilité temporelle** de la surface (croûtes, micro-relief, végétation) **n'a pas été étudiée** à cette échelle, et une seule carte est disponible.

La zone cartographiée correspond à l'emprise des deux plus grands bassins, définis par la station C au Nord et D au Sud (Figure 11, p. 45). On y différencie six états de surface :

- **Sol nu de plateau** : surfaces de sol nu, représentées par la parcelle de sol nu de plateau . Sol sablo-argileux avec croûtes d'érosion et gravillonnaires.
- **Végétation de brousse tigrée** : zones de plateau colonisées par une végétation dense. Pas de croûtes, mais activité faunique intense (termites).
- **Talus de plateau** : bordure du plateau ; zone de forte pente (5 à 20 %), qui raccorde le plateau au versant sableux. La surface est composée de blocs de démantèlement de cuirasse organisés en croûtes gravillonnaires quand le matériau est plus fin.
- **Piedmont dégradé** : zones en position de piedmont dans la continuité du talus de plateau, très encroûtées (ERO). La végétation y est rare et l'horizon B est souvent affleurant.
- **Champ de mil** : surface cultivée, composée de croûtes structurales (ST3), de ruissellement et d'érosion. La parcelle de ruissellement sur mil est représentative de cette unité.
- **Jachère dégradée** : zone en jachère, colonisée par de la végétation herbacée et quelques ligneux (*Guiera senegalensis*, quelques *Combretum*), et composée de croûtes d'érosion

(souvent associées à des végétaux cryptogammes) et de croûtes structurales. Cet état de surface est représenté par la parcelle de jachère.

La répartition des états de surface sur les bassins est précisée dans le Tableau 26, et cartographiée sur la figure 4 (annexe 1). La méthode de cartographie est détaillée au chapitre 2 (§ 3.2.1.2., p. 70)

Notons que les états de surface représentés par les trois parcelles de ruissellement couvrent moins de la moitié de la surface totale des bassins versants. Cependant, les deux parcelles supplémentaires (chap. 2, § 2.2.1, p. 46) installées sur le talus de plateau et le piedmont dégradé et suivies en 1994 par M. Esteves (Esteves, 1995) permettent de compléter le jeu de données. Les résultats obtenus sur ces deux parcelles ne sont pas présentés ici en détail, mais seront partiellement utilisés au chapitre 4 pour modéliser le fonctionnement hydrologique des bassins versants.

Tableau 26. Répartition des états de surface en pourcentage de la superficie de chaque bassin. (D'après Rajot et Esteves, 1994)

	Ravine Nord			Ravine Sud	
	Bassin A	Bassin B	Bassin C	Bassin D	Bassin E
Superficie (ha)	4,68	8,12	9,95	12,60	2,56
Sol nu de plateau	27,6 %	16,5 %	13,5 %	43,6 %	53,3 %
Végétation de brousse tigrée	10,1 %	5,8 %	4,7 %	10,0 %	17,0 %
Talus de plateau	28,1 %	20,9 %	17,1 %	2,5 %	12,5 %
Piedmont dégradé	31,6 %	32,8 %	28,1 %	28,3 %	17,3 %
Jachère dégradée	2,6 %	23,9 %	36,6 %	7,5 %	-
Champ de mil	-	-	-	8,1 %	-

4.1.1.2. Sol sous-jacent

4.1.1.2.1. Versants des bassins

Sur les versants des bassins, le sol sous-jacent au plateau, à la jachère ou au champ de mil a été décrit au paragraphe 3, pour la parcelle correspondante. Sous les unités de type piedmont dégradé, le sol est semblable à celui que l'on observe sur l'ensemble de la jupe sableuse, décrit sous les parcelles de jachère et mil. Le talus de plateau est un assemblage de blocs de

démantèlement de cuirasse ferrugineuse, surmontant les sédiments du Continental Terminal (Figure 10, chap. 2, p. 43). Sa structure rend ce type de surface apte à l'infiltration.

4.1.1.2.2. Ravines

Les ravines constituent des incisions dans le matériau sableux d'origine éolienne en place sur le versant adossé au plateau et figuré sur la coupe transversale de la toposéquence (Figure 10). Le sol est similaire à celui décrit sous les parcelles de jachère et de mil.

Les crues charrient des sédiments sableux dans le chenal dont une partie se dépose sur le matériau sous-jacent et occupe le fond du lit. A partir d'un profil en long de l'épaisseur de sédiments, Esteves (1995) distingue trois situations :

- le matériau sous-jacent est affleurant (pas de sédiments),
- l'épaisseur de sédiments sableux est inférieure à 20 cm,
- l'épaisseur de sable est supérieure à 20 cm.

Selon Esteves (com. pers.), le volume de sable occupé par les sédiments est estimé à 180 et 460 m³, respectivement pour la ravine WAB au nord et la ravine HYDRO au sud (Figure 11).

Comme c'est systématiquement le cas dans la région, les ravines sont bordées d'arbustes (*Combretum*) parfois denses, ou d'arbres de plus grande taille. Ainsi, les ravines se repèrent sur photographies aériennes grâce aux arbres et arbustes qui les bordent, plutôt que par le tracé du lit proprement dit.

La couche de sédiments peut constituer un réservoir qui absorbe une partie de l'eau coulant dans le chenal et la texture sableuse du sous-sol est susceptible de favoriser l'infiltration au travers du fond de la ravine et permettre de ce fait à la végétation de disposer d'une ressource suffisante.

4.2. Ruissellement

L'écoulement dans les ravines est sporadique, et cesse après la fin des pluies. Il n'existe pas, à notre connaissance, de nappe **permanente** associée à la ravine et il **n'y a pas d'écoulement de base** (cf. définition au chapitre 2, § 3.1.2.4.1, p. 65). La nappe aquifère est localisée **30 à 40 m** sous la surface du sol. Il peut y avoir constitution d'une **nappe temporaire** au moment des crues, mais on ne dispose pas de données expérimentales pour le confirmer.

Le Tableau 27 présente les caractéristiques de l'écoulement sur les cinq bassins, classés par ordre de taille croissante, pour les saisons 1992 et 1993.

Tableau 27. Ecoulement annuel sur les bassins versants. (D'après Esteves, 1993)

	Saison 1992			
	Ravine "Hydro"			Ravine "WAB"
	Bassin A	Bassin B	Bassin C	Bassin D
Surface (ha)	4,68	8,12	9,95	12,6
Volume ruisselé total (m ³)	4 703	7 486	8 127	15 471
Lame ruisselée totale (mm)	101	92	82	106
Nombre de crues observées	26	24	15	15
Coefficient d'écoulement	22 %	20 %	18 %	24 %
Coefficient de ruissellement maximal	42 % (30/6/92)	63 % (30/8/92)	45 % (30/8/92)	89 % (30/8/92)

	Saison 1993				
	Ravine "WAB"	Ravine "Hydro"			Ravine "WAB"
	Bassin E	Bassin A	Bassin B	Bassin C	Bassin D
Surface (ha)	2,56	4,68	8,12	9,95	12,6
Volume ruisselé total (m ³)	3 320	5 632	8 595	11 250	10 997
Lame ruisselée totale (mm)	127	120	106	113	86
Nombre de crues observées	20	20	15	15	14
Coefficient d'écoulement	26 %	25 %	22 %	23 %	17 %
Coefficient de ruissellement maximal	44 % (19/7/93)	59 % (13/9/93)	49 % (13/9/93)	52 % (13/9/93)	48 % (13/9/93)

On constate une tendance générale à l'augmentation du volume total ruisselé à l'exutoire de chaque bassin versant quand sa superficie croît. La lame ruisselée cumulée sur la saison correspondante, qui est le rapport du volume ruisselé cumulé à la surface du bassin versant, tend elle à décroître lorsque la surface du bassin augmente. La production de ruissellement par unité de surface est par conséquent **plus faible sur les grands bassins**. Les valeurs du coefficient d'écoulement, plus fortes sur les petits bassins, confirment cette tendance. Cela s'explique par l'accroissement de la capacité d'infiltration globale des bassins les plus grands, qui peut être liée aux propriétés des versants ou des ravines. On note cependant deux exceptions à la tendance générale : le comportement du bassin D en 1992 et du bassin C en 1993, sur lesquels on a mesuré des volumes plus importants que ceux que le comportement des autres permettrait d'attendre.

Le coefficient de ruissellement maximal varie de 42 à 89 % selon les sites et les années. La valeur maximale a été observée pour la crue du 30 août en 1992 et celle du 13 septembre en 1993, excepté sur les bassins A et E.

Le Tableau 27 montre en outre que le nombre de crues observées à l'exutoire des bassins est plus faible pour les grands bassins. Cela signifie que pour certains événements, l'eau qui s'écoule dans la partie amont des ravines n'est pas transmise en aval. Ce résultat suggère l'existence **d'infiltration d'eau significative dans le fond des ravines**.

Pour vérifier l'existence **d'infiltration dans le fond des ravines**, nous avons comparé pour une même série d'événements les volumes de crue observés aux différentes stations d'une même ravine. Dans une ravine parcourue par un écoulement, le bilan hydrologique d'un bief défini par deux stations de jaugeage s'écrit :

$$V_{r_{\text{amont}}} + V_{r_{\text{versant}}} = V_{r_{\text{aval}}} + V_{\text{infiltré}} \quad (20)$$

où $V_{r_{\text{amont}}}$ et $V_{r_{\text{aval}}}$ sont les volumes ruisselés aux stations amont et aval du bief, $V_{r_{\text{versant}}}$ est le volume ruisselé provenant de la fraction de versant alimentant le bief, et $V_{\text{infiltré}}$ est le volume infiltré dans le fond de ce bief.

La différence ΔV entre les volumes ruisselés observés aux deux stations s'écrit alors :

$$\Delta V = V_{r_{\text{aval}}} - V_{r_{\text{amont}}} = V_{r_{\text{versant}}} - V_{\text{infiltré}} \quad (21)$$

La Figure 48 présente les valeurs de ΔV obtenues pour les tronçons de ravine A-B, B-C et E-D. L'erreur sur l'estimation de la différence des volumes représentée sur le graphique est calculée en considérant que l'erreur relative sur la détermination du volume des crues est égale à 10 % (cf. p. 87).

On constate que, pour certains événements, la différence de volume écoulé entre deux stations consécutives est **significativement négative**. Cela confirme qu'une partie de l'eau s'infiltré au cours du transfert, comme par exemple le 30 juin ou le 11 septembre 1992 entre les stations A et B, et le 7 ou le 14 juillet 1993 entre les stations E et D. Les valeurs négatives de la différence ne sont pas observées aux mêmes dates dans tous les biefs, mais sont plus fréquentes entre B et C (Figure 48b) ce qui semble montrer que l'infiltration est plus importante en aval de la station B que sur les autres portions de la ravine.

La quantité ΔV , qui est présentée sur la Figure 48, est fonction du volume provenant des versants et du volume infiltré dans la ravine. Si les ravines connaissaient un écoulement prolongé -à défaut d'être permanent- après les averses, on pourrait estimer l'infiltration dans le lit après les averses à partir de l'équation (21), puisque le terme $V_{r_{\text{versant}}}$ serait nul. En établissant une relation fonctionnelle entre la hauteur d'eau dans le bief et l'intensité de l'infiltration après les averses, il serait possible d'estimer l'infiltration cumulée au cours de chaque averse. Dans le contexte des écoulements sporadiques sahéliens, l'écoulement dans la ravine cesse très tôt après la fin des

pluies. La relation (21) conserve de ce fait deux inconnues ($V_{r,versant}$, $V_{r,infiltré}$), simultanément non nulles, qu'il faut déterminer.

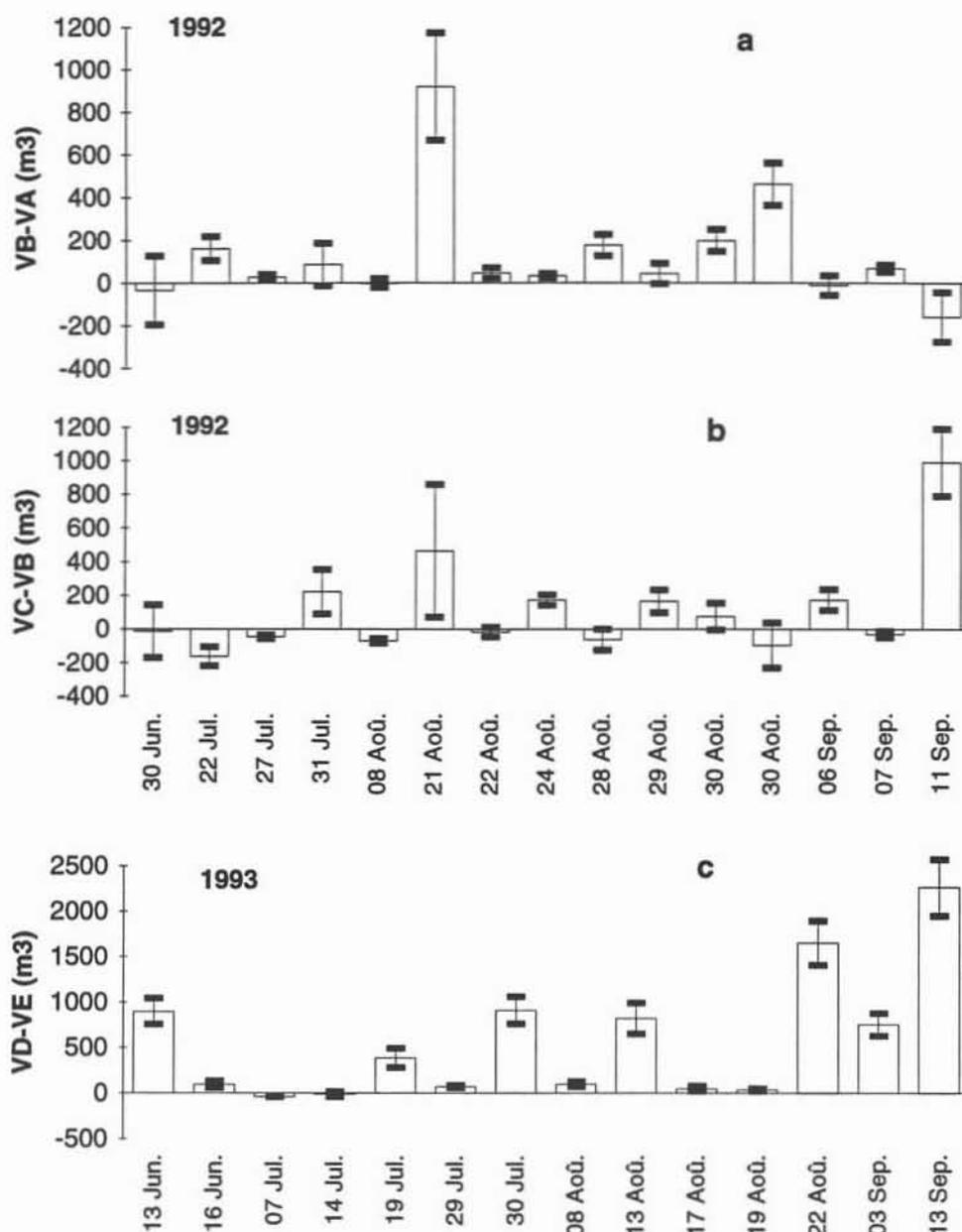


Figure 48. Différence entre les volumes de crue observés aux stations A et B (a), B et C (b) pour quelques événements de 1992 et aux stations D et E (c) pour quelques averses de 1993.

Les barres verticales représentent l'amplitude de l'erreur sur l'estimation de la différence de volume.

Le dispositif expérimental ne permet pas l'estimation directe de l'infiltration dans le chenal ni du ruissellement provenant des versants. Cependant, les observations réalisées sur les parcelles

de ruissellement permettent, si elles sont spatialisées, d'estimer le volume d'eau provenant des versants, l'infiltration étant le terme résiduel du bilan. A l'issue du chapitre 4 consacré à la modélisation hydrologique des petits bassins versants, le bilan hydrologique des bassins comprenant une estimation de l'infiltration sous les ravines sera établi.

4.2.1. Discussion

Pour comparer le comportement des bassins étudiés ici à celui d'autres bassins sahéliens, nous avons représenté sur la Figure 49 l'évolution du coefficient d'écoulement interannuel en fonction de la superficie pour cinq bassins versants de la mare d'Oursi, au Burkina Faso (Chevallier et *al.*, 1985), trois bassins versants de mares étudiés dans le cadre d'Hapex Sahel dans la région de Niamey (Desconnets, 1994) et les bassins A, B, C et D. La Figure 49 - b représente un agrandissement de la précédente pour les surfaces inférieures à 10 km².

On constate que, de manière générale, les bassins versants étudiés au Niger ont un coefficient d'écoulement plus faible, à surface égale, que les bassins de la mare d'Oursi (Figure 49 - a). Notons que la pluviométrie à Oursi (300 à 400 mm) est plus faible qu'à Niamey. Cette différence de comportement s'explique en premier lieu par la nature des bassins, ceux de la mare d'Oursi contiennent de grandes surfaces de glacis très ruisselantes (Tchalol, Outardes, Gountouré). Le bassin de Jalafanka, sur sols argileux à caractères vertiques est très imperméable.

Les deux bassins au comportement le plus proche de ceux étudiés au Niger sont ceux de Kolel (1 km²) et Polaka (9 km²). Le coefficient d'écoulement du premier, faible (Figure 49 - b), s'explique par la nature très particulière du bassin, favorable à l'infiltration (cuvettes sableuses dans un massif de gabbros fissurés, Chevallier et *al.*, 1985). Les bassins de la mare d'Oursi sont, en général, de nature différente de celle des bassins nigériens. Le plus proche, du point de vue des sols et de sa morphologie est celui de Polaka : sables dunaires, plateaux,... (Chevallier et *al.*, 1985, confirmé par Chevallier, com. pers.). De superficie supérieure à celle du bassin de Sama Dey, son coefficient d'écoulement annuel est cependant plus élevé (Figure 49 - b) ; cela peut s'expliquer par la proportion de grands glacis plus forte sur Polaka (60 %) que sur Sama-Dey (10 %). A partir de cet exemple, il semble donc qu'à nature et superficie équivalente, les bassins de la mare d'Oursi ont une capacité de ruissellement supérieure à celle des bassins étudiés ici du fait de leur **état d'encroûtement** prononcé (présence de glacis).

Excepté les bassins de la mare d'Oursi, la Figure 49 - b illustre d'autre part la tendance à la réduction du coefficient d'écoulement lorsque la superficie croît. Cela est un résultat bien connu, (par exemple Leblois et Oberlin, 1994). Dans le contexte de nos petits bassins sahéliens, deux raisons peuvent être invoquées.

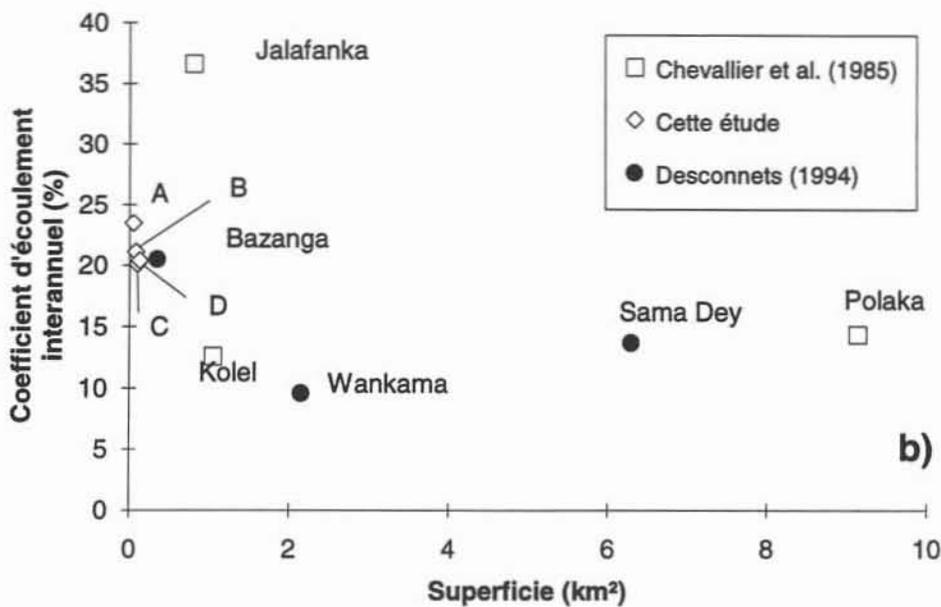
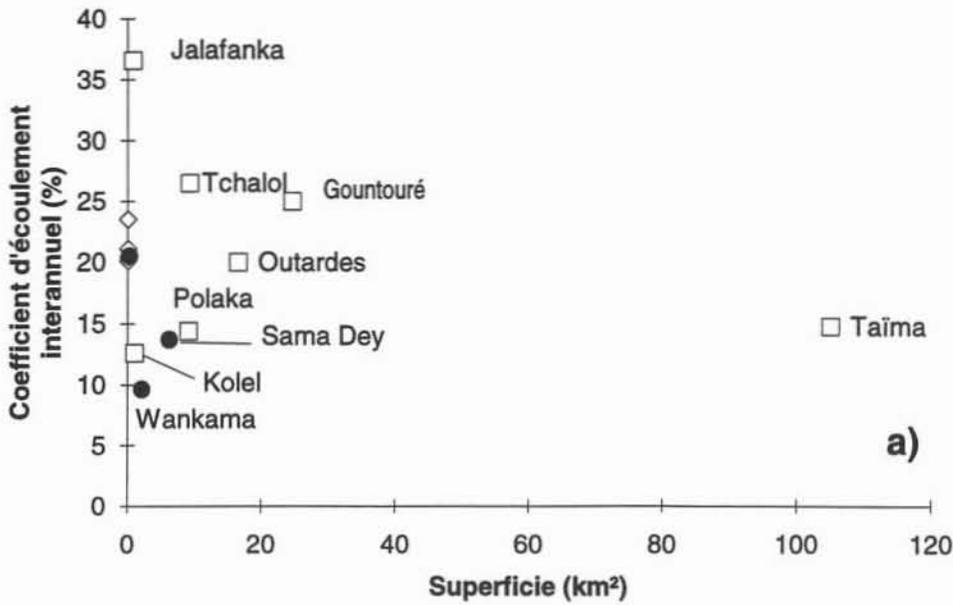


Figure 49. Evolution du coefficient d'écoulement pour différents bassins versants sahéliens.
(b) : agrandissement pour les superficies inférieures à 10 km².

L'infiltration à travers le fond des ravines est un premier aspect. La texture sableuse du matériau dans lequel sont incisées les ravines laisse supposer une capacité d'infiltration importante. Les sédiments meubles présents sur le fond du lit représentent un volume estimé à 180 et 460 m³ sur chaque ravine (Esteves, com. pers.). En considérant une porosité efficace de 30 %, relative à des conditions proches de la saturation, le volume d'eau contenu dans les

sédiments est respectivement de 50 et 140 m³. Or, la Figure 48 (page 148) montre que la perte de volume entre deux stations peut être de l'ordre de 200 m³ (entre A et B le 11 septembre 1992 et entre B et C le 22 juillet de la même année). Par conséquent, les **sédiments** ne suffisent pas à eux seuls à stocker l'eau infiltrée, qui atteint probablement le matériau **sous-jacent**.

La réduction de la capacité de ruissellement sur les bassins versants de taille croissante peut d'autre part s'expliquer par la diminution de la **production de ruissellement des versants**. La répartition des états de surface sur les bassins (Tableau 26, page 144) montre que les bassins A ou E renferment une plus grande superficie de sol nu de plateau que les bassins B, C ou D, pour lesquels la surface occupée par la jachère ou le champ de mil est plus grande. Compte tenu des observations réalisées sur les parcelles, les bassins A et E sont donc potentiellement plus aptes au ruissellement que les trois autres. La production de ruissellement des zones de versant situées en aval des bassins est plus faible que celle des zones amont, ce qui est cohérent avec les résultats de l'analyse des écoulements.

Le bassin D en 1992 et le bassin C en 1993 ont un comportement en contradiction avec le premier résultat rappelé ci-dessus, le volume cumulé observé étant supérieur à celui suggéré par le comportement des autres bassins. En 1992, l'enregistreur de la station D a connu des problèmes, et la fiabilité de certaines observations peut être mise en cause. Le comportement singulier du bassin C en 1993 a probablement une cause similaire, même si aucun dysfonctionnement n'a été signalé. Des causes physiques liées aux processus de genèse des crues en tête des bassins pourraient être invoquées, mais les observations des deux années ne permettent de formuler aucune hypothèse.

4.2.2. Conclusion

L'infiltration d'une partie de l'eau dans le fond des ravines peut **réduire** considérablement, et même **annuler** le volume des crues aux stations aval. Associée à la réduction de la capacité de ruissellement des versants, elle implique que les bassins versants les plus grands ruissent moins, en proportion, que les bassins plus petits. La quantification de l'infiltration sous la ravine est proposée au chapitre 4.

4.3. *Champ de mil*

Le champ de mil est situé sur la toposéquence, au sud de la ravine WAB. La parcelle de ruissellement représentant ce type de surface et le transect de tubes d'accès pour humidimètre neutronique y sont implantés (Figure 11, p. 45). Notons qu'en 1992 et 1993, la surface réellement

cultivée en mil s'arrête à l'aval immédiat du tube n°5. Le tube 6 est donc dans une zone non cultivée pendant les deux années qui nous intéressent.

Comme la montre la Figure 10 (p. 43), le champ de mil est **séparé du plateau** par un petit thalweg, creusé par l'érosion. Il ne peut y avoir, par conséquent, de transfert d'eau direct du plateau vers le champ de mil.

4.3.1. Sols

La représentation schématique en coupe de la toposéquence (Figure 10) issue des observations de Lamotte (1992) montre la superposition de **trois niveaux pédologiques**. L'épaisseur du niveau supérieur constitué de sable d'apport éolien varie de plus de 9 m au sommet du champ de mil à 3 m environ à proximité de l'ourlet. La nature et l'épaisseur de ce niveau sont susceptibles de favoriser l'infiltration d'eau en profondeur. L'étude pédologique n'a pas mis en évidence d'obstacle à l'infiltration profonde. Néanmoins, la texture plus fine des sédiments du continental terminal localisés à la base du niveau sableux et de conductivité hydraulique probablement plus faible pourrait favoriser des écoulements latéraux le long de l'interface des deux niveaux, ou la formation d'une nappe (Lamotte, 1992). Les données actuellement disponibles ne permettent pas de confirmer ni d'infirmer cette hypothèse.

4.3.2. Infiltration

L'analyse du processus d'infiltration sous les parcelles de mil et de jachère montre que d'une manière générale, il n'y a pas de transferts d'eau importants en profondeur. Il convient maintenant d'examiner si l'on retrouve ce résultat sur le versant sableux, à partir de l'examen des profils d'humidité enregistrés sur les 7 tubes du champ de mil (chap. 2, § 2.3., p. 52). On adjoint les observations des deux tubes de la parcelle de ruissellement afin de replacer son comportement dans le contexte de la toposéquence.

La comparaison des profils d'humidité mesurés en milieu et en fin de saison sèche (non présentée), menée de la même manière que sur les parcelles montre que **le stockage inter-annuel d'eau est nul** dans la tranche de sol concernée par les mesures.

4.3.2.1. Evolution du front d'infiltration

La Figure 50 présente **l'évolution du front d'infiltration** sur tous les tubes (excepté le tube 4 bis) en 1992 et 1993. La profondeur du front est calculée par la méthode exposée au chapitre 2 (§ 3.2.3.1., p. 72). Les deux années, la profondeur de l'infiltration mesurée sur le tube

5 et le tube amont de la parcelle reste inférieure à 2,5 m mais elle est supérieure à 3,4 m pour les tubes 2, 3 et 4.

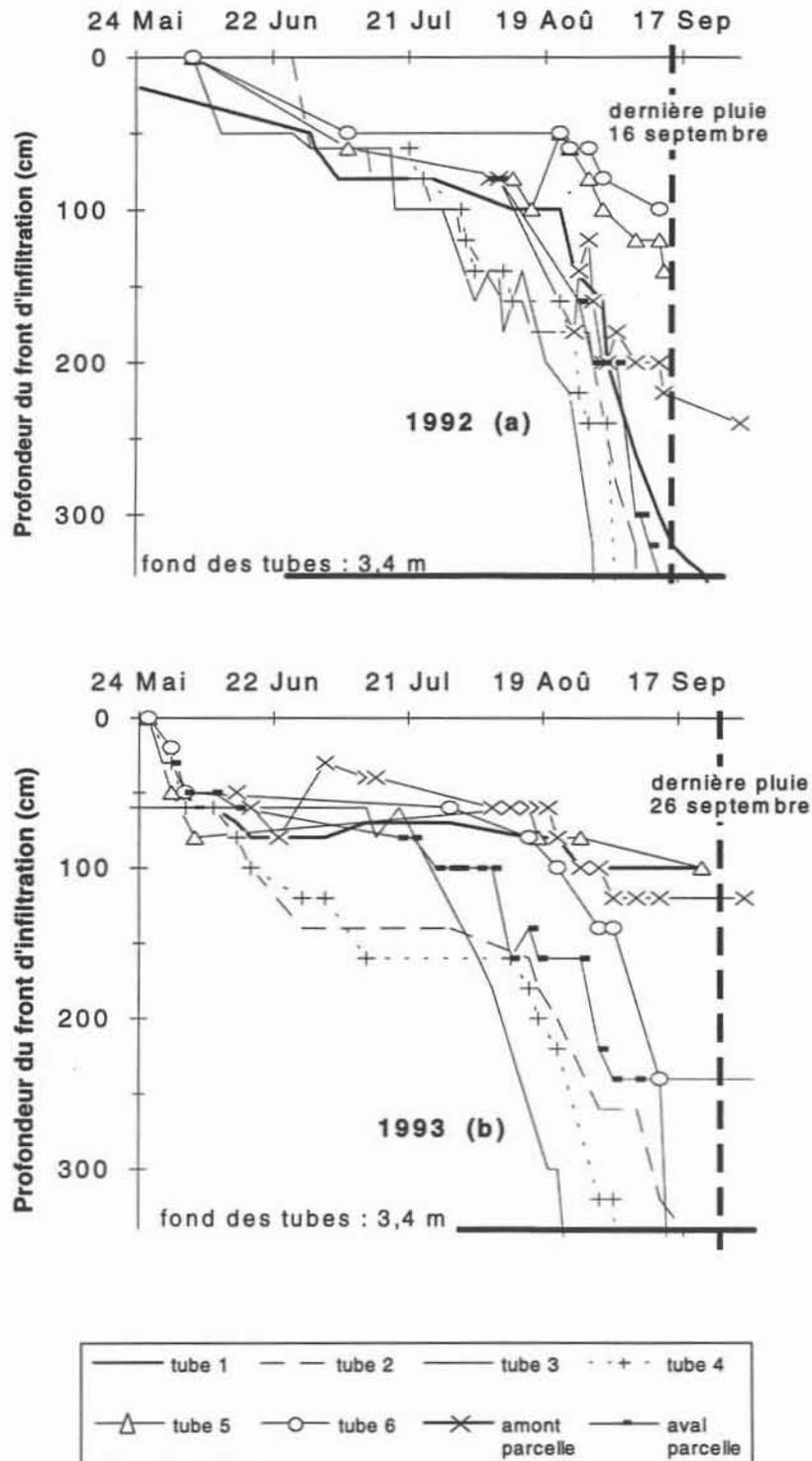


Figure 50. Evolution du front d'infiltration en fonction du temps les tubes de la jupe en 1992 (a) et 1993 (b).

Le tube aval de la parcelle et les tubes 1 et 6 ont un comportement différent les deux années. Sur les deux premiers l'infiltration dépasse la profondeur 3,4 m en 1992 seulement et le tube 6 en 1993 uniquement. Dans ce dernier cas, une modification nette du tracé de la ravine en 1993 a entraîné des **inondations partielles** de l'aval du champ de mil et le tube 6 a bénéficié d'apports d'eau supérieurs à ceux des autres tubes.

On peut remarquer sur la Figure 50 des remontées du front d'infiltration à certaines périodes. En l'absence de pluie, l'eau du sol est rapidement extraite par la transpiration du mil, et la définition que nous avons utilisée pour le front d'infiltration (cf. p. 72) induit une diminution artificielle de la profondeur du front.

4.3.2.2. Comparaison de la variation de stock à la pluie

Pour mieux comprendre la variabilité du comportement de chaque tube, nous avons comparé la **variation de stock** au cours d'une averse ΔS à la **lame précipitée P**. La variation de stock est calculée à partir des profils de teneur en eau mesurés immédiatement avant et après chaque averse. Le rapport de la variation de stock à la lame précipitée est présenté sur la Figure 51 pour trois tubes, localisés en haut (tube 1), à mi pente (tube 4) et en bas (tube 6) du champ de mil. La période sur laquelle est calculée la variation de stock est mentionnée en abscisse. Les barres verticales délimitent l'incertitude sur la valeur du rapport due à l'incertitude sur les mesures du stock et de la pluie, calculée de la même manière que pour la végétation de plateau (§ 3.1.2.1 dans ce chapitre).

Pour la plupart des intervalles de temps présentés, **le rapport est inférieur à 1**. Cependant, pour le tube 4 la variation de stock est significativement supérieure à la pluie pour les événements du 16 août 1992, et des 5 et 17 août 1993. Sur le tube 6, le volume infiltré est supérieur à la pluie pour les pluies du 3, 13 et 18 septembre 1993. La modification du tracé de la ravine en fin de saison et son déversement partiel dans le champ de mil expliquent cet apport d'eau supérieur à la pluie.

Cette analyse, étendue aux autres tubes du transect, montre que la lame infiltrée est significativement supérieure à la pluie sur le tube 2 le 17 août 1993, et sur le tube 5, le rapport stock/pluie bien que non significativement supérieur à 1 est nettement plus fort que les valeurs obtenues pour les autres pluies. La confrontation avec le calendrier cultural montre que la pluie du 17 août 1993 est la première averse qui a lieu après le second sarclage. Comme cela avait été observé sur la parcelle de mil, on retrouve ici le fait que **la lame infiltrée est plus forte après les opérations de travail du sol ; elle peut dépasser la lame précipitée**. Une lame infiltrée supérieure à la pluie implique des apports supplémentaires par l'eau de ruissellement. On peut penser que, dans ces conditions, les tubes situés dans la partie aval du champ, bénéficiant d'une

longueur de versant plus longue en amont, sont susceptibles de bénéficier plus souvent de cette suralimentation. Cette hypothèse est testée ci-dessous.

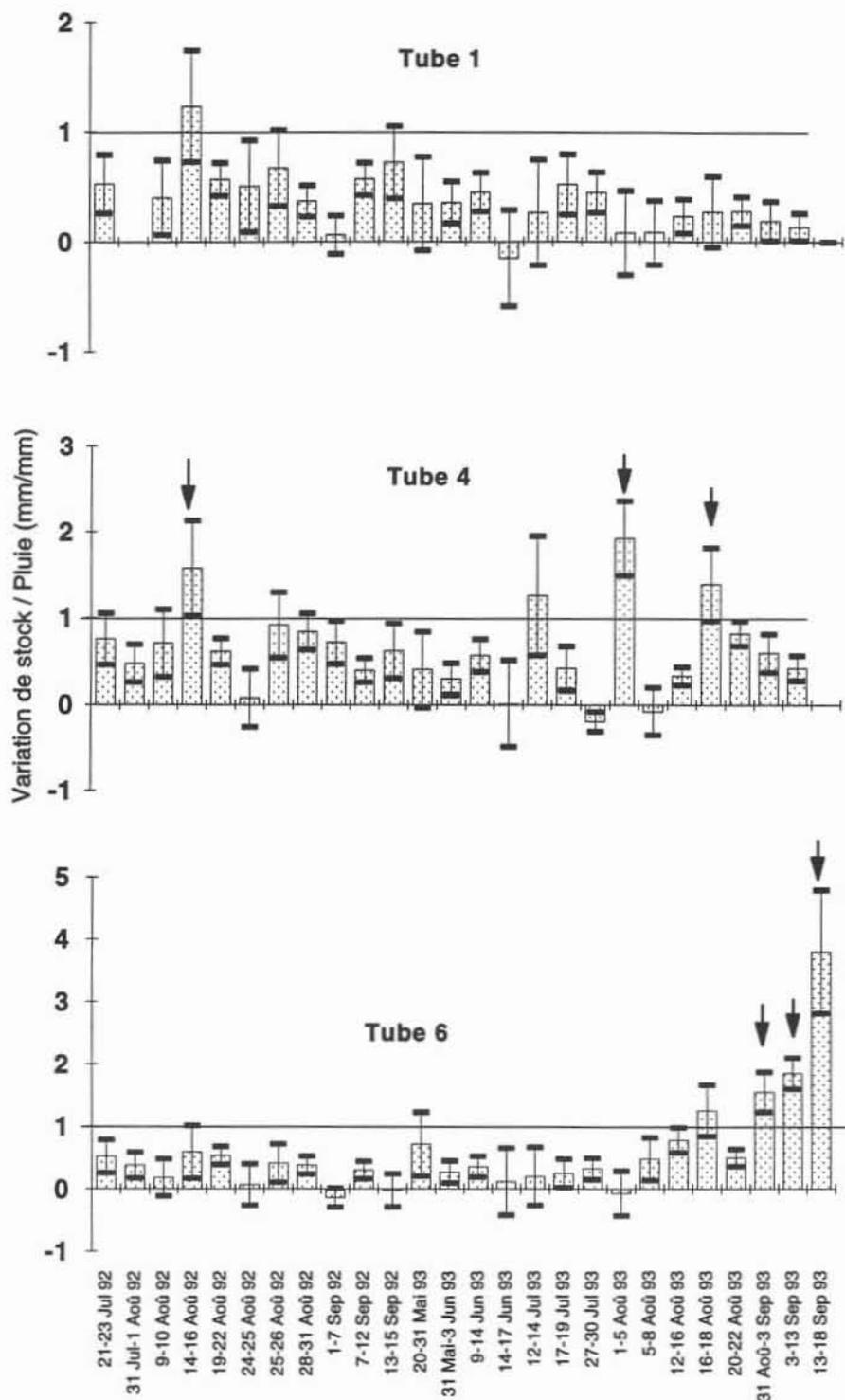


Figure 51. Rapport de la variation de stock à lame précipitée pour les tubes 1, 4 et 6. Les flèches signalent les valeurs du rapport significativement supérieures à 1.

4.3.2.3. Influence de la position dans la toposéquence sur l'infiltration

Pour mesurer l'emmagasinement réel d'eau dans le sol à une date donnée, nous avons défini le **stock relatif S_r** comme la différence entre le **stock en eau du sol à une date donnée** et le **stock résiduel** de fin de saison sèche.

En effet, en fin de saison sèche et immédiatement avant la première pluie, l'humidité du sol n'est pas nulle, mais à une valeur résiduelle voisine de $0,02 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, liée au fait que la totalité de l'eau du sol n'est pas extraite en saison sèche, une partie nécessitant une quantité trop importante d'énergie pour être mobilisée. Rappelons que dans la tranche de sol 0-340 cm, le sol atteint son humidité minimale (résiduelle) quelques mois avant le début des pluies (voir § 4.3.2 ci dessus). Le stock d'eau résiduel est relativement constant d'une année à l'autre, mais peut varier selon les tubes.

La Figure 52 présente pour chaque tube la **valeur moyenne** du stock relatif dans la tranche 0-340 cm et l'intervalle correspondant à ± 1 **écart-type**, calculés pour les dates auxquelles on dispose de mesure sur tous les tubes, soient 20 et 29 profils d'humidité respectivement en 1992 et 1993. Les tubes de la parcelle de mil ont été installés en août 1992 seulement, et les données disponibles ne permettent pas de faire le calcul cette année-là.

Sur la figure, les tubes sont **classés** de gauche à droite par ordre de disposition **de l'amont vers l'aval du versant**, mais l'intervalle entre deux tubes, constant sur la figure, ne reproduit pas leur espacement réel : les tubes de la parcelle de mil et le tube 1 sont groupés en haut du champ de mil, et les tubes 4 et 4 bis sont voisins. Dans les autres cas, l'espacement entre les tubes est de 100 m environ (Figure 11, chap. 2, p. 45).

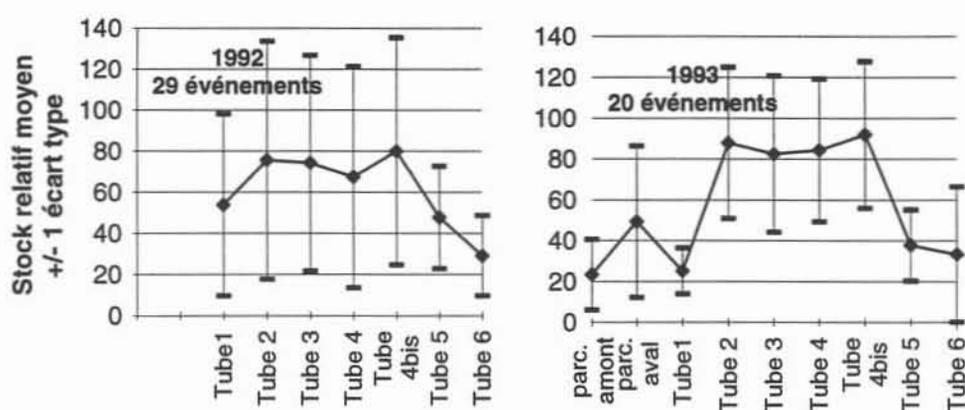


Figure 52. Moyenne et intervalle à ± 1 écart-type du stock relatif en eau, calculés sur un ensemble de profils (0-340 cm) observés pour les 9 tubes du transect.

Une tendance générale se dessine sur la Figure 52. En 1992, le stock relatif moyen sur le tube 1 (55 mm) augmente et se stabilise sur les tubes 2, 3, 4 et 4 bis (70 à 80 mm), puis diminue pour les tubes 5 et 6 (moins de 50 mm).

En 1993, on retrouve la même tendance. Sur la parcelle, Sr moyen augmente du tube amont (20 mm) au tube aval (50 mm) : cela confirme la disponibilité en eau systématiquement plus forte en aval de la parcelle mise en évidence au paragraphe 3.3.2 de ce chapitre. Le stock relatif moyen est plus faible pour les tubes 1, 5 et 6, que pour les quatre derniers tubes, pour lesquels il garde une valeur stable (85 à 95 mm). Pour le tube 6, les trois derniers profils n'ont pas été considérés car l'infiltration y a été exceptionnellement accrue par le débordement de la ravine (voir ci-dessus, § 4.3.2.2).

L'écart-type sur la valeur moyenne du stock relatif traduit la **fluctuation de l'infiltration au cours du temps**. La Figure 52 montre que les faibles valeurs de l'écart-type sont associées aux faibles valeurs du stock relatif moyen.

Ce comportement contrasté entre les différents tubes peut être lié à des **conditions locales d'infiltrabilité** différentes ou à des **conditions d'alimentation** des tubes variées. **L'infiltrabilité** est liée majoritairement aux **propriétés des croûtes** de surface et à celle du **sol sous-jacent**. La **position dans la toposéquence** peut influencer l'alimentation en eau des tubes. En effet, on peut remarquer sur la Figure 52 que les tubes bénéficiant d'un impluvium réduit ont une valeur faible du stock relatif (tube amont de la parcelle, tube 1). Ce résultat semble accréditer l'hypothèse de l'effet de la taille de l'impluvium sur l'infiltration. Néanmoins, les tubes 5 et 6, les plus en aval montrent également un stock faible. La tendance observée sur la figure est donc probablement due à une combinaison des effets de l'encroûtement et de la longueur de pente. Ces aspects seront discutés en détail ci-dessous.

4.3.2.4. Estimation des infiltrations profondes

L'existence d'infiltration au-delà de la profondeur maximale des mesures, mise en évidence sur la Figure 50 (page 153) suggère qu'une partie de l'eau infiltrée puisse être stockée en profondeur, dans le sol. Pour évaluer les volumes d'eau en jeu, nous avons estimé l'infiltration profonde par la méthode présentée au chapitre 2 (§ 3.2.3.4., p. 74) dont nous rappelons rapidement le principe. Elle repose sur deux hypothèses :

- la reprise évaporatoire est limitée à la zone racinaire,
- l'écoulement dans le sol sous la zone racinaire est purement gravitaire.

On détermine en premier lieu la relation liant la conductivité hydraulique K à la teneur en eau du sol θ à la cote du fond de la zone racinaire Z_r . A partir de l'analyse des profils d'humidité observés sur un ou plusieurs tubes, on ajuste une relation de type

$$K(\theta) = K_0 \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^b$$

où θ_s est la teneur en eau à saturation du sol, et K_0 et b des paramètres déterminés par ajustement non-linéaire grâce au logiciel SAS.

Après cette phase d'ajustement de la relation $K(\theta)$, celle-ci est utilisée pour calculer le flux traversant la cote Z_r lorsque l'infiltration dépasse la cote du fond du tube.

Une première étape consiste à déterminer la **profondeur de la zone racinaire**. Différentes études menées sur les cultures de mil en zone sahélienne montrent que la plus grande part du système racinaire du mil se localise à faible profondeur. Sur notre site expérimental, Amadou (1992) estime la profondeur de la zone racinaire à 1,30 m. Une étude similaire menée sur le Site Central Ouest d'HAPEX-Sahel (Hanan, com. pers.) montre que 95 % de la masse racinaire qui participe à l'extraction d'eau est localisée dans la tranche 0-185 cm. Enfin Klaij et Vachaud (1992) estiment la profondeur de la zone racinaire à 1,4 mètres dans des conditions culturales semblables. Compte tenu de ces résultats, nous considérons qu'en saison des pluies, seuls les **deux premiers mètres** du sol sont concernés par la transpiration.

L'examen des couples $(\theta, K(\theta))$ déterminés à la **profondeur 2 m** à partir des profils d'humidité nous amène à regrouper les tubes **1, 4 et 4 bis** d'une part, et les tubes **2, 3, 6 et aval parcelle de mil** d'autre part. Les nuages de points expérimentaux, les relations ajustées et l'intervalle de confiance à 95% sur l'ajustement sont présentés sur la Figure 53. Le résultat des ajustements est résumé dans le Tableau 28.

Les valeurs ajustées très fortes de K_0 ne sont évidemment pas réalistes pour représenter la conductivité hydraulique à saturation d'un sol sableux, et n'ont **pas de sens physique**. On cherche une relation qui permette d'estimer la conductivité du sol pour une valeur de θ donnée. Les paramètres ajustés ici sont les meilleures estimations possibles compte tenu des échantillons expérimentaux disponibles. Des échantillons de plus grande taille et couvrant une gamme plus vaste de teneur en eau auraient probablement conduit à une valeur de K_0 plus proche des valeurs plausibles de la conductivité hydraulique à saturation du sol.

Une autre remarque importante est que la valeur de l'écart-type est supérieure à la valeur du paramètre, ce qui implique une **forte incertitude sur les estimations** de la conductivité $K(\theta)$, et nécessite un **calcul d'erreur**.

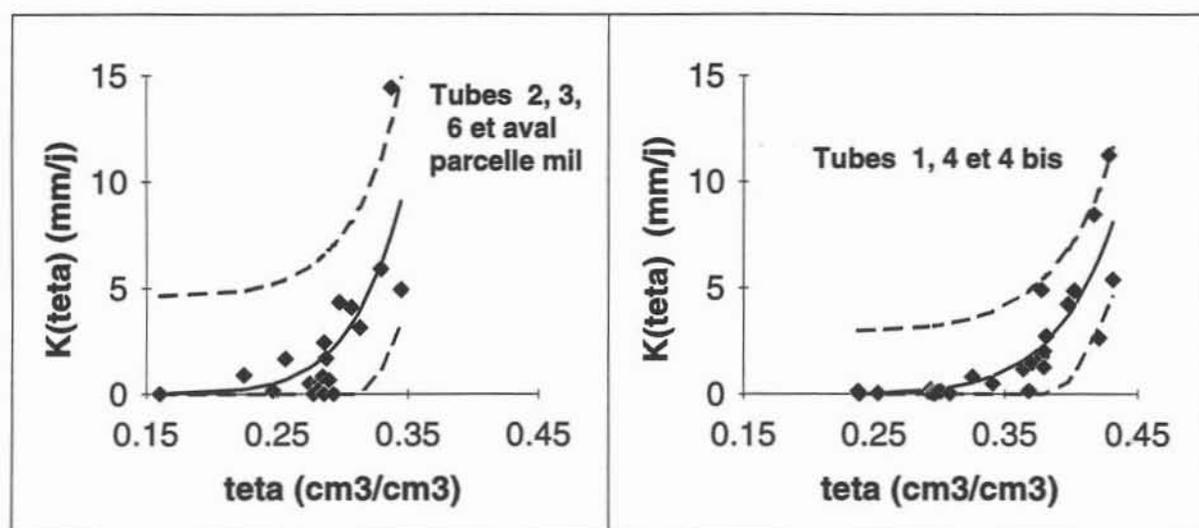


Figure 53. Points expérimentaux $(\theta, K(\theta))$, relation ajustée et intervalle de confiance à 95% (σ) sur l'estimation $K(\theta)$ par l'ajustement à la profondeur 2 m.

Tableau 28. Valeurs ajustées des paramètres K_0 et b , et écart-type

	K_0 (mm/j)	$\sigma(K_0)$ (mm/j)	b	$\sigma(b)$
Tubes 2, 3, mil aval et 6	101 833	214 145	8,75	0,08
Tube 1, 4 et 4 bis	27 529	47 507	9,67	0,07

Connaissant la teneur en eau à la profondeur 2 m (mesurée), la conductivité $K(\theta)$ est estimée par les valeurs du Tableau 28, puis utilisée pour calculer l'infiltration par la relation (15) (chap. 2, p. 76), rappelée ci-dessous:

$$V=K(\theta).\Delta t - \Delta S$$

dans laquelle Δt est l'intervalle de temps entre deux mesures consécutives et ΔS la variation de stock au dessous de la zone racinaire correspondante. V représente la lame infiltrée au-delà de la profondeur du fond des tubes (3,4 m) pendant Δt . La période sur laquelle est réalisée l'estimation débute **lorsque l'eau s'infiltré au-delà de 3,4 m et s'arrête le lendemain de la dernière pluie de la saison**, afin de minimiser le risque de mettre en défaut les deux hypothèses sous-jacentes au calcul. Le cumul des lames infiltrées estimées pendant la période correspond

donc à la **quantité d'eau présente dans le sol sous le fond des tubes à la fin de la saison des pluies.**

Les valeurs de V sont entachées d'une incertitude liée à l'erreur sur l'estimation des termes de la relation (15). Elle est estimée pour chaque intervalle de temps Δt par la relation (16) (Chap. 2, p. 77). L'erreur sur K_0 et b est estimée par l'écart-type donné dans le Tableau 28. Les estimations de la lame infiltrée en profondeur et l'intervalle d'incertitude associé sont présentées dans le Tableau 29 pour les tubes sur lesquels l'infiltration dépasse 3,4 m.

Tableau 29. Estimation des infiltrations profondes sous les tubes du transect

	Saison 1992		Saison 1993	
	période de calcul	lame infiltrée sous la cote 340 cm et intervalle d'incertitude (mm)	période de calcul	lame infiltrée sous la cote 340 cm et intervalle d'incertitude (mm)
Tube 2	8 - 16 sept.	28 [0 ; 174]	22 - 26 sept.	8 [0 ; 203]
Tube 3	29 août - 16 sept.	0 [0 ; 167]	22 août - 26 sept.	2 [0 ; 105]
Tube 4	1 - 16 sept.	15 [0 ; 67]	3 - 26 sept.	24 [0 ; 131]
Tube 4bis	22 août - 16 sept.	15 [0 ; 296]	3 - 26 sept.	19 [0 ; 111]
Tube 6	-	infiltration < 340 cm	13 - 26 sept.	122 [0 ; 817]

Les valeurs du tableau montrent que la lame infiltrée estimée reste **faible** pour les quatre premiers tubes (valeur maximale : 28 mm) avec cependant un intervalle d'incertitude très grand, mais atteint 122 mm pour le tube 6 en 1993, du fait de suralimentation par le débordement de la ravine. Les bornes inférieures de l'intervalle d'incertitude sont négatives, ce qui n'a pas de sens dans les conditions du calcul (flux exclusivement descendants). Elles ont été ramenées à 0.

Etant donnés les intervalles de variation **très grands**, il convient d'interpréter ces valeurs avec prudence. Nous n'étudions pas ici la dynamique interne de l'eau dans le sol et nous nous limitons à donner un ordre de grandeur de l'infiltration.

Pour mieux illustrer les estimations obtenues, nous avons évalué l'épaisseur de sol sur laquelle l'eau infiltrée peut se répartir. L'analyse des profils de teneur en eau montre que l'humidité du sol est voisine de $0,12 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ au fond des tubes en fin de saison des pluies. La profondeur de l'infiltration estimée dans ces conditions et comptée à partir de la surface du sol est présentée dans le Tableau 30.

Tableau 30. Estimation de la profondeur de l'infiltration sous la surface du sol et de l'intervalle d'incertitude dans l'hypothèse d'une teneur en eau de $0,12 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$

	Saison 1992		Saison 1993	
	période de calcul	profondeur (m)	période de calcul	profondeur (m)
Tube 2	8 - 16 sept.	3,6 [0 ; 4,9]	22 - 26 sept.	3,5 [0 ; 5,1]
Tube 3	29 août - 16 sept.	3,4 [0 ; 4,8]	22 août - 26 sept.	3,4 [0 ; 4,3]
Tube 4	1 - 16 sept.	3,5 [0 ; 3,9]	3 - 26 sept.	3,6 [0 ; 4,5]
Tube 4bis	22 août - 16 sept.	3,5 [0 ; 5,9]	3 - 26 sept.	3,6 [0 ; 4,3]
Tube 6	-	infiltration < 340 cm	13 - 26 sept.	4,4 [0 ; 6,9]

Si l'on ne considère pas le tube 6 en 1993 qui ne représente pas le comportement du champ (submersion), le tableau montre que, dans les conditions du calcul ($\theta = 0,12 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) l'infiltration atteint une valeur maximale possible de 5,9 m (tube 4 bis). Ces profondeurs se réfèrent bien sûr à la situation estimée en fin de saison des pluies. Le devenir ultérieur de cette eau sera évoqué au paragraphe suivant.

Le tube 6 sur lequel l'infiltration est estimée jusqu'à 7 m environ donne une idée du comportement des zones soumises à la submersion (zone d'épandage, ourlet). Elles seront étudiées au paragraphe 4.4.

4.3.3. Discussion

Les résultats établis ci-dessus montrent d'une part une **variabilité spatiale de la quantité d'eau infiltrée** dans la tranche 0-340 cm de l'amont vers l'aval de la toposéquence, et invitent d'autre part à s'interroger sur le **devenir, après la dernière pluie, de l'eau infiltrée en profondeur**. La discussion de ces deux aspects principaux est l'objet des paragraphes qui suivent.

4.3.3.1. Influence de la position dans la toposéquence sur la lame infiltrée

Comme pour la parcelle de mil (cf. p. 134), l'évolution contrastée du stock relatif sur les tubes du transect (Figure 52, page 156) peut être due à un contraste de capacité d'infiltration, lié à une **capacité de stockage du sol variable** dans l'espace ou à une **évolution différente des croûtes** au voisinage des tubes, ou à un contraste d'alimentation par l'écoulement de surface, lié à un **effet d'impluvium**.

La Figure 52 montre que les tubes 2, 3, 4 et 4 bis, d'une part, et les tubes 1, 5 et ceux de la parcelle, d'autre part, ont un comportement similaire, les premiers correspondant à un stockage d'eau plus fort, en moyenne.

Par ailleurs, l'étude du drainage et la détermination de la conductivité hydraulique effective du sol nous a conduit à associer les tubes 1, 4 et 4 bis d'une part, et les tubes 2, 3, 6 et parcelle aval (Figure 53, page 159). Ces deux groupes traduisent vraisemblablement des **propriétés hydrodynamiques** communes du sol sous-jacent, au voisinage des tubes.

Mais, les regroupements suggérés par la Figure 52 et la Figure 53 ne sont pas compatibles entre eux. Par conséquent, **les propriétés hydrodynamiques** du sol sous-jacent **ne permettent pas** d'expliquer les tendances de la Figure 52. En effet, le matériau sableux du versant est, en première approche, homogène, et la capacité de stockage en eau du sol sous-jacent est certainement comparable sur tous les tubes.

Une autre explication possible concerne l'évolution de la surface du sol. Bien que réalisé sur l'ensemble du champ de mil, le **sarclage ne peut être considéré comme strictement uniforme** et les croûtes peuvent être plus ou moins bien détruites. De plus, **la reconstitution** des croûtes après sarclage **n'est pas non plus uniforme** sur le champ et l'on peut concevoir qu'elle soit plus rapide à certains endroits. En effet, l'aptitude du sol à l'encroûtement est plus forte si sa teneur en éléments fins croît (Valentin, 1981 ; Ambouta, 1994). Cela est très net sur le champ de mil, où l'on observe des plages très encroûtées (non cultivées) de quelques m², au voisinage des termitières. Ces édifices sont construits avec des matériaux plus argileux que les insectes vont chercher en profondeur et remontent en surface. Par l'érosion, ce matériau est dispersé sur le pourtour des termitières et favorise l'encroûtement du sol. L'observation du terrain (encroûtement) montre que le tube 1, mais plus encore les tubes 5 et 6 pourraient être affectés d'une reconstitution rapide des croûtes après sarclage. Rappelons que le tube 6 est dans une zone non cultivée, donc non sarclée, en 1993.

Sur un site aux caractéristiques semblables au nôtre, situé à une trentaine de km de Niamey, Ouattara et Wilding (1991) rapportent des résultats comparables. Le stock moyen d'eau varie peu sur différents points de mesures situés d'amont en aval d'un même versant. L'encroûtement localement plus prononcé leur permet, comme ici, d'expliquer des valeurs plus faibles du stock moyen observées sur quelques tubes. D'autres études vont dans ce sens (Hanna et al., 1982 ; Van Staveren et Stoop, 1985).

Comme nous l'avons vu au paragraphe 3.3.4 (p. 135), l'accroissement du stock en aval de la parcelle de mil ne peut pas être expliqué par l'état d'encroûtement de la surface, mais plutôt par la taille de la surface drainée en amont de chaque point d'observation (chaque tube de mesure de l'humidité), qui induit un accroissement de l'écoulement de surface disponible, et donc de l'infiltration.

Observé sur la parcelle, ce processus peut également avoir lieu sur le champ de mil. Cela permet d'expliquer l'augmentation du stock entre les tubes 1 et 2, et amont et aval de la parcelle observée sur la Figure 52. On constate cependant sur cette figure que le stock moyen est stabilisé à partir du tube 2, situé de 150 à 200 en aval du sommet du versant. Cela qui suggère que **l'influence de la longueur de pente sur l'infiltration n'est plus sensible au delà d'une distance de cet ordre.**

Les tendances mises en évidence sur la Figure 52 ont donc deux origines distinctes : l'accroissement du stock en sommet de versant est attribué à l'effet d'impluvium, alors que les valeurs réduites du stock en aval du versant (tubes 5 et 6) sont plutôt liées aux conditions locales d'encroûtement.

Vachaud et *al.* (1985) introduisent la notion de stabilité temporelle de la teneur en eau du sol, à partir de l'étude de la distribution statistique de l'humidité du sol mesurée en différents points d'un réseau de tubes régulièrement espacés. Le site expérimental est de pente nulle. Ils montrent qu'à différentes dates de mesures, le stock le plus faible est toujours mesuré sur le même tube, et de même pour le stock moyen et le stock le plus fort. L'interprétation proposée fait intervenir les propriétés hydrodynamiques du sol variables d'un point de mesure à l'autre mais stables dans le temps.

Ce résultat peut être transposé à notre site. La Figure 52 montre, sur les deux années d'observation, une stabilité de la valeur du stock selon les tubes, liée aux propriétés du sol sous-jacent et à l'encroûtement. Les propriétés hydrodynamiques du sol sous-jacent sont variables dans l'espace comme l'illustrent les deux classes de tubes de la Figure 53. A la différence du site étudié par Vachaud et *al.*, le champ de mil est de pente non nulle, avec les conséquences que l'on a évoquées sur le ruissellement de surface et l'infiltration. La distribution spatiale et la distribution temporelle de l'humidité sur le versant sableux sont également influencées par la position sur le versant.

Les résultats que nous avons obtenus méritent cependant d'être confirmé par une étude systématique sur l'ensemble du jeu de données disponible (saisons 1991 à 1995). En particulier, la variabilité temporelle de l'encroûtement liée au sarclage peut perturber la stabilité temporelle observée sur le transect.

Notons pour finir que le travail du sol non uniforme dans l'espace et la variabilité spatiale et temporelle de la reconstitution des croûtes génère sur le champ de mil un **assemblage de zones à forte et à faible capacité d'infiltration**. Par conséquent, si l'encroûtement de la surface des champs de mil **réduit la capacité d'infiltration, il favorise le ruissellement** qui peut, si le cas se présente, s'infiltrer plus en aval dans des zones plus perméables et **considérablement augmenter la recharge du sol**. Si à l'échelle de la parcelle, la reconstitution des croûtes est

généralement néfaste, elle permet de constituer des impluviums naturels à l'échelle du champ susceptibles d'augmenter le volume infiltré. Si l'on remarque d'une part qu'aucune différence significative de stock en eau n'a été observée sur les tubes de la parcelle de jachère et que d'autre part le substrat sableux est très semblable dans les deux cas, il apparaît que **c'est bien le travail du sol qui est à l'origine du comportement observé sur le mil.**

4.3.3.2. Devenir, en saison sèche, de l'eau infiltrée

Le fait que la profondeur de l'infiltration peut dépasser la profondeur maximale des mesures rend difficile l'établissement du bilan hydrologique. Nous avons estimé la quantité d'eau qui s'est infiltrée sous la cote 3,4 m à la fin de chaque saison des pluies, mais **nous ne pouvons, en l'absence de profils de pression de l'eau du sol, connaître le sens des flux** et le devenir de cette eau en saison sèche. Nous pouvons cependant donner quelques éléments supplémentaires, à partir de résultats publiés dans la littérature.

En saison sèche, l'eau infiltrée est soumise à deux processus : la **reprise évaporatoire** et la **percolation** en profondeur. La limite séparant la zone de flux ascendant (évaporation) de la zone de flux descendant est usuellement appelée **plan de flux nul**. En l'absence de pluies, et sous l'effet conjugué des deux processus, sa profondeur croît avec le temps.

Le Fèvre (1993) montre que, le **plan de flux nul** atteint 35 cm de profondeur cinq jours après une averse, sur un sol nu sableux du site expérimental. Payne et al. (1991) dans une étude agronomique à la parcelle, au nord de Niamey (pluviométrie annuelle 400 mm) montrent que sous les cultures, le plan de flux nul n'est pas observé en saison des pluies, mais reste stable vers 1 m de profondeur en saison sèche. La faible profondeur du plan de flux nul déterminée par ces auteurs atteste de **l'existence du drainage** en saison sèche dans les conditions climatiques de notre site.

En zone aride, la **demande évaporatoire** en saison sèche est suffisamment forte pour permettre la remontée d'eau par capillarité à partir d'une nappe, mais le flux évaporatoire décroît très rapidement quand la profondeur de la nappe croît. Ainsi, Taupin et al. (1991) ont mesuré par une méthode isotopique une évaporation de saison sèche équivalente à 7,6 à 9,5 mm/an à partir d'une nappe à 5 m de profondeur. Ce résultat, établi dans des conditions d'équilibre hydrodynamique de l'eau du sol dans la tranche concernée par l'évaporation, montre que **l'évaporation des nappes est très limitée**. Ce résultat s'applique de surcroît à l'eau du sol en conditions non-saturées. Par conséquent, l'eau sera d'autant plus facilement restituée à l'atmosphère en saison sèche qu'elle est présente à faible profondeur dans le sol.

L'analyse des profils de teneur en eau montre que sur tous les tubes, le sol est asséché sur 3,4 m de profondeur en fin de saison sèche. Pour les tubes sur lesquels l'infiltration ne dépasse

pas le fond des tubes, on peut affirmer que l'assèchement du sol est exclusivement dû à l'évapotranspiration. Pour les autres, la percolation contribue aussi à la réduction du stock. Mais la lame infiltrée sous la profondeur maximale des mesures, estimée dans le Tableau 29, est faible. Comme de plus cette eau percole à faible profondeur, on peut raisonnablement penser que la **plus grande partie**, sinon la totalité de l'eau stockée dans le sol à la fin des pluies est reprise par **évapotranspiration** en saison sèche. Il ne nous est pas possible de quantifier le processus.

Notons cependant que si l'on confronte la profondeur maximale d'infiltration estimée de 4 à 6 m en 1993 (tube 6 excepté) à la coupe transversale de la toposéquence (Figure 10, p. 43), il apparaît que pour les valeurs moyennes de la profondeur d'infiltration, l'eau reste dans le matériau sableux éolien (1). Pour les valeurs maximales possibles de l'infiltration, l'eau peut atteindre le niveau (2) argilo-limoneux. Compte tenu de la texture plus fine de cette couche et de celle située dessous (3), les transferts d'eau sont ralentis au passage à l'interface. Cette structure pédologique pourrait favoriser un écoulement latéral mais cette hypothèse n'est pas vérifiée à ce jour.

4.3.4. Bilan hydrologique en saison des pluies sur le versant

Le bilan hydrologique établi pour chacun des tubes permet de synthétiser les résultats obtenus sur le versant sableux. Le système physique sur lequel est établi le bilan est constitué de la tranche de sol d'épaisseur 3,4 m contenant un tube. Le devenir de l'eau du sol en saison sèche n'étant pas connu, **la période considérée est l'intervalle de temps séparant la première de la dernière pluie de chaque saison.**

Si pour quelques tubes, nous avons supposé qu'il pouvait y avoir sur-alimentation en eau par le ruissellement (§ 4.3.1.1.), nous n'avons pas les moyens de la quantifier et elle est négligée pour le calcul du bilan. On considère par conséquent que l'apport en eau au système est constitué de la **pluie seule (P)**. Les **sorties** du système sont le **ruissellement (R)**, l'**évapotranspiration (ETR)** et, le cas échéant, l'**infiltration profonde (I)**.

Il y a de surcroît un terme de **stockage (S)**, qui correspond à la variation du contenu en eau du système du début à la fin de la saison des pluies.

Tous les termes du bilan ont été soit mesurés soit estimés, mis à part l'**ETR**. En 1992, nous disposons de valeurs de l'**ETR mesurées** du 20 juillet au 16 septembre par l'équipe de B. Monteny (ORSTOM) sur un champ de mil voisin de celui auquel nous nous intéressons ici (Monteny, com. pers.). L'**ETR** journalière moyenne calculée à partir de ces données vaut **2,6 mm/j**, avec un **écart-type de 0,9 mm/j**.

Par ailleurs, l'étude du **tarissement des profils** de teneur en eau en l'absence de drainage sur les tubes du transect nous a permis de calculer une valeur moyenne de l'**ETR de 2,8 mm/j**

(écart-type 2 mm/j), pour les saisons 1992 et 1993. Nous utilisons ici la valeur intermédiaire de 2,7 +/- 1,4 mm/j.

L'utilisation d'une valeur moyenne pour estimer l'ETR saisonnier bilan est une approximation, qui n'est pas valide pour calculer l'évapotranspiration au pas de temps journalier, dépendante de la teneur en eau du sol. Wallace et al. (1989), au Niger, ont mesuré un flux évaporatoire variant de 3 mm/j sur sol humide à 1 mm/j sur sol sec. Cependant, au pas de temps saisonnier, le calcul de l'ETR par une valeur moyenne journalière peut se justifier en l'absence de donnée plus exhaustive.

Pour simplifier, on considère que l'ETR débute à la date des semis, soit le 2 juillet 1992 et le 1^{er} juin 1993 (Tableau 22, § 3.3.1.1) et se poursuit jusqu'à la dernière pluie (16 septembre 1992 et 26 septembre 1993). On néglige ainsi l'évaporation du sol nu entre la première pluie et le semis, mais on surestime par ailleurs l'ETR dans les premières semaines de la croissance du mil. Ces hypothèses se compensent partiellement. Rappelons que nous établissons un **bilan approché**.

Pour le **ruissellement**, la seule donnée disponible est la lame ruisselée sur la parcelle de mil, bien qu'elle ne soit pas strictement représentative du ruissellement de la parcelle (§ 3.3.4). On utilise dans le bilan la lame cumulée reconstituée pour les deux saisons (§ 3.3.3).

L'**infiltration profonde** a été estimée ci-dessus (Tableau 29) et le **stockage** est calculé par la différence de stock entre le début et la fin de la saison.

Les composantes du bilan en 1992 et 1993 sont rassemblées dans le Tableau 31 pour les huit tubes. Elles sont exprimées en mm et en fraction de la pluie (pourcentages). L'équilibre du bilan est évalué par ϵ en comparant le stockage et la somme des sorties du système à la pluie (apport), défini par :

$$\epsilon = \frac{\text{apports} - (\text{stockage} + \text{sorties})}{\text{apports}} = \frac{P - (S + \text{ETR} + R + I)}{P}$$

Une valeur **positive** de ϵ traduit que les sorties sont inférieures aux entrées, et que le bilan est **excédentaire**.

L'implantation tardive des tubes sur la **parcelle de mil** en 1992 ne permet pas de formuler le bilan cette année là.

Le Tableau 31 montre que le bilan sur le tube 5 est nettement excédentaire les deux années (environ 24% de la pluie) ; sur le tube 6, il est excédentaire en 1992 (28 %) mais déficitaire en 1993 (45 %) ; enfin sur le tube amont de la parcelle et le tube 1, le bilan est excédentaire en 1992 (19 et 21 %). Ces cas particuliers seront évoqués plus loin. Dans les 10 autres cas, l'écart relatif à la pluie est inférieur à 12 % en valeur absolue.

Tableau 31. Bilan hydrologique saisonnier sur les tubes du champ de mil

Bilan sur la période		mil amont		mil aval		Tube 1		Tube 2		Tube 3		Tube 4		Tube 4 bis		Tube 5		Tube 6	
24 mai - 16 septembre 1992		mm	% P																
Pluie (P)	mesurée	450																	
Ruissellement (R)	mesuré	49	11%	49	11%	49	11%	49	11%	49	11%	49	11%	49	11%	49	11%	49	11%
Stockage dans le sol (S)	calculé	?	-	?	-	152	34%	190	42%	149	33%	158	35%	168	37%	86	19%	70	16%
Infiltration > 340 cm (I)	estimée	0	0%	0	0%	0	0%	28	6%	0	0%	15	3%	15	3%	0	0%	0	0%
ETR	estimée	206	46%	206	46%	206	46%	206	46%	206	46%	206	46%	206	46%	206	46%	206	46%
Total sorties (R+S+I+ETR)						406		472		403		427		437		340		324	
$\epsilon=(P-(R+S+I+ETR))/P$						10%		-5%		10%		5%		3%		24%		28%	

Bilan sur la période		mil amont		mil aval		Tube 1		Tube 2		Tube 3		Tube 4		Tube 4 bis		Tube 5		Tube 6	
26 mai - 26 septembre 1993		mm	% P																
Pluie (P)	mesurée	490																	
Ruissellement (R)	mesuré	59	12%	59	12%	59	12%	59	12%	59	12%	59	12%	59	12%	59	12%	59	12%
Stockage dans le sol (S)	calculé	20	4%	73	15%	10	2%	111	23%	62	7%	41	8%	95	19%	1	16%	215	11%
Infiltration > 340 cm (I)	estimée	0	0%	0	0%	0	0%	4	1%	3	1%	16	3%	13	3%	0	0%	57	44%
ETR	estimée	316	64%	316	64%	316	64%	316	64%	316	64%	316	64%	316	64%	316	64%	316	64%
Total sorties (R+S+I+ETR)		395		448		385		494		430		440		489		376		712	
$\epsilon=(P-(R+S+I+ETR))/P$		19%		9%		21%		-1%		12%		10%		0%		23%		-45%	

Les différentes composantes du bilan sont entachées d'erreur et il convient d'évaluer leur effet sur le bilan. Les incertitudes sont liées :

- à l'estimation de l'infiltration dont la gamme de variation est présentée dans le Tableau 29
- à l'estimation ETR, dont l'incertitude est évaluée par l'écart-type calculé ci-dessus (1,4 mm/j).
- à l'incertitude sur la variation de stock (< 3 mm, cf Tableau 8, p. 87).

L'erreur sur la mesure de la pluie et sur la mesure du ruissellement, non évaluées, sont négligées.

La somme des termes de sortie du bilan et la quantité ϵ sont présentées dans le Tableau 32, accompagnées de leur intervalle de variation déterminé par la combinaison de toutes les erreurs d'estimation.

Les mêmes tendances évoquées ci-dessus pour les tubes 1, 5 et 6 transparaissent dans le tableau. Pour les autres tubes, le bilan est bouclé dans des conditions **satisfaisantes**, puisque l'erreur relative ϵ varie de -84% (tube 4 en 1992) à +56% (tube 1 en 1993). Il faut garder à l'esprit qu'il s'agit d'un **bilan approché** fondé sur des estimations des composantes (ETR, infiltration profonde).

Tableau 32. Sensibilité du bilan à l'incertitude sur l'estimation des composantes

Tube	24 mai - 16 sept. 1992 pluie : 450 mm		26 mai - 26 sept. 1993 pluie : 490 mm	
	Total sorties + stockage (mm)	ϵ	Total sorties + stockage (mm)	ϵ
mil amont	-		395 [226 ; 564]	19 % [-15% ; 54%]
mil aval	-		448 [279 ; 617]	9 % [-26% ; 43%]
tube 1	406 [295 ; 517]	10 % [-15% ; 34%]	385 [216 ; 554]	21 % [-13% ; 56%]
tube 2	472 [333 ; 730]	-5 % [-62% ; 26%]	494 [317 ; 858]	-1 % [-75% ; 35%]
tube 3	403 [292 ; 582]	10 % [-29% ; 35%]	430 [259 ; 702]	12 % [-43% ; 47%]
tube 4	427 [301 ; 747]	5 % [-66% ; 33%]	440 [247 ; 716]	10 % [-46% ; 50%]
tube 4bis	437 [311 ; 830]	3 % [-84% ; 31%]	489 [301 ; 750]	0 % [-53% ; 39%]
tube 5	340 [229 ; 452]	24 % [0% ; 49%]	376 [207 ; 545]	23 % [-11% ; 58%]
tube 6	324 [213 ; 436]	28 % [3% ; 53%]	712 [421 ; 1576]	-45 % [-222% ; 14%]

4.3.4.1. Commentaires

La submersion au voisinage du **tube 6** survenue en fin de saison 1993 explique l'excédent du bilan : l'apport réel est nettement sous-estimé par la pluie seule.

Lorsque le bilan est excédentaire et que l'apport au système est connu, un ou plusieurs des termes de sortie sont sous-estimés. Sur les tubes mil amont et 5, l'infiltration ne dépasse pas le fond du tube. La variation de stock est par ailleurs mesurée avec assez de confiance, et la sous-estimation est principalement liée au ruissellement, à l'ETR, ou aux deux à la fois.

L'expérience de terrain montre que des croûtes sont bien développées au voisinage des tubes 1 et 5. Le ruissellement y est donc plus fort que dans le reste du champ. Par conséquent, le ruissellement mesuré à la parcelle, utilisé dans le bilan, sous-estime le ruissellement réel au voisinage de ces tubes, ce qui explique la tendance observée dans le bilan.

Le tube amont de la parcelle est peu encroûté et sur ce tube, l'ETR est peut-être sous-estimée, bien que le bon accord général du bilan suggère que la lame transpirée estimée soit pertinente. Il n'est pas possible de préciser davantage la contribution de chaque processus, faute de données suffisantes.

En conclusion, eu égard aux simplifications et approximations utilisées, le bilan peut être considéré comme bouclé de manière satisfaisante. Les comportements singuliers ont été expliqués, dans la mesure des informations disponibles. **On peut donc conclure à la cohérence globale des diverses estimations réalisées précédemment (infiltration, ETR).**

4.3.5. Conclusion

Les profils d'humidité observés montrent que, sur le champ de mil, l'eau peut s'infiltrer au-delà de la profondeur maximale des mesures (3,4 m). Sous les hypothèses d'un transfert purement gravitaire de l'eau dans le sol et d'une zone racinaire limitée à 2 m d'épaisseur, nous avons **estimé** la lame d'eau infiltrée en fin de saison des pluies en dessous de 3,4 m à **moins de 30 mm**, avec cependant une incertitude importante sur cette valeur. L'absence de profils de pression de l'eau dans le sol ne nous permet pas de déterminer le sens des flux en saison sèche. Cependant, le sol étant totalement asséché dans la tranche 0-3,4 m en fin de saison sèche, nous avons estimé qu'au pas de temps annuel **la majeure partie de l'eau du sol est reprise par évaporation.**

Comme sur la parcelle de mil, la lame infiltrée augmente après les sarclages, et nous avons montré qu'elle peut occasionnellement **dépasser la lame précipitée**. En plus de la variabilité temporelle de l'infiltration, nous avons mis en évidence sa variabilité spatiale : la quantité d'eau stockée dans le sol au cours de la saison est systématiquement plus faible en sommet (tube 1 et tube de la parcelle) et en bas (tubes 5 et 6) de toposéquence. Cette variabilité est attribuée

conjointement à la **taille de l'impluvium** en amont des tubes, et corrélativement à l'écoulement disponible, qui explique le comportement des tubes de l'amont, et aux **conditions locales d'encroûtement** qui expliquent celui des tubes en aval.

Les mesures ou les estimations obtenues sont réunies pour chaque tube et chaque saison dans un bilan hydrologique. Il est bouclé de manière satisfaisante, ce qui atteste que la **cohérence** globale des valeurs des termes du bilan et accrédite la pertinence des estimations réalisées.

4.4. Zone d'épandage - Ourlet

La zone d'épandage, et l'ourlet en aval, sont caractérisés par la présence d'une végétation herbacée dense en saison des pluies, d'arbustes (*Guiera senegalensis*, *Combretum*) et de ligneux de grande taille (*Cassia sieberiana*). Les villageois de Banizoumbou désignent cet endroit par le mot "bagou", qui se réfère en langue jerma à une mare très temporaire. Au moment des averses, il s'y forme souvent, en effet, une mare de faible profondeur qui disparaît en quelques heures. Quatre tubes d'accès pour humidimètre à neutrons sont installés sur ce site (cf. Figure 10, p. 43) à 3,4 m de profondeur (tubes 7 et 18) et à 6 m (tubes 8 et 28).

4.4.1. Sols

Une fosse pédologique creusée non loin du tube n°7 permet de donner une description du sol à cet endroit. Lamotte (1992) décrit quatre ensembles superposés, sous-jacents à une mince pellicule sableuse superficielle : un niveau argileux, un niveau gréseux induré discontinu, un niveau hétérogène à phase gréseuse indurée, et un niveau argilo-limoneux apparenté au niveau 3 décrit sous le versant sableux (cf. Figure 10, p. 43).

A l'aval de la végétation, l'affleurement d'un niveau gréseux induré (Figure 10) a probablement joué le rôle de verrou et favorisé la formation d'une dépression topographique.

Lamotte (1992) observe une forte activité biologique (termites) qui, avec la végétation ligneuse est un indice de disponibilité d'eau tout au long de l'année.

4.4.2. Infiltration

4.4.2.1. Profils d'humidité

L'étude des profils d'humidité du sol obtenus dans cette zone permettent de confirmer les hypothèses formulées par l'observation du sol et de la végétation.

La Figure 54 montre l'évolution du front d'infiltration pour les tubes 7, 8, 18 et 28 en 1993. Le front d'infiltration dépasse le fond des tubes 7 et 28 en 1993. Un comportement analogue est observé en 1992 sur les tubes 18 et 28, mais suite à l'encroûtement très prononcé de la surface du sol autour du tube 7 en 1992, l'infiltration y a été moins importante.

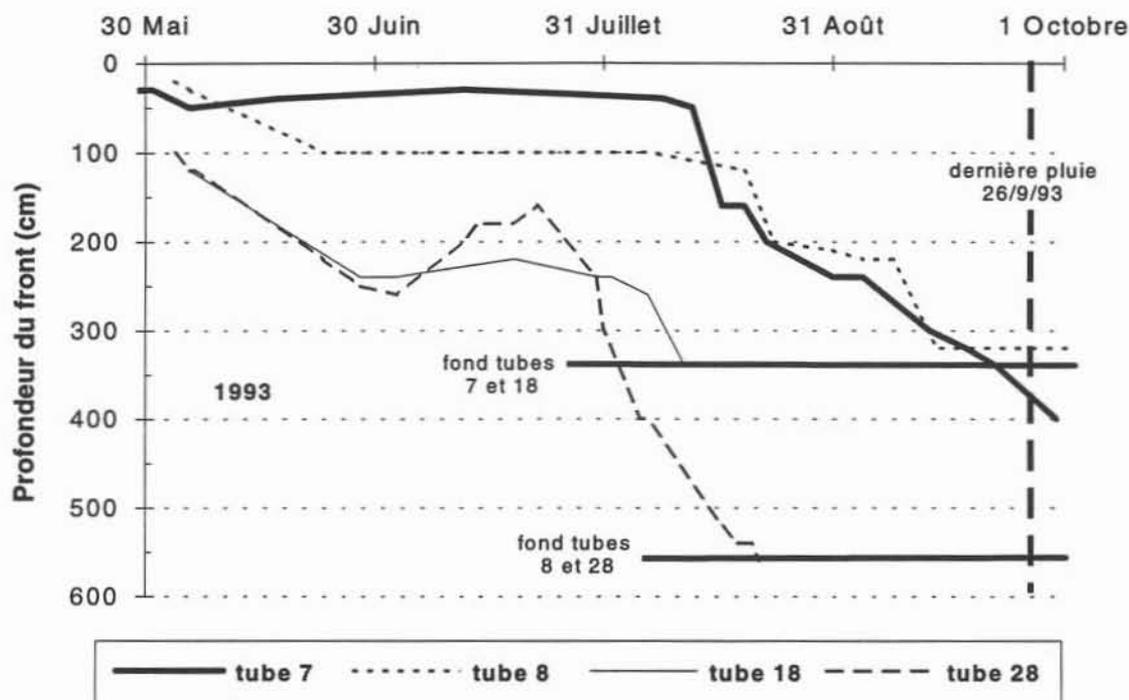


Figure 54. Site de l'ourlet. Evolution du front d'infiltration dans le temps, saison 1993.

Pour illustrer plus en détail l'évolution de la teneur en eau du sol, on a représenté sur la Figure 55 les **enveloppes maximales et minimales** des mesures réalisées sur le tube 28, et 9 **profils** qui illustrent le ressuyage du sol de septembre 1992 à juin 1993.

On constate que l'assèchement du sol est plus rapide au-dessus de la cote 250, à laquelle on observe une rupture dans la pente du profil. Ainsi, le 25 novembre ou le 23 décembre, le sol est à son humidité minimale jusqu'à 2,5 m, mais à des teneurs en eau voisines de $0,15 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ plus en profondeur. La décroissance de la teneur en eau est liée à la fois à l'extraction par l'évapotranspiration et à l'écoulement en profondeur. La Figure 55 illustre une combinaison de ces deux processus, le premier étant en première approche, plus prononcé dans la tranche 0 - 2,5 m.

Le 31 mars 1993, alors que les cinq premiers mètres du sol sont à la teneur en eau minimale, le fond du profil continue à s'assécher, de telle sorte que fin mai la base du profil (5,6 m) atteint l'humidité minimale.

Cela permet d'établir deux résultats : **le sol s'assèche** entre deux saisons des pluies, mais les écoulements d'eau en profondeur **se poursuivent en saison sèche**, et probablement au cours de la saison des pluies suivante.

Il en résulte qu'une partie de l'eau est inaccessible à la mesure et que nous serons amenés à faire des estimations des volumes infiltrés en profondeur.

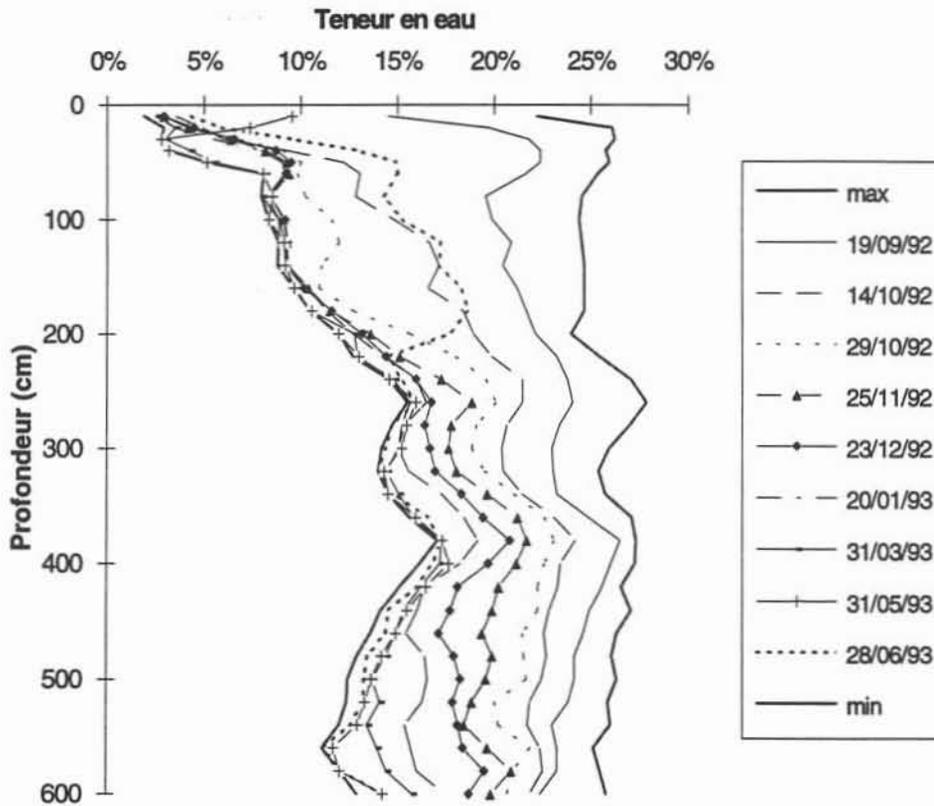


Figure 55. Ressuyage du sol de septembre 1992 à juin 1993 sur le tube 28. Neufs profils présentés entre l'enveloppe des valeurs minimales et maximales d'humidité.

4.4.2.2. Comparaison de la variation de stock à la pluie

Le résultat précédent suggère que des quantités importantes d'eau sont disponibles pour alimenter l'infiltration profonde. Pour le montrer, la **variation de stock** en eau du sol ΔS est comparée à la **lame précipitée P**, de la même manière que sur le champ de mil. La Figure 56 présente les valeurs du rapport $\Delta S/P$ pour les tubes 8, 18 et 28 et pour quelques averses, accompagnées de l'intervalle d'incertitude associé, calculé comme précédemment (§ 3.1.2.2., p. 104).

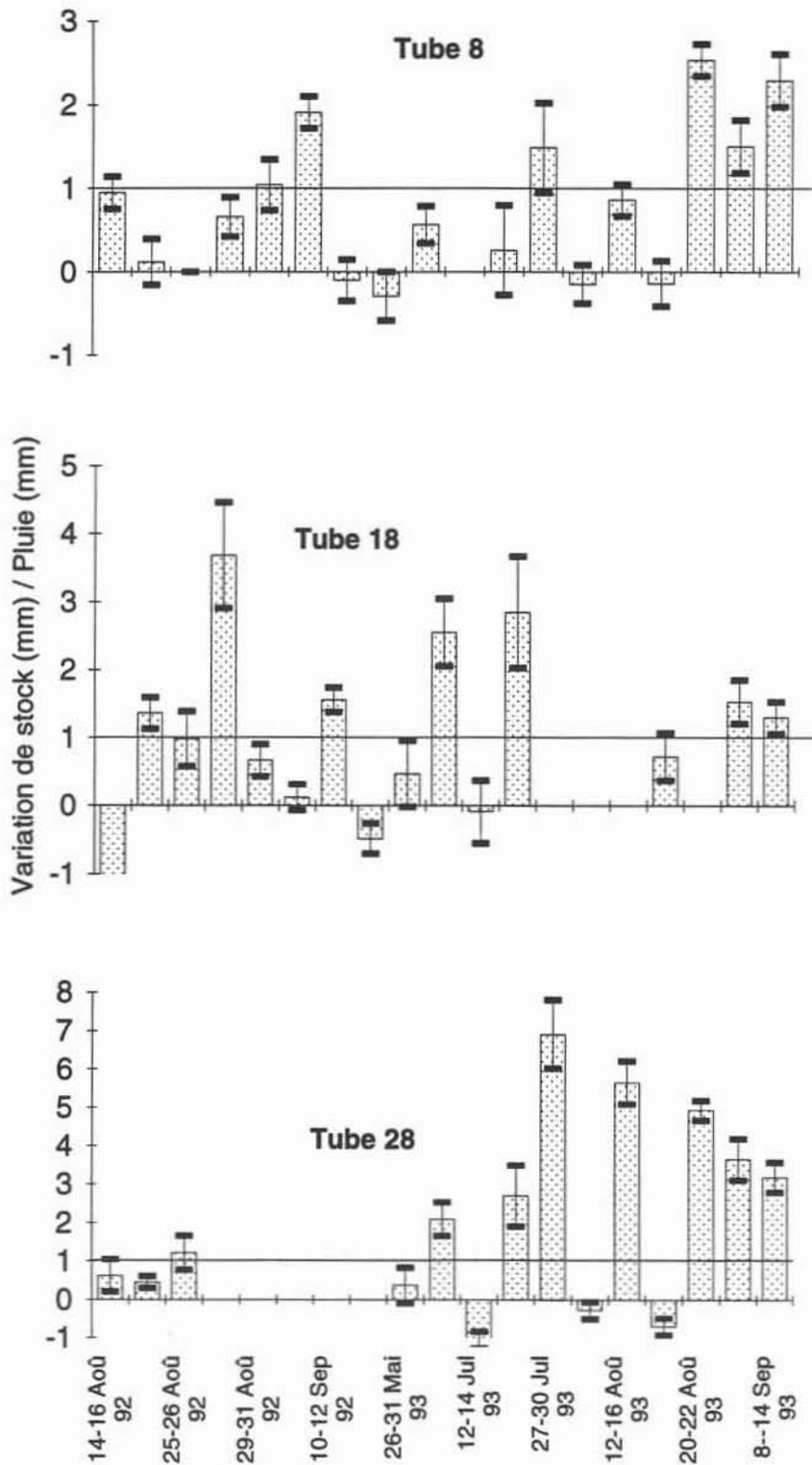


Figure 56. Rapport "variation de stock / hauteur d'averse" et intervalle d'incertitude, pour les tubes 8, 18 et 28.

Afin de permettre la comparaison sur les trois tubes, la même période a été utilisée pour calculer la variation de stock pour chacun d'eux. Les mesures n'étant pas nécessairement disponibles simultanément sur les trois tubes, des lacunes existent dans les graphiques.

La variation de stock est **supérieure à la hauteur de pluie** pour la moitié des événements présentés sur la figure, et peut atteindre de **trois à sept fois la pluie** selon les tubes.

Rappelons que la variation de stock est estimée par défaut, les mesures n'étant pas nécessairement rapprochées du début et de la fin des pluies.

L'évapotranspiration et le drainage ne sont pas considérés dans le calcul de l'évolution du stock, et l'on constate, par les valeurs négatives du rapport, que la décroissance du contenu en eau peut être rapide (exemple du 16 au 18 août 1992 sur le tube 18, du 12 au 14 juillet 1993 sur le tube 28).

L'ourlet est donc très nettement **suralimenté en eau**. L'eau excédentaire provient de l'épandage de l'eau qui s'écoule dans les ravines lors des averses et qui vient s'accumuler dans la dépression topographique, favorisant la création d'une petite mare.

4.4.2.3. Estimation de l'infiltration profonde

Pour donner une estimation de la lame infiltrée sous le fond des tubes, nous avons utilisé la même méthode que sur le champ de mil.

La détermination couples $(\theta, K(\theta))$ lorsque le front d'infiltration n'atteint pas la profondeur maximale des mesures n'est possible que sur les tubes 7 et 8. Nous avons obtenu 11 couples correspondant à une de variation de la teneur en eau θ dans la gamme 19,5 - 22,5 cm³.cm⁻³.

L'ajustement d'une relation de type $K(\theta) = K_0 \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^b$ n'est pas possible, du fait du nombre trop faible de points expérimentaux. Pour poursuivre le calcul, nous utilisons pour $K(\theta)$ la valeur **moyenne** de la conductivité sur l'échantillon, égale à **7,8 mm/j (écart-type 6,8 mm/j)**, en gardant à l'esprit qu'elle ne peut être utilisée que pour des valeurs de θ comprises entre 19,5 et 22,5 cm³.cm⁻³ (Figure 57).

Pour tenir compte de l'incertitude sur la valeur moyenne de la conductivité hydraulique, l'infiltration est également calculée pour les bornes de l'intervalle de confiance à 95% sur l'estimation de la moyenne (Figure 57), soit 3,2 et 12,4 mm/j. Les valeurs obtenues sont présentées dans le Tableau 33.

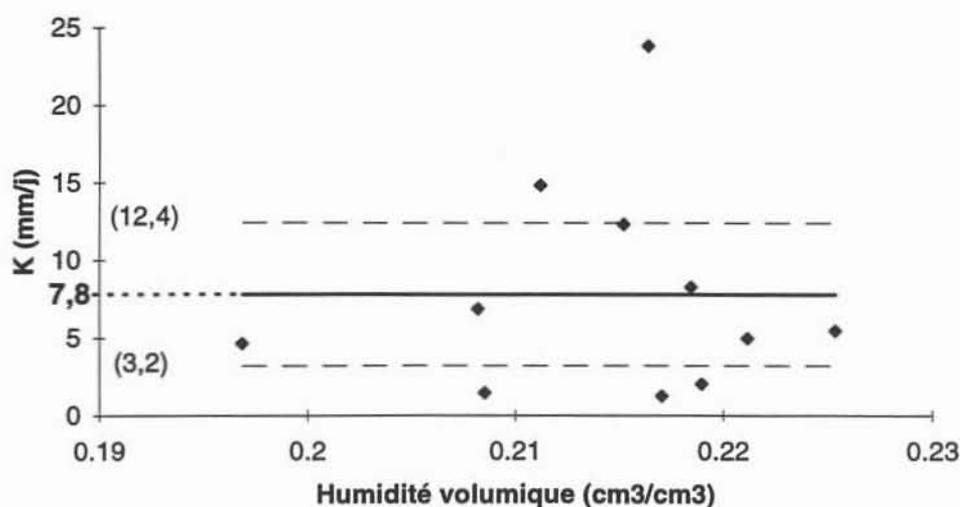


Figure 57. Points expérimentaux (K, θ) déterminés pour les tubes 7 et 8 : valeur moyenne (trait plein) et intervalle de confiance à 95 % sur la moyenne (trait pointillé).

En 1992, le front d'infiltration ne dépasse pas 3 m sur le tube 7, et un jeu de données incomplet pour le tube 28 ne permet pas de faire l'estimation.

Le Tableau 33 montre que la lame infiltrée estimée varie de **48 mm** sur le tube 18 en 1992 à **plus de 500 mm** sur le tube 28 en 1993. Comme pour le champ de mil, la profondeur sur laquelle se répartit cette eau est estimée à partir de la teneur en eau observée à la base du profil.

Tableau 33. Estimation de la lame infiltrée sous le fond des tubes 7, 18 et 28. Les valeurs entre crochets définissent les bornes de l'intervalle de confiance sur l'estimation de la lame infiltrée

Tube	profondeur tube	Saison 1992		Saison 1993	
		période de calcul	lame inf. (mm)	période de calcul	lame inf. (mm)
7	3,4 m	-	0	22 - 27 sept.	37 [14 - 60]
18	3.4 m	31 août-16 sept.	122 [48 - 196]	6 août - 27 sept.	319 [75 - 563]
28	6 m	-	?	20 août - 27 sept.	405 [280 - 529]

Au delà de 3 m de profondeur et en saison des pluies, l'humidité du sol est voisine de $0,25 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ sous les quatre tubes. En faisant l'hypothèse que la teneur en eau du sol sous le fond du tube est à une valeur voisine, la lame de 405 mm infiltrée sous le tube 28 se propage 1,6 m plus bas soit jusqu'à la profondeur 7,6 m environ. Compte tenu de l'incertitude sur la valeur du stock, cette profondeur est comprise entre **6,8 et 8,1 m** sous la surface du sol. Comme précédemment, nous ne disposons d'aucune mesure permettant de vérifier ces ordres de grandeur.

4.4.3. Discussion

Les données disponibles à ce jour sur la zone de l'ourlet sont insuffisantes pour permettre de quantifier précisément les processus hydrologiques. Même si les estimations de lame infiltrée en profondeur sont grossières, il est certain que les volumes infiltrés sont **très supérieurs** sur ce site à ce qu'ils sont en amont, dans le champ de mil.

Si l'on confronte les valeurs estimées de la profondeur d'infiltration (6 à 8 m) avec la coupe schématique de la toposéquence (Figure 10), on constate que l'eau s'écoule au travers des niveaux superficiels et **atteint très probablement les sédiments du continental terminal**. Les ruptures de pente observées sur les profils d'humidité aux profondeurs 260 et 400 cm environ (Figure 55, page 172) pourraient d'ailleurs correspondre à l'interface des niveaux pédologiques 1 et 2, et 2 et 3 (Figure 10). Nous ne pouvons évaluer le devenir de l'eau infiltrée après les pluies, mais compte tenu des quantités en jeu et des profondeurs atteintes, il est probable que **la plus grande partie de l'eau infiltrée reste dans le sol, à l'abri de l'évapotranspiration, et draine en profondeur en direction de l'aquifère.**

La présence d'un niveau argileux en surface peut s'expliquer par l'accumulation de sédiments fins lorsque la surface est inondée, et la présence d'une végétation pérenne dense confirme la disponibilité d'eau tout au long de l'année.

L'alimentation en eau de l'ourlet est liée à l'épandage des crues des ravines. Il peut également provenir du ruissellement direct du versant, en particulier de sa partie aval, mais on ne dispose d'aucune mesure pour le confirmer.

Une conséquence importante de l'épandage des crues provenant des ravines et de l'infiltration en grande quantité dans l'ourlet est la **discontinuité spatiale de l'écoulement**. Cette zone de forte infiltration est en effet localisée à mi-versant du bassin de Banizoumbou (Figure 9, p. 42) et a pour effet de **stopper l'écoulement de l'eau, qui de ce fait, ne se propage pas jusqu'au kori de Banizoumbou.**

Cela constitue un fait marquant du fonctionnement hydrologique de la toposéquence. Nous examinerons plus loin dans quelle mesure cette discontinuité hydrologique est **représentative** des toposéquences de la région, et les **conséquences sur l'hydrologie à l'échelle régionale.**

4.4.4. Bilan hydrologique

Les résultats précédents sont synthétisés dans le bilan hydrologique établi pour chaque tube. Comme précédemment, le système considéré est la tranche de sol contenant chaque tube. La période de calcul est limitée à la saison des pluies. En 1992, les tubes 8 et 18 ont été

implantés tardivement, et le bilan est établi à partir de la date du premier profil d'humidité disponible. Les données relatives au tube 28 ne permettent pas de calculer le bilan cette année là.

L'apport d'eau au système est constitué de la pluie augmentée du ruissellement provenant des ravines, mais ce dernier terme n'a pas pu être évalué. En effet, si l'écoulement à la sortie des ravines C et D a été mesuré (cf. § 4.2, p. 145), on ne sait pas de quelle manière l'eau se répartit dans la zone d'épandage. On ne dispose pas d'un levé topographique de la zone assez précis pour permettre d'estimer cette répartition. **L'entrée du système**, qui pourtant conditionne l'ensemble des processus hydrologiques, **est donc inconnue**. L'équilibre du bilan ne peut pas être contrôlé. Cependant, les autres composantes du bilan ont été estimées ou mesurées, et le **terme résiduel** du bilan fournira **un ordre de grandeur de l'apport d'eau supplémentaire** provenant des ravines.

Les sorties d'eau du système sont dues à **l'évapotranspiration** et au **drainage** en profondeur.

Le stockage correspond à l'emmagasinement d'eau dans le sol entre le début et la fin de la période de calcul.

L'évapotranspiration de la végétation présente dans l'ourlet n'a pas été mesurée directement. Mais l'étude du tarissement de la partie supérieure du sol entre deux averses à partir des profils d'humidité permet d'estimer l'évaporation journalière moyenne à **5 mm/j (écart-type 3 mm/j)**. L'infiltration profonde a quant à elle été estimée ci-dessus.

Les composantes du bilan pour chaque tube sont rassemblées dans le Tableau 34.

Les estimations de 1992 correspondent à une partie seulement de la saison, et peuvent de ce fait comporter un biais. Elles sont données à titre indicatif. En 1993 l'apport des ravines, estimé par le terme résiduel du bilan, est supérieur sur les tubes 18 et 28 (1,6 et 2,3 fois la pluie), les deux autres ne collectant de 0,8 à 1 fois la pluie environ. Ce résultat est contraire à celui que l'on attendrait, puisque les tubes 7 et 8 sont plus proches du cône d'épandage des ravines (Figure 11). La topographie du lieu est probablement telle que le centre de la zone d'accumulation d'eau est plus proche des tubes 18 et 28.

La somme de la lame infiltrée en profondeur et du stock en eau du sol mesuré à la fin de la saison des pluies représente la quantité d'eau disponible pour l'évapotranspiration en saison sèche et le drainage profond. En 1993, elle est évaluée à 70 % de la pluie sur le tube 7, mais à plus du double de la lame précipitée sur le tube 28.

A ce jour, il n'est pas possible de valider ces résultats, puisqu'on ne peut pas évaluer le terme d'apport par ruissellement. Les valeurs du Tableau 34 doivent donc être considérées comme indicatives.

Tableau 34. Bilan hydrologique sur les tubes 7, 8, 18 et 28

1992

	Tube 7 (3,4 m)		Tube 8 (6 m)		Tube 18 (3,4 m)		Tube 28 (6 m)
Calcul sur la période	24 mai - 12 sept.		19 août - 12 sept.		12 août - 12 sept.		
	mm	%P	mm	%P	mm	%P	
Pluie (P)	450		219		235		
Apport ravines (terme résiduel)	?		?		?		
Infiltration profonde (I)	0	0 %	0	0 %	122	52 %	
Stockage (S)	53	12 %	174	79 %	166	71 %	
Lame infiltrée totale (I+S)	53	12 %	174	79 %	288	123 %	
Evaporation (E) 5 mm/j	555	123 %	120	55 %	155	66 %	
Terme résiduel (I+E+S)-P	158	35 %	75	34 %	208	89 %	

1993

Calcul sur la période	24 mai - 24 septembre							
Pluie (P)	490		490		490		490	
Apport ravines (terme résiduel)	?		?		?		?	
Infiltration profonde (I)	37	8 %	0	0%	319	65 %	405	83 %
Stockage (S)	310	63 %	273	56 %	328	67 %	593	121 %
Lame infiltrée totale (I+S)	347	71 %	273	56 %	647	132 %	998	204 %
Evaporation (E) 5 mm/j	620	127 %	620	127 %	620	127 %	620	127 %
Terme résiduel (I+E+S)-P	477	97 %	403	82 %	777	159 %	1128	230 %

Les termes du bilan sont entachés d'une erreur d'estimation qui influence les valeurs du terme résiduel. Elle est liée au calcul de la variation de stock, connue à 8 mm près sur ces tubes (tableau 8, p. 87), à l'estimation de l'infiltration profonde (Tableau 33) et à celle de l'ETR, (+/- 3 mm/j). Le Tableau 35 présente l'intervalle de fluctuation du terme résiduel du bilan (estimation de l'apport des ravines) et du stock total en eau du sol estimé à la date de la dernière pluie.

A partir des données dont nous disposons, l'apport en eau à l'ourlet est estimé à plus de **trois fois** la pluie annuelle (tube 28). Sur ce même tube, la quantité d'eau totale dans le sol à la fin des pluies est estimée de 1,8 à 2,4 fois la pluie : elle se répartit en saison sèche entre évapotranspiration et drainage.

La Figure 58 récapitule, pour la saison des pluies 1993, les termes du bilan hydrologique du tube 28 que nous avons pu quantifier à partir des données disponibles.

Tableau 35. Gamme de variation du terme résiduel du bilan et du stock total sous l'influence des erreurs d'estimation des composantes du bilan

saison 1992		Tube 7	Tube 8	Tube 18	Tube 28
Terme résiduel du bilan	mm	0-499	0-155	33-383	
	%P	0%-111%	0%-71%	14%-163%	
Stock total (I+S)	mm	41-61	166-182	206-370	
	%P	10%-14%	76%-83%	88%-157%	

saison 1993		Tube 7	Tube 8	Tube 18	Tube 28
Terme résiduel du bilan	mm	77-877	26-780	156-1398	616-1663
	%P	16%-179%	5%-159%	32%-285%	128%-339%
Stock total (I+S)	mm	316-378	265-281	395-899	865-1164
	%P	64%-77%	54%-57%	81%-183%	177%-238%

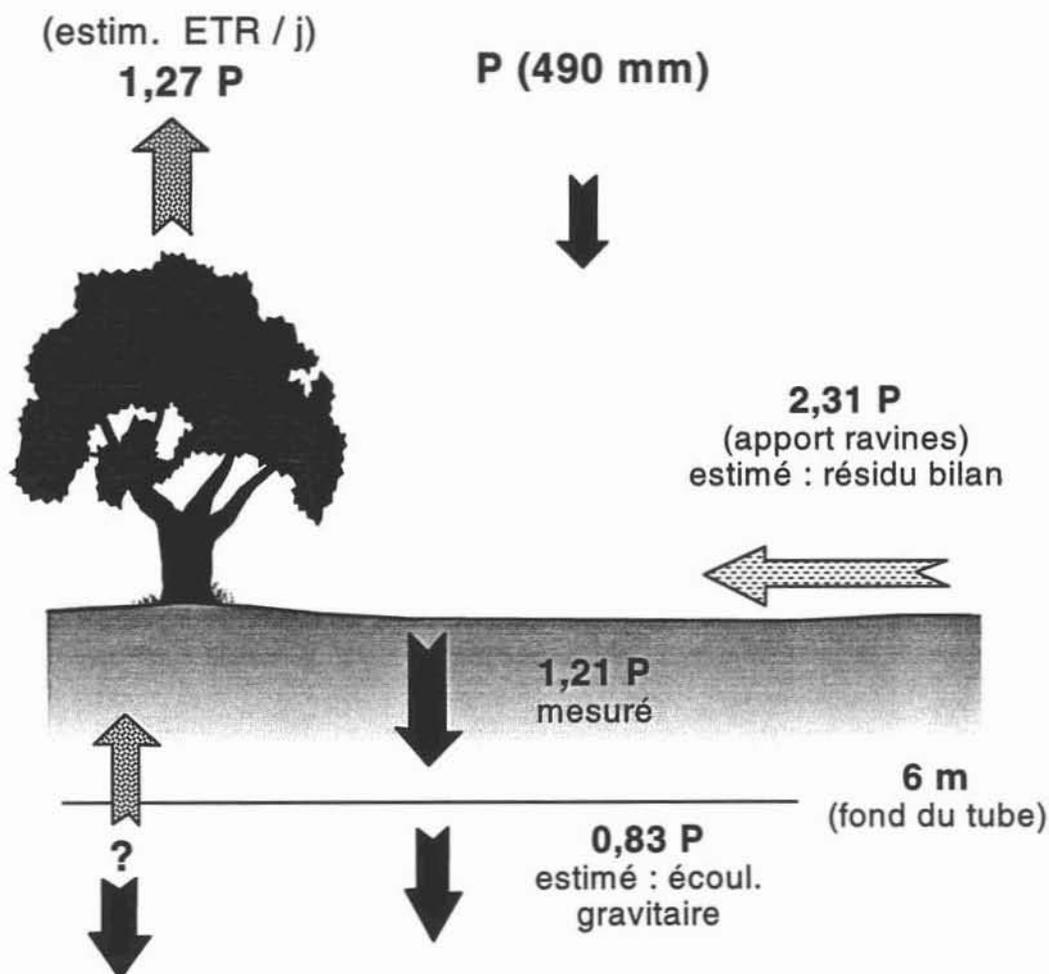


Figure 58. Bilan hydrologique saisonnier, tube 28. Saison 1993.

4.4.5. Conclusion

Du fait de l'épandage des crues qui s'écoulent dans les ravines, l'ourlet bénéficie d'apports en eau nettement supérieurs à la pluie annuelle. Les profils de teneur en eau montrent que l'infiltration est profonde (plus de 6 m), et que de l'eau subsiste **en profondeur** d'une année sur l'autre et draine vers l'aquifère, alors que les 6 premiers mètres du sol sont à **l'humidité résiduelle** au moment de la première pluie (assèchement complet en saison sèche). La dynamique de l'eau du sol en saison sèche n'a pas pu être étudiée.

4.5. Conclusion du paragraphe 4

Après les études locales à la parcelle, les analyses menées à l'échelle de la toposéquence ont permis d'appréhender les processus hydrologiques dans l'espace.

Les ravines et la partie basse de la toposéquence se sont révélés être des **zones privilégiées d'infiltration**. L'eau des ravines s'épand à cet endroit et s'accumule dans une mare temporaire **sans s'écouler au-delà**. L'absorption totale de l'eau dans la zone d'épandage et l'ourlet implique **la discontinuité spatiale de l'écoulement**, et les crues ne rejoignent pas le kori de Banizoumbou situé 1 km plus loin.

Sur tous les sites, le sol est **entièrement asséché** sur la profondeur de mesure (3,4 m ou 6 m) entre deux saisons des pluies.

Sur le **champ de mil**, l'évapotranspiration est le terme prépondérant du bilan au pas de temps annuel. La lame infiltrée en saison des pluies, mesurée sur chaque tube d'accès pour humidimètre neutronique, est influencée par la position du tube sur le versant et l'état de la surface (croûtes). Comme sur la parcelle, on constate l'effet bénéfique du travail du sol sur l'infiltration, la lame infiltrée pouvant exceptionnellement être **supérieure à la lame précipitée** après les **sarclages**.

A l'aval de la toposéquence (ourlet), l'accumulation de l'eau provenant des ravines permet l'infiltration de grandes quantités d'eau. Le stock au moment de la dernière pluie de 1993 est estimé de 60 % de la pluie annuelle P (sur 3,4 m de profondeur) à plus de 2 fois P (sur 6 m) selon les points d'observation. La quantification de l'évapotranspiration et du drainage en saison sèche n'a pu être réalisée.

Remarquons que l'étude des mouvements d'eau dans le sol est **fortement limitée** par l'absence de mesures de la **pression de l'eau** du sol qui donnent accès à la connaissance du **sens des flux**. Pour permettre une estimation, nous avons été amenés à faire l'hypothèse d'un gradient de pression unitaire dans le sol. Les profils de teneur en eau permettent de contrôler qu'elle est

admissible en fin de saison des pluies (profil grosso modo vertical) mais elle n'est plus valable en saison sèche et notre méthode d'estimation n'est plus applicable.

5. Eléments de fonctionnement hydrologique de la toposéquence

L'ensemble des résultats obtenus à la parcelle ou sur la toposéquence nous permet de synthétiser son fonctionnement hydrologique. Nous examinons ci-dessous la contribution respective de chaque entité étudiée aux processus de ruissellement et d'infiltration à l'échelle de la toposéquence.

En adjoignant les résultats de la modélisation, établis au chapitre 4, mais présentés par anticipation ici, nous analyserons la contribution de la toposéquence à la recharge de l'aquifère, et le rôle des toposéquences de ce type dans le cycle hydrologique régional.

5.1. Synthèse des résultats expérimentaux

5.1.1. Plateau

Nous avons montré que le ruissellement généré sur la bande de sol nu alimente la bande de végétation par des quantités d'eau qui peuvent être 5 fois supérieures à la pluie, au pas de temps de l'averse. La zone de végétation est caractérisée par une très forte capacité d'infiltration. Une partie de l'eau infiltrée (non quantifiée) est restituée à l'atmosphère en saison sèche de telle sorte que les 6 premiers mètres du sol sont à leur état sec au début de la saison des pluies suivante ; le reste demeure dans le sol.

En l'absence de preuves expérimentales du contraire, on considère que toute l'eau de ruissellement produite sur la bande de sol nu se dissipe dans la végétation sans transiter au-delà. **Le système sol nu-végétation absorbe donc la totalité de l'eau qu'il reçoit.**

Dans ces conditions, seules les zones de plateau exclues des systèmes en bandes contribuent à la genèse des crues. On les observe généralement sur le **pourtour** des plateaux (figure 4, annexe 1).

Les systèmes sol nu-végétation en bandes d'une part, et la nature du sol et des croûtes d'autre part sont généralisés sur les plateaux de la zone d'étude. Le fonctionnement décrit ici peut être considéré comme représentatif des processus hydrologiques de plateaux, tout au moins lorsqu'ils ne sont pas soumis à la dégradation anthropique (cf. chapitre 1, § 6.2 et § 3.1.6. dans ce chapitre).

Le ruissellement produit sur le pourtour des plateaux peut se **déverser sur le talus** et s'écouler sous forme d'une **nappe** anastomosée ou se **concentrer** faiblement dans des petites dépressions qui constituent l'amorce des ravines.

5.1.2. Talus de plateau, piedmont dégradé

L'infiltration et le ruissellement sur les talus de plateaux et les zones de piedmont n'ont pas été quantifiés. Une approche de ces processus sera proposée au chapitre 4, mais le type d'état de surface qui les caractérise et leur position sur les bassins (Tableau 26, page 144, et figure 4, annexe 1) donnent des indications quant à leur fonctionnement hydrologique.

Le **talus** est en connexion hydraulique avec la bordure du plateau et constitue donc une zone de transit pour l'écoulement diffus ou faiblement concentré venant du plateau. Le ruissellement est ensuite transféré sur les **zones de piedmont**, très encroûtées (croûtes d'érosion), localisées à la base du talus. Comme ces croûtes se forment dans les zones soumises à une forte déflation des horizons superficiels sous l'effet de l'eau de ruissellement ou du vent (cf. chap. 2, § 3.1.1.2., p 54), leur présence près du talus confirme l'existence du transit d'eau en surface.

Les zones de piedmont dégradé, rencontrées en bordure des ravines (figure 4, annexe 1), fournissent un écoulement superficiel qui parvient rapidement dans le lit du cours d'eau.

5.1.3. Jachère et mil

Sur la zone de **jachère ancienne** étudiée, le processus prépondérant est l'évapotranspiration, et l'infiltration est limitée aux deux premiers mètres du sol. La parcelle de jachère est représentative des jachères anciennes de sommet de toposéquence, peu actives vis à vis de la restauration des propriétés physico-chimiques du sol, (rôle premier de la jachère, cf. § 3.4.3. dans ce chapitre). Elle n'est donc pas représentative de toutes les jachères, mais en première approche, elle représente bien les processus hydrologiques sur la portion de versant à laquelle elle appartient.

Sur la **zone cultivée**, le travail du sol favorise l'infiltration et nous avons montré que sur le champ de mil, lame infiltrée pouvait dépasser la lame précipitée immédiatement après les sarclages. Sans avoir pu le quantifier, nous avons mis en évidence l'existence du cumul du ruissellement avec la longueur de pente.

Au pas de temps annuel, la plus grande partie de l'eau contenue dans le sol (80 à 90 % de la pluie) retourne à l'atmosphère, et l'infiltration profonde (au delà de 3,4 m) est limitée. Nous n'avons pas pu la quantifier plus précisément.

Compte tenu de la grande variabilité spatiale et temporelle de l'infiltration et du ruissellement, liée au travail du sol et à la reconstitution des croûtes, les résultats obtenus sur le

site de mil ne sont pas nécessairement **quantitativement** représentatifs de toutes les zones cultivées. Néanmoins, ils sont probablement **qualitativement** transposables à d'autres sites.

5.1.4. Ravines, ourlet

L'analyse des volumes de crue a montré que l'eau transitant dans les ravines s'infiltré partiellement **à travers le fond du lit** de telle sorte que l'écoulement peut disparaître aux stations aval. Le fait marquant du comportement des ravines est que les crues sont **totalelement absorbées dans la zone d'épandage**, à l'aval des stations C et D (Figure 11) et qu'elles ne rejoignent pas l'axe de drainage principal le plus proche (kori de Banizoumbou, cf. figure 9, p 42). Il y a donc **discontinuité spatiale de l'écoulement**.

L'eau des crues qui parvient à la zone d'épandage s'accumule dans la **dépression topographique** localisée dans l'**ourlet**, en bas de la toposéquence. **L'infiltration y est importante et profonde**, et si le sol s'assèche sur 6 m de profondeur en période sèche, une partie de l'eau (non évaluée) infiltrée en saison des pluies reste dans le sol et participe à **l'évapotranspiration** et au **drainage en profondeur**. La partition entre ces deux processus n'a pas pu être évaluée.

5.1.5. Résultats complémentaires issus de la modélisation

Pour compléter les résultats obtenus à partir de l'analyse des données expérimentales, nous anticipons ici sur le chapitre suivant en présentant deux des principaux résultats de la modélisation :

- La lame infiltrée sous la ravine est faible si elle est calculée par rapport à la surface du bassin, mais rapportée à la surface des ravines, elle est évaluée à plus de **4000 mm** pour les saisons 1992 et 1993, soit plus de **8 fois la lame précipitée** (tableau 61, chapitre 4, p. 271).
- Le talus de plateau semble caractérisé par une **capacité d'infiltration** non négligeable, compatible avec sa nature pédologique (assemblage de blocs de démantèlement de cuirasse). Comme c'est une zone de transit de ruissellement (cf § 5.1.2.), il peut capter une partie du ruissellement provenant du plateau, et constituer ainsi une sorte de **bande d'arrêt**. L'infiltration en serait de ce fait accrue **sous les plateaux**. Ces hypothèses méritent cependant d'être confirmées.

Les résultats qui ont été obtenus sur les différents sites de la toposéquence et que nous avons présentés dans les paragraphes précédents sont rassemblés de manière synthétique dans le bloc-diagramme de la Figure 59.

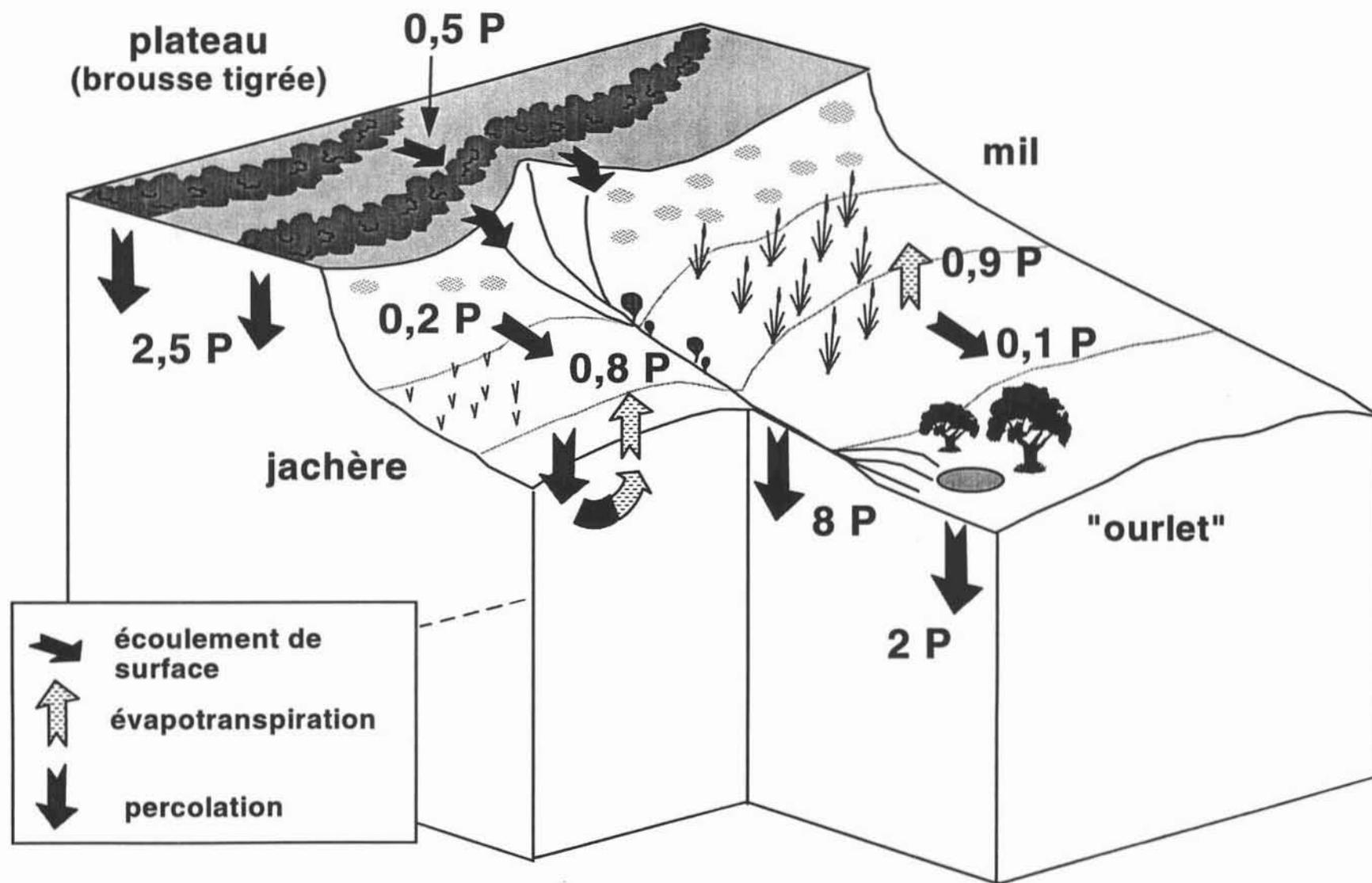


Figure 59. Bloc-diagramme de la toposéquence étudiée. Synthèse des processus de redistribution étudiés et quantification. Saison 1993.

La toposéquence y est schématiquement représentée, avec le plateau de brousse tigrée, le talus, la jupe sableuse (jachère et champ de mil) et la zone d'épandage et l'ourlet. Sur chaque site, nous avons repris les composantes du bilan hydrologique que nous avons pu quantifier (cf. chapitre 3, Figure 33, Figure 39, Figure 46, Figure 58, et chapitre 4, Tableau 61). Elles sont présentées pour la saison 1993 en fraction de la lame précipitée comme sur les figures desquelles elles sont issues. Rappelons que pour l'infiltration, les chiffres représentent la **lame d'eau stockée dans le sol à la fin de la saison des pluies**.

5.2. Conséquences

La toposéquence étudiée se compose d'une part de **zones dans lesquelles l'infiltration est limitée**, et qui corrélativement produisent du ruissellement (le sol nu de plateau, le versant sableux en jachère et sous culture). Au pas de temps annuel, la totalité de l'eau infiltrée est restituée à l'atmosphère et l'évapotranspiration y est le terme prépondérant du bilan.

Il y a d'autre part des **zones d'accumulation d'eau** (bandes de végétation sur le plateau, ourlet en aval de la toposéquence, ravines) dans lesquelles les volumes infiltrés au cours d'une saison des pluies sont plusieurs fois supérieurs à la lame précipitée. La végétation s'y développe, et si une partie de l'eau est évaporée, il en subsiste dans le sol, susceptible de **drainer en profondeur vers l'aquifère**.

Dans la perspective de l'étude hydrologique à la méso-échelle entreprise dans le contexte du programme HAPEX-Sahel, il convient d'examiner **quel peut être le rôle de cette toposéquence dans le cycle hydrologique régional**.

En l'absence d'écoulement de surface généralisé dans la zone d'étude, et en général au Sahel, la **nappe aquifère** est le seul élément intégrateur des écoulements d'eau à grande échelle. La détermination des zones privilégiées de recharge de la nappe est donc de grand intérêt.

Une étude hydrologique des mares, fondée sur la définition d'une typologie des systèmes endoréiques et le suivi de mares échantillons a été réalisée de 1991 à 1993 sur une zone de 600 km² englobant le site central est de l'expérience HAPEX-Sahel (Desconnets, 1994 ; Desconnets et *al.*, à paraître). A partir de l'analyse de l'évolution saisonnière du niveau d'eau dans les mares et de l'estimation de l'évaporation des surfaces libres par des méthodes isotopiques, la lame d'eau infiltrée annuellement sous le réseau de mares a pu être évaluée, pour l'année 1993, à **10 % de la lame précipitée**.

Une étude de la nappe aquifère du Continental Terminal (chapitre 1, § 3) menée dans le même temps à partir d'un réseau de puits et de piézomètres (mesure du niveau piézométrique)

permet, moyennant des hypothèses sur la porosité efficace de l'aquifère (Leduc et *al.*, à paraître), d'estimer la recharge de la nappe à la même quantité : 10 % environ de la lame précipitée annuellement.

Les deux approches utilisées pour l'estimation de la recharge annuelle de la nappe mènent au même résultat. Cela suggère par conséquent que les **mares sont la principale source de réalimentation de la nappe.**

Cependant, à l'issue de notre étude, il apparaît que des quantités non négligeables d'eau s'infiltrent en saison des pluies sous la toposéquence étudiée ici. Sur ce site, il n'y a pas d'obstacle physique connu au drainage sous la surface du sol, si ce n'est l'interface de la couche sableuse et des sédiments argilo-limoneux du continental terminal (Figure 10). L'eau infiltrée en profondeur sous les zones d'accumulation (ourlet, ravine, ou végétation de plateau) est donc susceptible de s'écouler **vers la nappe aquifère** et de participer à la recharge.

Nous proposons de spatialiser de manière approchée l'infiltration en profondeur sous le bassin C à partir de l'estimation que nous avons faite de l'infiltration sous la ravine et sous la végétation de la brousse tigrée, et d'estimer la fraction de cette eau qui peut raisonnablement rejoindre l'aquifère.

5.2.1. Estimation de l'infiltration sous le bassin C

L'infiltration en profondeur sous le bassin C a lieu de manière localisée, sous la végétation, de plateau et sous la ravine (l'ourlet n'est pas inclus dans le bassin), et non de manière uniforme. La spatialisation de la lame infiltrée permet de prendre en compte de manière globale ces diverses sources et d'estimer la contribution de l'ensemble du bassin à la percolation vers la nappe.

L'extension spatiale de la mare temporaire qui alimente l'infiltration dans l'ourlet n'est pas connue. Pour cette raison, on ne tiendra pas compte de cette zone.

Pour répartir l'infiltration sous la végétation de plateau sur l'ensemble du bassin, on fait l'hypothèse que la proportion de surface de végétation sur laquelle s'infiltré l'eau venant du sol nu est identique à celle utilisée au § 4.3.1.5 pour le bilan du tube n°15. On suppose donc que l'alimentation par le sol nu concerne 60% (soient 12 m rapportés à 20 m) de la surface de végétation. La végétation de brousse tigrée occupe 4,7% de la superficie du bassin C (Tableau 26), soit 4680 m² et la surface active vis à vis de l'infiltration est donc 2800 m² (60%).

Par ailleurs, la surface de la ravine est estimée à 1000 m² (Tableau 49, chapitre 4).

Le calcul de la lame infiltrée sous le bassin C est limité à la saison 1993. Connaissant les surfaces correspondantes, la lame infiltrée sous la végétation affectée d'une incertitude (Tableau 16 et Tableau 18) et celle relative à la ravine (calculée au chapitre 4, Tableau 61, p. 271) sont converties en volume (Tableau 36). La somme des volumes rapportée à la surface du bassin donne la lame totale infiltrée sous le bassin C. Sous les hypothèses du calcul, elle varie de 10 à 110 mm avec une valeur moyenne de **59 mm**.

Tableau 36. Estimation de la lame infiltrée sous le bassin C en 1993

	Végétation de plateau	Ravine
Lame infiltrée (mm)	570 [0 ; 2 400]	4 280
Surface (m ²)	2 800 m ²	1 000
Volume (m ³)	1 600 [0 ; 6 700]	4 280
volume total infiltré (m³)	5 880 [4 280 ; 10 980]	
Lame infiltrée (mm) sous le bassin C (99 540 m²) :	59 [10 ; 110]	

La lame estimée pour la saison 1993 (59 mm), représentant 12 % de la pluie annuelle, est du même ordre de grandeur que la recharge annuelle obtenue par Desconnets et Leduc (10 % de la pluie). Il faut cependant garder à l'esprit que :

- notre estimation représente la lame infiltrée **à la fin de la saison des pluies**. L'évaporation de saison sèche réduit la quantité d'eau disponible pour la percolation.
- sous les mares, dont le remplissage débute dès les premières pluies, l'infiltration a lieu **sous une charge significative d'eau** (un à plusieurs mètres), contrairement à ce qui se produit sur le bassin versant. Par conséquent, les transferts d'eau dans le sol sont moins rapides sur le bassin et toute l'eau ne draine pas nécessairement à grande profondeur.

La totalité de la lame de 59 mm estimée ici ne contribue donc pas à la recharge, et il ne nous est pas possible de quantifier davantage.

Cependant, d'après les résultats de Desconnets et Leduc, **la recharge provenant des mares est suffisante pour expliquer les fluctuations annuelles de la nappe** : il n'est donc pas "nécessaire" que les versants sableux y contribuent. On ne peut exclure, cependant, qu'une partie de l'eau infiltrée sur les versants atteigne l'aquifère, mais la recharge correspondante est, au pas de temps annuel, de **second ordre** devant celle due aux mares.

Comme nous l'avons évoqué, l'eau infiltrée dans les sols de versant en saison des pluies est probablement reprise intégralement par évaporation en saison sèche et la quantité d'eau qui percole en profondeur, vers la nappe, est très faible, voire nulle. Dans les bassins endoréiques dont les versants ont un comportement hydrologique comparable à celui de la toposéquence étudiée, comme celui de Wankama par exemple (Desconnets, 1995), l'alimentation en eau de la mare provient de l'écoulement de surface généré sur les versants et transféré en aval. Par conséquent la réalimentation de la nappe à l'échelle régionale par un réseau de sources **ponctuelles** (les mares) est probablement plus efficace qu'une réalimentation distribuée depuis les versants.

On peut donc remarquer que si l'**encroûtement** du sol est néfaste pour l'agriculture ou le développement de la végétation à l'échelle du champ, il est bénéfique à l'échelle régionale à laquelle il favorise l'écoulement de surface et le remplissage des mares, et par conséquent la recharge de l'aquifère.

5.3. Représentativité à l'échelle régionale des processus décrits : des éléments

La toposéquence étudiée ici est un site d'observation de taille limitée dans l'espace, et dans le contexte de l'hydrologie de méso-échelle, il importe d'estimer dans quelle mesure les processus décrits dans cette étude peuvent être considérés comme **représentatifs** à l'échelle régionale et applicable à d'autres toposéquences.

Cette question mérite des développements prolongés que nous ne pouvons présenter ici, et nous nous limitons à donner quelques pistes.

- Les processus sont évidemment liés aux caractéristiques géomorphologiques de la région : une succession de massifs tabulaires du continental terminal, séparés par de vastes vallées sableuses (cf chapitre 1, § 2, 3 et 4). Cette configuration est **généralisée** dans la région de Niamey.
- Les ravines incisées dans un matériau sableux se caractérisent probablement, comme sur notre site, par une capacité d'infiltration non négligeable.
- L'infiltration et le ruissellement à l'échelle locale sont sous l'influence de l'**encroûtement** du sol. La présence des croûtes est généralisée dans tout le Sahel. Les types de surfaces rencontrées sur notre site sont représentatifs de la majeure partie de ceux que l'on peut observer dans la région.
- Les plateaux sont très souvent couverts de brousse tigrée, et le fonctionnement décrit ici peut être considéré comme représentatif à l'échelle régionale.

- Un fait marquant est la **discontinuité de l'écoulement** en bas de la toposéquence, due à l'absorption complète des crues dans une zone d'épandage. L'examen des photographies aériennes de la région montre que de telles zones sont très **fréquentes** dans la région. Ainsi sur le bassin de Sama Dey (Esteves, 1995) ou de Wankama (Desconnets, 1994), une ou plusieurs zones de ce type sont observées. Elles sont vraisemblablement dues à une **réduction locale de la pente** du versant, qui favorise l'épandage des crues. Les informations topographiques nécessaires pour confirmer le rôle de la pente ne sont pas disponibles. On peut néanmoins invoquer une raison géologique. Il semble en effet que les zones d'épandage coïncident avec un niveau gréseux induré discontinu, tel que celui observé sous l'ourlet (Figure 10, p. 43). L'existence de ce niveau gréseux est mentionnée par Gavaud (1967) ou Ouattara et Wildings (1989). Une étude spécifique est nécessaire pour confirmer cette hypothèse.

Les zones d'épandages, les ravines ou les zones de végétation de plateau observées dans la région constituent des zones d'accumulation d'eau et peuvent **contribuer à la recharge** des horizons profonds. Par conséquent, il nous semble que le fonctionnement hydrologique de la toposéquence décrit ici peut être considéré comme **qualitativement représentatif des toposéquences de même type rencontrées dans la région.**

La Figure 59 (page 184) synthétise notre compréhension des processus de redistribution de l'eau sur la toposéquence. Ce fonctionnement pouvant être considéré comme représentatif à l'échelle régionale, nous avons représenté sur le bloc-diagramme de la Figure 60 une portion de versant d'un bassin endoréique type, comportant un plateau, deux ravines dont l'une est interrompue par une zone d'épandage, des champs et des jachères, et une mare au fond de la cuvette, le tout surmontant la nappe aquifère.

Seules les estimations des lames infiltrées en profondeur sous les versants sont représentées, ainsi que l'infiltration sous la mare. Nous avons montré que si de telles quantités d'eau peuvent être stockées dans le sol à la fin de la saison des pluies, la fraction qui parvient chaque année à l'aquifère est de second ordre (ϵ) devant la recharge due aux mares (10 % de la pluie). Le devenir de l'eau du sol en saison sèche, symbolisé sur le diagramme par les points d'interrogation, n'a pas pu être quantifié. **Ce diagramme représente la synthèse de l'ensemble des résultats obtenus dans notre étude.**

5.4. Conclusion

L'ensemble des résultats, issus de l'analyse des données expérimentales ou de la modélisation nous a permis de comprendre le fonctionnement de la toposéquence et d'évaluer son rôle dans le cycle hydrologique régional.

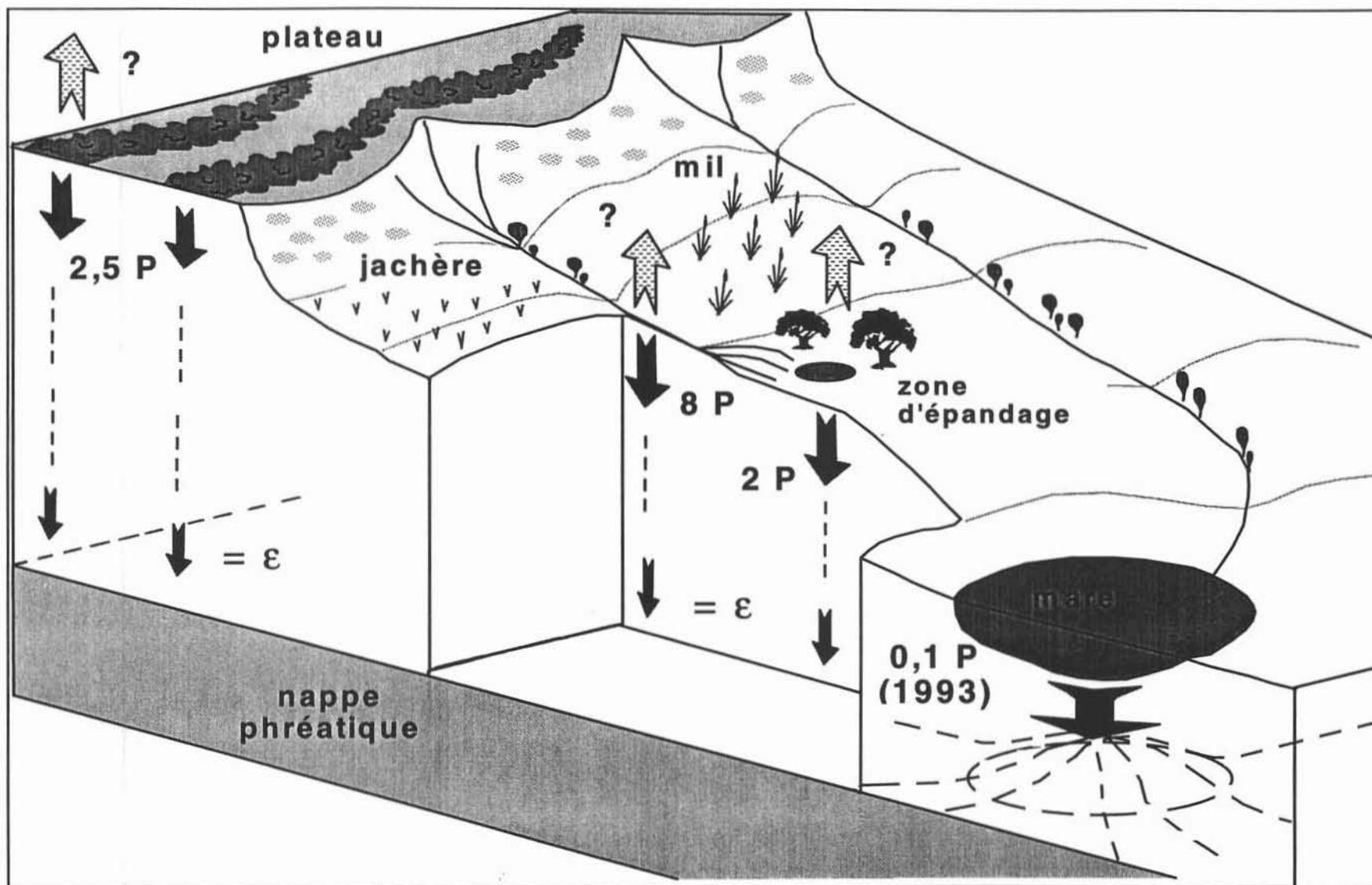


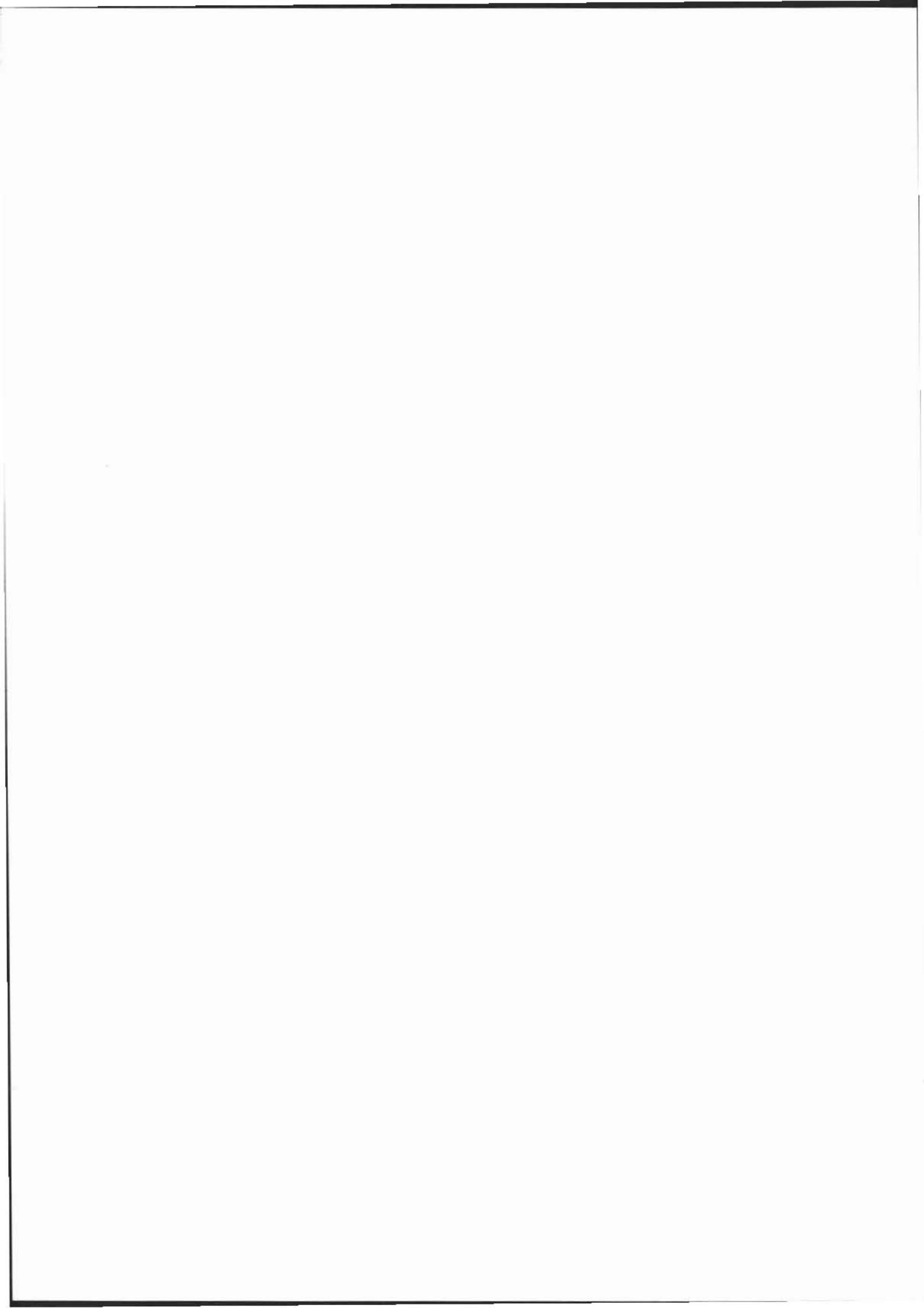
Figure 60. Bloc-diagramme de synthèse de l'ensemble des résultats. Fonctionnement hydrologique d'un versant d'un bassin endoréique. type. Conséquences sur la recharge de l'aquifère. Même légende que sur la Figure 59. Le devenir de l'eau en saison sèche (?) n'est pas quantifié.

La spatialisation de l'infiltration sur l'ensemble du bassin C nous a permis d'estimer à 59 mm la lame infiltrée en profondeur à la fin de la saison des pluies 1993. Cependant, la totalité de cette eau ne draine pas vers l'aquifère, une partie étant extraite par l'évapotranspiration. Une quantification plus précise n'a pas été possible. Néanmoins, compte tenu des résultats obtenus par d'autres équipes, la contribution des toposéquences de ce type à la recharge de l'aquifère semble de second ordre devant celle issue des mares, principales sources de réalimentation.

La toposéquence étudiée est considérée comme représentative des systèmes ayant les mêmes caractéristiques pédologiques (sols, croûtes), morphologiques (versant sableux, plateau cuirassé) ou hydrologiques (zone d'épandage).

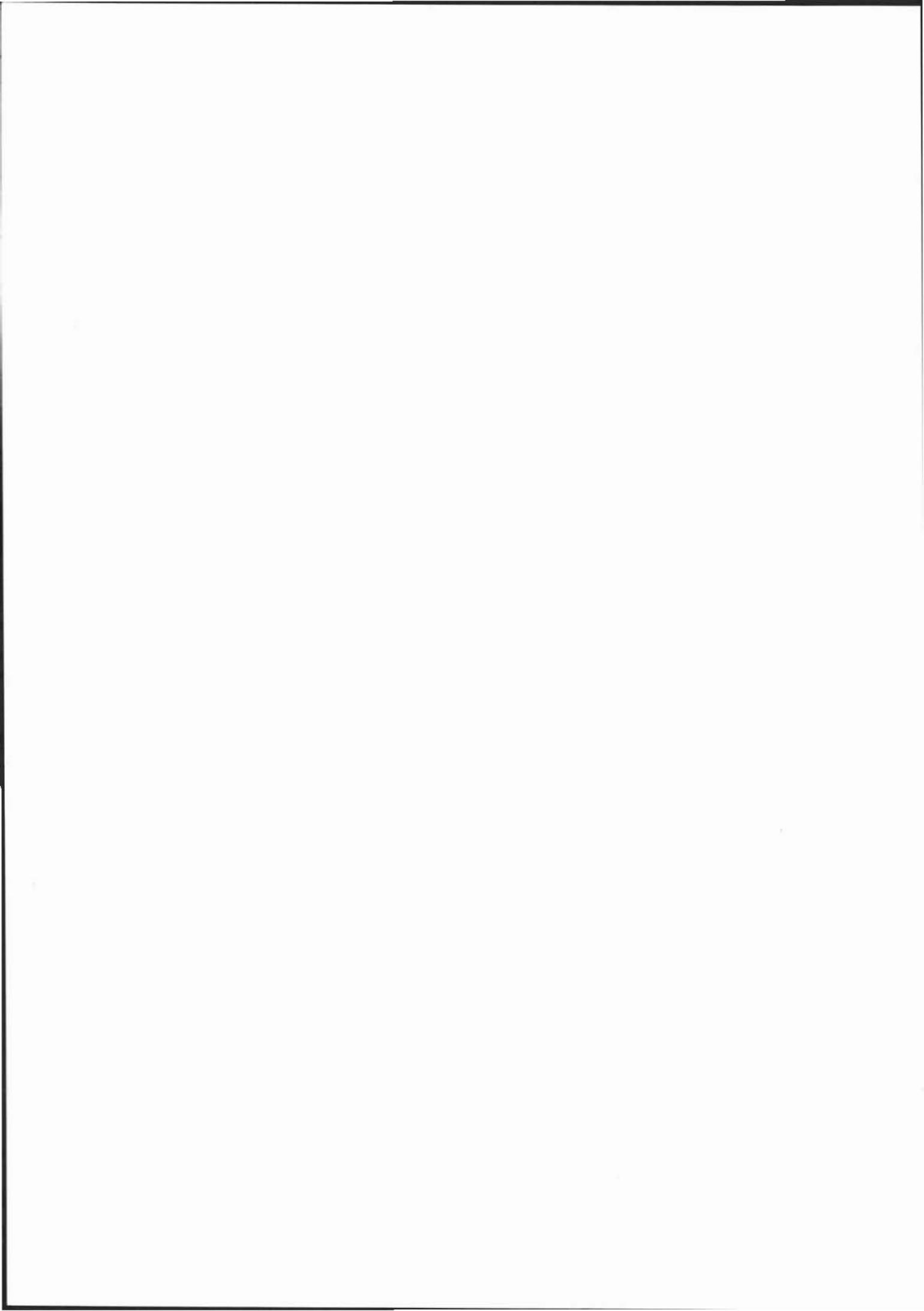
Sur des toposéquences de structure différente, les résultats présentés ici peuvent donner des éléments quant à leur fonctionnement hydrologique, en particulier à partir de l'examen des états de surface qui conditionnent les processus locaux et de la morphologie qui conditionne les transferts.

Le chapitre suivant est consacré à la présentation de la méthode utilisée pour la modélisation hydrologique des bassins versants. En particulier, on détaille à la fin du chapitre comment ont été obtenus les résultats présentés ci-dessus par anticipation.



CHAPITRE 4.

MODELISATION



Après quelques considérations générales sur la modélisation hydrologique et une brève présentation du modèle SWATC_H utilisé ici, celui-ci est mis en oeuvre successivement à l'échelle des parcelles puis à celle des bassins. Les résultats obtenus sont comparés à ceux issus d'un modèle plus simple, puis ils sont appliqués à la détermination des termes du bilan hydrologique saisonnier sur le bassin C.

1. Introduction

L'analyse des résultats expérimentaux présentée au chapitre 3 nous a conduit à la description du fonctionnement hydrologique de la toposéquence et à une quantification partielle des composantes du bilan hydrologique saisonnier sur ses principales unités. Il subsiste cependant des incertitudes concernant les processus en jeu dans les ravines, ou sur le talus de plateau, par exemple. Nous tenterons dans ce chapitre de lever ces incertitudes par l'utilisation de **deux modèles hydrologiques**, l'un de type distribué à bases physiques et l'autre de type conceptuel et global. Au-delà de la **détermination des composantes manquantes du bilan**, la modélisation servira également de cadre à une **étude méthodologique limitée** concernant l'utilisation de la répartition des **états de surface** sur les bassins pour spatialiser les processus hydrologiques locaux et la prise en compte de l'encroûtement par la modélisation de l'infiltration dans un **système bi-couche** "croûte - sol sous-jacent" à l'échelle des bassins versants.

Avant d'entrer dans le vif du sujet, il nous semble utile de préciser quelques notions générales au sujet de la modélisation hydrologique qui nous permettront de bien situer notre étude dans le contexte plus général des modèles hydrologiques.

2. Généralités à propos des modèles hydrologiques.

Nous avons trouvé dans une thèse récente (Kauark Leite, 1990) une description détaillée des objectifs de la modélisation hydrologique en général et des étapes de développement et de test d'un modèle. Nous reprenons dans ce paragraphes les idées principales.

2.1. *Un modèle hydrologique : pour quoi faire ?*

Beven (1989) insiste sur la nécessité de différencier deux objectifs principaux que l'on peut assigner à la modélisation hydrologique en général : le test, au travers d'un modèle, de certaines hypothèses de fonctionnement du milieu naturel d'une part, et d'autre part la prédiction du comportement du bassin, dans un contexte d'hypothèses précis. Dans le premier cas, le modèle constitue un **outil d'analyse**, alors que dans le second cas, il est utilisé comme **outil de prévision**.

Un modèle doit ensuite servir à **répondre à une question précise**, qu'elle soit d'ordre méthodologique ou opérationnel. Mais devant la complexité du milieu naturel, c'est à dire, en fait, de l'objet d'étude et des processus qui entrent en jeu, un modèle, aussi élaboré soit-il, ne peut représenter qu'imparfaitement cette complexité. Kauark Leite (1990) précise, en citant Roche (1988) et Delattre (1979), qu'un modèle est donc **nécessairement réductionniste**. Il contient la représentation du système et des processus étudiés jugée la plus pertinente par le concepteur du modèle au regard de la question étudiée. Il apparaît alors que le modèle est indissociable du problème pour lequel il est conçu, ce que Bachelard (1979) formule synthétiquement : "le modèle n'est rien d'autre que sa fonction". La représentation d'un même processus ou d'un système physique peut par conséquent être très variable d'un modèle à l'autre.

2.2. *Types de modèles*

Dans la pensée cartésienne, il est habituel de ranger les objets ou les êtres dans des boîtes dont l'étiquette en précise la caractéristique majeure. Les modèles peuvent ainsi être classés schématiquement en différentes catégories. Nous en proposons ici trois, mais cette liste n'est pas exhaustive.

- Conceptualisation des **processus** : modèle mécaniste, conceptuel, empirique.
 - ◇ un modèle est dit **mécaniste**, ou à **bases physiques**, si la conceptualisation du milieu physique et des processus est fondée sur les lois de la physique, de la thermodynamique ou de la biologie.
 - ◇ Si le modèle s'appuie sur une représentation conceptuelle du système qui n'a pas de lien avec les processus au sens mécaniste, mais qui conserve un sens physique, on parle de modèle **conceptuel**.
 - ◇ Enfin, un modèle **empirique** ne s'intéresse pas à la structure interne d'un système mais utilise une relation directe entre les entrées et les sorties du système.
- Conceptualisation du système par rapport aux variables d'**espace** et de **temps** : modèle global, distribué.

- ◇ Lorsque les paramètres d'un modèle sont considérés de manière uniforme dans l'espace et/ou le temps à l'échelle du système, le modèle est qualifié de **global**.
- ◇ Au contraire, lorsque le modèle rend compte d'une certaine complexité du système et de la structure spatiale de ses différentes unités, on parle de modèle **distribué**.
- **Distribution des paramètres** -au sens statistique- dans le système : modèle stochastique ou déterministe
 - ◇ Dans un modèle **stochastique**, on considère que les paramètres ou les variables du modèle sont des grandeurs aléatoires, dont on connaît (ou non) la fonction de distribution de probabilité. Les sorties du modèle sont également des fonctions aléatoires dont la variabilité spatiale est représentée par une loi statistique.
 - ◇ Au contraire, dans un modèle **déterministe**, chaque paramètre est supposé connu avec exactitude, et caractérisé par une valeur unique.

Les différentes catégories de modèle ne s'excluent pas mutuellement, et l'on trouve dans la littérature des outils combinant de manière variée chacun de ces aspects.

Une attitude couramment répandue consiste à attribuer, *a priori*, plus de valeur aux modèles complexes à bases physiques (mécanistes, ...) qu'aux autres types d'outils possibles, plus simples (modèles globaux, conceptuels, empiriques). Grayson *et al.* (1992b) parlent même d'arrogance à ce sujet, et dénoncent l'idée reçue selon laquelle "[...] la complexité d'un modèle est corrélée positivement à la fiabilité de ses résultats [...]" (page 2665, traduction libre). Dans le droit fil de ce que nous énonçons au paragraphe 2.1., il nous semble que la valeur d'un modèle ne peut s'apprécier qu'en évaluant son **aptitude à satisfaire l'objectif pour lequel il est conçu ou utilisé**. Si un modèle empirique de prévision de crues sur un bassin versant permet une bonne estimation des débits sans enfreindre les conditions dans lesquelles il est valide, il n'y a aucune raison de recourir à un outil plus complexe. Ce principe de minimalité est souligné par plusieurs auteurs (Kauark Leite, 1990, page 49). Dans l'histoire de la modélisation hydrologique, les approches de type mécaniste à paramètres distribués ont été développées quand les modèles globaux conceptuels sont devenus inaptes à traiter des problèmes complexes (Abbott *et al.*, 1986, cité par Beven, 1989).

La modélisation hydrologique peut être entreprise à différentes **échelles spatiales**, mais également **temporelles**. Selon les objectifs assignés au modèle utilisé, on peut simuler le comportement d'un bassin versant à des pas de temps variés (événement, semaine, saison, etc.). Loague et Freeze (1985) distinguent ainsi les modèles de **prédiction**, destinés à simuler un groupe d'événements et les modèles de **prévision** dont le but est de simuler la réponse d'un bassin versant à un événement ou un type d'événement particulier (averse décennale, par exemple).

2.3. Mise en oeuvre d'un modèle.

Kauark Leite (1990) détaille les différentes étapes d'un travail de modélisation. Nous reprenons ici les idées qui nous semblent essentielles.

- **Analyse de sensibilité a priori**

Elle permet de rechercher les paramètres du modèle qui ont le **plus d'influence** sur les résultats, et ceux qui en ont peu. Ces derniers pourront être évalués grossièrement, alors que les autres requerront une estimation plus précise.

Soient Y et X une variable de sortie et un paramètre du modèle. Pour une variation ΔY de la variable Y, la variation relative r_Y s'écrit :

$$r_Y = \frac{\Delta Y}{Y}$$

On définit le coefficient de sensibilité de la variable Y par rapport au paramètre X par le rapport de la variation relative de Y à la variation relative de X, soit :

$$SY(X) = \frac{r_Y}{r_X} = \frac{\Delta Y}{\Delta X} \cdot \frac{X}{Y}$$

Si X et Y sont des grandeurs positives comme c'est généralement le cas pour les écoulements (volume, conductivité hydraulique, ...), un coefficient de sensibilité positif traduit que la fonction Y(X) est croissante.

- **Calage**

Les valeurs de certains des paramètres d'un modèle sont accessibles par la mesure ou les tables publiées dans la bibliographie, mais d'autres ne sont pas connues. Le calage consiste à déterminer **les valeurs des paramètres inconnus**, en explorant une gamme de valeurs par des procédures itératives de type essais-erreurs successifs, jusqu'à ce que l'on parvienne à reconstituer par le modèle une ou plusieurs variables observées. Mais le calage n'est possible que si les paramètres inconnus ont une influence notable sur les variables de sortie considérées : on parle alors de **paramètres identifiables**. Le caractère identifiable d'un paramètre est décelé dans l'étude de sensibilité.

La qualité du calage d'un modèle est appréciée au sens d'un **critère de calage**. La minimisation de la somme des écarts quadratiques est une méthode fréquemment utilisée. Si $Y_{i_{obs}}$ et $Y_{i_{calc}}$ sont les i-èmes valeurs observées et calculées de la variable que l'on étudie (le débit par exemple), la somme des écarts quadratiques s'exprime :

$$SEQ = \sum_{i=1}^n (Y_{i_{calc}} - Y_{i_{obs}})^2$$

- **Vérification**

Cette étape, qui fait suite au calage, est destinée à vérifier que les **hypothèses sous-jacentes** au modèle ne sont pas mises en défaut.

- **Validation**

La validation vise à **vérifier l'adéquation des valeurs calculées par le modèle aux valeurs observées**, sur un échantillon qui n'a pas servi au calage. La procédure de validation dépend évidemment de l'échelle temporelle à laquelle la modélisation est menée. Ainsi, pour un modèle de *prévision* au sens introduit ci-dessus, la validation sera menée au pas de temps de l'événement mais pour un modèle *prédictif*, elle concernera l'ensemble des événements simulés.

Une méthode simple de comparaison consiste à calculer la régression linéaire des simulations en fonction des observations. Notons que le coefficient de corrélation n'est pas un indicateur suffisant et qu'il faut également étudier la pente et l'ordonnée à l'origine de la droite de régression pour vérifier qu'il n'y a pas de surestimation ou de sous-estimation systématique.

Un autre indicateur souvent utilisé est le critère d'efficacité de Nash (Nash et Stutcliffe, 1970) qui s'écrit :

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Y_{i_{\text{obs}}} - Y_{i_{\text{calc}}})^2}{\sum_{i=1}^N (Y_{i_{\text{obs}}} - \bar{Y}_{\text{obs}})^2}$$

Ce critère prend ses valeurs entre $-\infty$ et 1, et traduit une forte liaison entre les observations et les simulations si sa valeur est proche de 1. En l'absence de biais entre les observations et les simulations, sa valeur est égale à celle du coefficient de détermination de la régression ($Y_{i_{\text{obs}}} ; Y_{i_{\text{calc}}}$).

- **Analyse des incertitudes.**

Trois sources d'erreur peuvent affecter les résultats issus d'un modèle : les erreurs sur les **données d'entrée**, les erreurs sur les **paramètres** et les erreurs dues à **l'inadéquation du modèle**.

L'évaluation de ces erreurs peut se faire par des analyses de sensibilité à posteriori, qui consistent à faire varier de quelques pour-cents (5 à 10) les valeurs d'un paramètre et à évaluer les conséquences sur la variable simulée. D'autres méthodes sont parfois employées telles que l'analyse du premier ordre, qui détermine la variance de la fonction $Y=f(x_i)$ où x_i est le vecteur des paramètres affectant la variable à calculer Y , ou la méthode dite de Monte Carlo dans laquelle on réalise de nombreuses simulations en tirant aléatoirement des valeurs des paramètres et des variables dans une fonction de distribution de probabilité connue pour chacun d'eux, et en établissant la fonction de distribution de la variable simulée.

3. Objectifs et méthodes

La mise en oeuvre d'un modèle hydrologique est une entreprise généralement longue, qui peut faire l'objet à elle seule de travaux de thèse. Ce travail comporte une partie expérimentale importante, suivie de l'analyse des résultats, et il ne nous a pas été possible, dans le temps imparti, de traiter de manière approfondie tous les aspects liés à la mise en oeuvre des modèles. Pour cette raison, nous avons **restreint** le champ des développements possibles, et nous précisons ci-dessous les objectifs que nous nous sommes fixés et les méthodes employées pour y parvenir.

Notre **premier objectif**, en matière de modélisation, est de compléter la compréhension du fonctionnement hydrologique de la toposéquence par la quantification par un modèle des **termes du bilan hydrologique saisonnier** des bassins versants qui ne sont pas accessibles directement à partir des données disponibles (infiltration dans les ravines, contribution du talus de plateau, etc.).

Nous aborderons également des **aspects méthodologiques** relatifs d'une part à la prise en compte de l'encroûtement en considérant un sol constitué de **deux couches** (croûte + sol sous-jacent), d'autre part à l'utilisation des **états de surface** comme **critère de spatialisation** des processus locaux.

La comparaison des performances de **deux modèles** sera enfin proposée.

L'**échelle spatiale** considérée est celle des **bassins versants emboîtés A, B et C**. Pour des raisons de temps, la modélisation des bassins D et E n'a pas été entreprise.

L'**échelle de temps** à laquelle nous nous intéressons est celle de la **saison des pluies**, La modélisation est donc entreprise ici au sens *prédictif* tel que l'ont défini Loague et Freeze (1985) (cf. page 197). Nous avons **restreint** la modélisation au ruissellement et à l'infiltration. Les modèles utilisés simulent les crues pour la durée de chaque averse et **la dynamique de l'eau dans le sol et la reprise par évaporation entre les averses n'est pas modélisée**. Le ruissellement et l'infiltration au pas de temps de la saison des pluies sont calculés par la somme des volumes ruisselés et infiltrés au cours de chaque averse. La connaissance, par les mesures de terrain, des **conditions initiales** pour chaque averse permet de procéder ainsi.

Les résultats présentés au chapitre 3 renforcent ceux présentés en bibliographie quant au rôle **déterminant** des états de surface sur l'infiltration et le ruissellement de la zone sahéenne. La méthodologie utilisée dans la mise en oeuvre de la modélisation est développée à partir de ce résultat fondamental. Ainsi, nous prendrons en considération d'une part la **répartition des états**

de surface sur les bassins versants et d'autre part les **caractéristiques propres au type de croûte** associé à chacun d'eux.

Deux types de conceptualisation des processus, conduisant à **deux modèles** différents, ont été retenus.

Le premier est fondé sur les **lois physiques** du transfert d'eau en milieu poreux et de l'écoulement sur les versants, utilisées dans un modèle hydrologique distribué, à bases physiques : le modèle **SWATCH** (Morel-Seytoux et Al Hassoun, 1987).

Le second type de conceptualisation repose sur les **relations empiriques** présentées au chapitre 3 et qui lient la lame ruisselée à la pluie potentielle de ruissellement, considérées comme des fonctions de production élémentaire du ruissellement sur chaque état de surface. Ce modèle sera désigné dans la suite "**modèle empirique**".

Bien que différents, les deux modèles seront mis en oeuvre en trois étapes selon une méthodologie générale comparable :

- La première étape concerne le **calage et la validation du modèle à l'échelle de la parcelle** de ruissellement, représentative de l'état de surface correspondant.
- A partir de la carte des états de surface des bassins versants (figure 4, annexe 1), chaque bassin est décomposé en unités hydrologiques à état de surface homogène, considérées comme des **zones hydrologiquement homogènes**. Les processus établis à l'échelle de la parcelle sont **transférés** à chaque zone homogène et sont ainsi spatialisés à l'échelle des bassins versants.
- L'infiltration et le ruissellement sur les **versants** des bassins étant estimés par les deux étapes précédentes, la dernière étape consiste à **caler et valider les processus de transfert en chenal**, de manière à reproduire les écoulements observés à l'exutoire des trois bassins.

Cette démarche générale et les résultats qui en découlent sont détaillés ci-dessous tout d'abord pour le modèle SWATCH, puis pour le modèle empirique.

4. Le Modèle SWATCH

Dans cette étude, nous n'avons pas cherché à tester en détail le modèle SWATCH, mais nous l'avons plutôt considéré comme un **outil fonctionnel**. Seules certaines des hypothèses sous-jacentes au modèle sont étudiées quand cela s'avère nécessaire pour poursuivre l'étude.

De conception généraliste, le modèle permet de représenter des processus hydrologiques très variés. Cependant, pour permettre de représenter les processus **spécifiques** observés sur notre site (infiltration dans les sols encroûtés, infiltration dans le chenal en l'absence d'échange avec une nappe), il a été nécessaire d'apporter **des modifications** au modèle. La structure générale du modèle **SWATCH** est présentée ci-dessous, puis nous détaillerons au paragraphe 4.1.3 les modifications que nous y avons apportées.

4.1. Présentation générale

Le modèle SWATCH est un modèle hydrologique à paramètres distribués, fondé sur les lois de la physique ; il est conçu pour représenter les transferts d'eau dans un système **sol-rivière-aquifère**.

Il se range dans la classe **des modèles à bases physiques** puisqu'il prend en compte la représentation physique du bassin étudié, ainsi que des processus hydrologiques. Il rentre également dans la catégorie des **modèles distribués** en ce sens que le système étudié est décomposé en unités élémentaires structurées dans l'espace. Les paramètres des processus hydrologiques sont uniformément répartis sur les unités mais peuvent varier d'une unité à l'autre. Il est également possible de tenir compte de la non-uniformité des précipitations sur le bassin versant.

Comme tous les modèles, il constitue une représentation réductrice de la réalité (cf § 2.1.). Le concepteur a choisi, autant que possible, de décrire les processus par des **relations mathématiques pour lesquelles il existe une solution analytique**. La résolution **numérique** d'équations est limitée à quelques situations précises. Le modèle comporte donc un certain nombre de **simplifications**, qui permettent néanmoins de tenir compte des **aspects essentiels** de chaque processus (Matias et Morel-Seytoux, 1995).

Le modèle SWATCH a été conçu par H. J. Morel-Seytoux et S. Alhassoun. Il est écrit en langage FORTRAN 77 et compte environ 3500 lignes de code. Il fonctionne sur micro-ordinateur et nécessite peu de temps de calcul.

La description sommaire du modèle que nous présentons ici est largement inspirée du manuel de l'utilisateur (Morel-Seytoux et Alhassoun, 1987). Nous y renvoyons le lecteur désireux d'obtenir des informations plus précises.

4.1.1. Représentation du système hydrologique

Le modèle SWATC^H est capable de représenter des bassins versants complexes, composés d'un axe de drainage principal et de plusieurs affluents. Il peut simuler les principaux processus hydrologiques qu'il est possible d'observer sur un bassin versant : infiltration, drainage vers une nappe perchée, évapotranspiration, écoulement en profondeur vers un aquifère, ruissellement de surface, écoulement interne, échanges nappe-rivière, et transfert d'eau dans le cours d'eau.

Le bassin versant réel est transformé en un **bassin schématique composé d'éléments de versants et d'aquifères et de tronçons de rivière**. Cette décomposition est réalisée par l'utilisateur selon les critères qu'il juge les plus pertinents eu égard au problème à résoudre.

Les **versants** sont découpés en **blocs rectangulaires**, indépendants les uns des autres au sens des écoulements latéraux, qui alimentent un bief rectiligne de section rectangulaire. Chaque bloc de versant est subdivisé en **unités rectangulaires** caractérisées par leurs **dimensions** et leur **pen**te (Figure 61) au sein desquelles les paramètres des processus sont uniformément répartis. Ces unités représentent les **éléments de base** des calculs des écoulements sur les versants.

Les **biefs, rectilignes et de section rectangulaire**, sont également caractérisés par leurs dimensions et leur pente, et les paramètres y sont uniformément distribués : ils représentent **l'entité élémentaire du calcul de l'écoulement en chenal**.

Enfin, **l'aquifère** -s'il existe- est segmenté en **blocs** de mêmes dimensions que les blocs de versant.

Le nombre d'unités, de biefs et de blocs aquifères n'est pas limité et il est possible de multiplier l'un ou l'autre pour représenter des bassins versants de structure complexe.

La représentation des versants sous forme de plans rectangulaires utilisée dans SWATC^H a également été employée par Loague et Freeze (1985) sur un bassin versant de taille comparable ou par Rissons (1995).

Les **compartiments du système** sont le siège de processus hydrologiques différents. Au sein d'un bassin schématique, on définit six sous-systèmes (Figure 62) :

- une zone d'écoulement de surface
- une zone non saturée supérieure
- une zone saturée supérieure

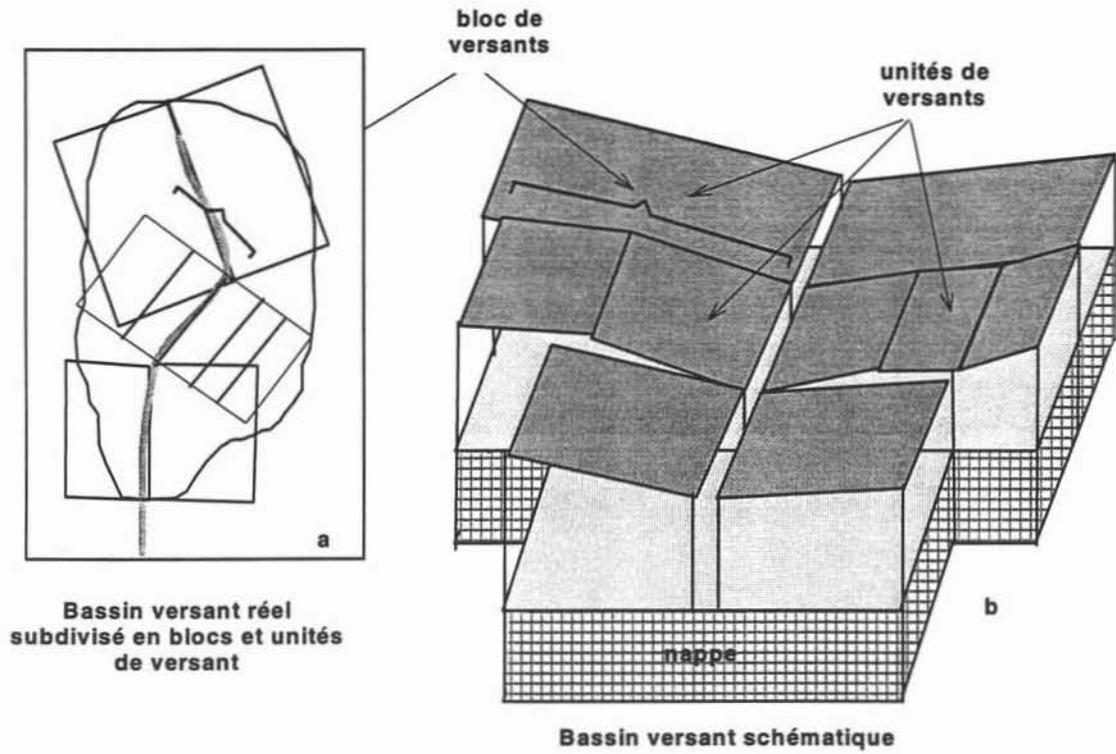


Figure 61. Schématisation de la structure d'un bassin versant réel (a) dans SWAT (b).

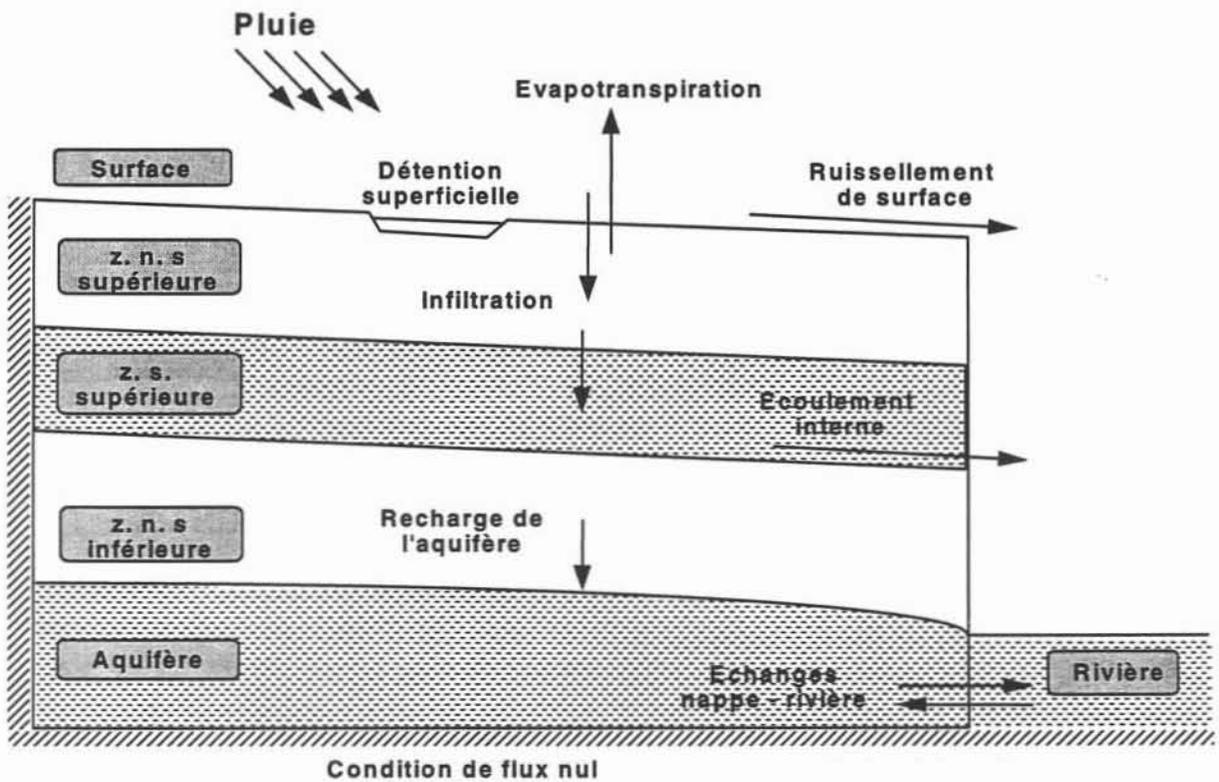


Figure 62. Sous-systèmes définis dans le modèle. (D'après Morel-Seytoux et Al Hassoun, 1987).

- une zone non saturée inférieure
- une zone saturée inférieure (aquifère)
- le cours d'eau

L'eau de pluie qui ne s'infiltré pas participe au ruissellement de surface et s'ajoute -le cas échéant- au flux de surface provenant de l'amont (ruissellement hortonien, décrit au chapitre 2, § 3.1.2.4, p. 64). La fraction de cette eau qui n'est pas interceptée par le micro-relief (détention superficielle) s'écoule en aval et peut rejoindre le cours d'eau. Le processus d'évapotranspiration est limité à la zone racinaire (zone non-saturée supérieure). L'eau qui percole au-delà de la zone racinaire peut s'accumuler dans la zone saturée supérieure et alimenter l'écoulement interne. Le drainage en profondeur alimente l'aquifère au travers de la zone non saturée inférieure. Selon les conditions de charge dans l'aquifère et dans la rivière, des échanges sont possibles entre ces deux compartiments.

Cette description des processus hydrologiques rend compte des possibilités du modèle en général, et l'utilisateur peut à loisir négliger l'un ou l'autre de ces composantes selon le système étudié.

Ce système général a été adapté au contexte de notre étude. Les caractéristiques de la région et les résultats présentés au chapitre 3 montrent que :

- les écoulements dans les ravines sont sporadiques, et il n'y a pas de nappe permanente associée au cours d'eau. Il n'y a pas d'écoulement de base,
- la nappe aquifère est profonde (environ 40 m), et il n'y a pas d'échanges nappe-rivière. Cependant, l'eau infiltrée dans la ravine peut drainer en direction de l'aquifère,
- le ruissellement est de type hortonien (ruissellement de surface), et l'écoulement interne n'a pas été observé.

On ne s'intéresse pas dans cette étude à la modélisation des transferts d'eau dans le sol, à la dynamique de la nappe ni à l'évapotranspiration : il nous suffit de connaître, au pas de temps de l'averse, le volume d'eau infiltré et ruisselé sur chaque entité du bassin versant.

Dans ces conditions, on est ramené à l'étude de **l'infiltration et du transfert d'eau sur les versants**, et à celle de **l'infiltration et du transfert dans la ravine**. Trois des six sous-systèmes de la Figure 62 sont suffisants pour représenter ces processus (Figure 63).

La restriction du modèle à ces trois sous-systèmes se réalise d'une part en spécifiant une épaisseur nulle pour la zone d'écoulement interne (zone saturée supérieure), et d'autre part en

choisissant les valeurs des paramètres de transfert vers la nappe de manière à interdire les échanges.

4.1.2. Représentation des processus hydrologiques.

Les lois physiques par lesquels les processus hydrologiques sont conceptualisés dans le modèle SWATC^H sont brièvement décrites dans l'annexe 4. Nous renvoyons au manuel de l'utilisateur (Morel-Seytoux et Alhassoun, 1987) pour les détails.

Il faut retenir que :

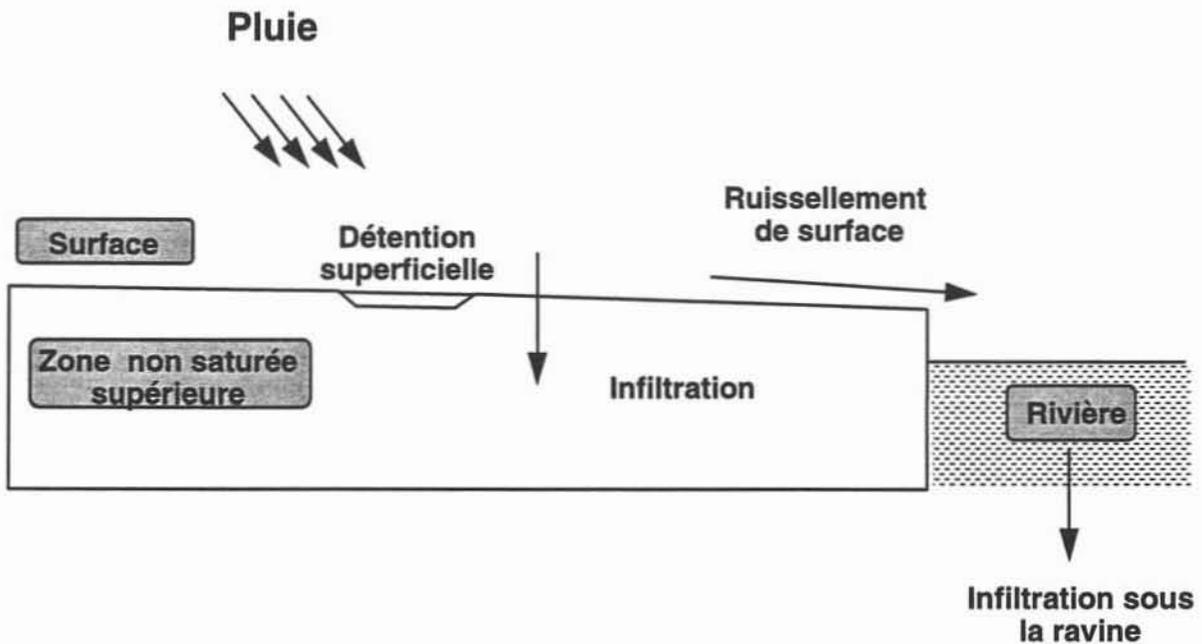


Figure 63. Sous-systèmes retenus pour notre étude.

- l'infiltration sur les versants est calculée par la loi de **Green et Ampt généralisée aux écoulements biphasiques eau-air** (annexe 4, § 1.1). Notons que l'épaisseur d'eau sur la surface du sol est **négligée** dans le calcul de l'infiltration.
- le transfert du ruissellement sur les versants est calculé par l'équation de l'**onde cinématique mono-dimensionnelle** (annexe 4, § 1.2) pour des conditions initiales et à la limite simplifiées.
- dans le **chenal**, la procédure de calcul de l'infiltration utilisée dans cette étude est présentée ci-dessous (§ 4.1.3.3). Le **transfert** est calculé par la méthode (conceptuelle) du **réservoir linéaire avec temps de retard** (annexe 4, § 2).

4.1.3. Modifications apportées au modèle

Dans sa version initiale, le pas de temps minimal de calcul du modèle est inadapté à notre application. De plus, le modèle ne permet pas de prendre en compte l'infiltration dans les sols encroûtés, ni l'infiltration par le fond de la ravine telle qu'elle est observée sur nos bassins (chapitre 3, § 4.1). Des modifications ont donc été apportées au modèle.

4.1.3.1. Pas de temps de calcul.

Une première modification concerne le pas de temps de calcul. La version initiale de SWATCCH permettait des simulations au pas de temps minimal **d'une heure**. Mais, étant donné la brièveté des écoulements sur les parcelles et les bassins, ce pas de temps minimal est trop long et il a été ramené à **une minute**.

4.1.3.2. Simulation de la croûte.

Les premiers chapitres de cette étude ont montré l'importance des croûtes dans les processus d'infiltration et de ruissellement sur notre zone d'étude. Dans la modélisation du fonctionnement des bassins, nous proposons donc de **considérer le sol comme un système bi-couche** (croûte + sol sous-jacent). Le modèle SWATCCH n'est cependant pas conçu pour représenter plusieurs couches de sol dans la zone non saturée superficielle (Figure 62, page 204).

En conservant les algorithmes de calcul de l'infiltration dans un sol monocouche présentés à l'annexe 4 (§ 1.1), nous avons cherché à exprimer les paramètres de la loi d'infiltration du système bi-couche sous forme de **paramètres équivalents**, utilisables dans les équations relatives à un sol monocouche.

Ainsi, la conductivité hydraulique du système "croûte-sol sous-jacent" s'exprime comme la moyenne harmonique des conductivités des deux couches de sol. L'expression des autres paramètres relatifs au système bi-couche (poussée capillaire, profondeur du front d'infiltration) est précisée à l'annexe 4, § 3.

La prise en compte des croûtes nécessite **d'ajouter six paramètres au modèle** pour décrire les propriétés de la croûte :

- H_{cc} : poussée capillaire effective
- K_c : conductivité hydraulique à saturation de la croûte
- θ_{rc} : teneur en eau résiduelle dans la croûte

- θ_{ic} : teneur en eau initiale dans la croûte
- θ_{sc} : teneur en eau à saturation dans la croûte.
- e : épaisseur de la croûte.

Ce sont des **paramètres d'entrée** du modèle dont les valeurs sont spécifiées par l'utilisateur. En outre, un septième paramètre qui vaut 0 ou 1 permet de choisir ou non de simuler la présence d'une croûte. S'il vaut 0, le modèle est identique à sa version non modifiée et l'infiltration est calculée dans un sol mono-couche.

Sur les versants, le **déroulement des calculs** est le suivant. Au début de la simulation, l'infiltration a lieu dans la croûte seule, et le problème est limité à l'infiltration dans un sol monocouche (la croûte). Le temps de submersion (Annexe 4, Eq. A8) et l'intensité d'infiltration (Annexe 4, Eq. A7) sont calculés avec les paramètres hydrodynamiques de la croûte (conductivité hydraulique K_{sc} , poussée capillaire H_{cc} , teneur en eau résiduelle, initiale et à saturation θ_{rc} , θ_{ic} , θ_{sc}). La profondeur du front d'infiltration z_f est comparée à chaque pas de temps à la profondeur e de l'interface croûte/sol sous-jacent.

Lorsque $z_f > e$, l'eau s'infiltré au-delà de l'interface croûte/sous-jacent et le modèle doit simuler l'infiltration dans les deux couches de sol. L'infiltration est calculée par l'équation (A7), en substituant à la conductivité hydraulique K_s et au facteur S_f du sol monocouche les paramètres du sol bi-couche donnés par les équations (A33) et (A38). Cette démarche générale est résumée dans le Tableau 37.

La valeur du facteur de correction de viscosité β qui apparaît également dans l'équation A7 est fixée à 1,4 (annexe 4, § 1.1.3).

La loi d'infiltration de Green et Ampt pour les écoulements bi-phasiques ainsi adaptée à la simulation d'un système bi-couche permet le calcul de la pluie nette, ou ruissellement, qui est disponible pour le transfert.

4.1.3.3. Infiltration dans le chenal.

L'infiltration dans le chenal met en jeu des processus similaires à ceux de l'infiltration sur les versants. Elle est calculée par des équations analogues à celles utilisées sur les versants (annexe 4, § 3.2.1.). Les différences principales résident dans le fait que **l'infiltration a lieu sous charge** et que le flux d'alimentation des biefs n'est plus la pluie seule mais la **somme des débits parvenant au bief**.

Le **débit excédentaire** (différence entre les apports au bief et l'infiltration) provenant pour partie des versants et pour partie des biefs est ensuite transféré vers l'aval du bief par la méthode du réservoir linéaire (annexe 4, § 3.2.2.).

Tableau 37. Paramètres de l'infiltration dans le système monocouche et paramètres correspondants dans le système bi-couche "croûte/sol sous-jacent".

Sol mono-couche dans SWATCH		Sol bi-couche simulé			
Paramètres de l'équation (A7)		Infiltration dans la croûte seule: $z_t < e$ (début de la simulation)		Infiltration dans le système bicouche ($z_t > e$)	
θ_s	teneur en eau à saturation	θ_{sc} : <i>mesuré</i>	teneur en eau à sat. dans la croûte	θ_o : <i>estimé</i> (Eq. A31)	teneur en eau max. dans sol sous-jacent
θ_i	teneur en eau initiale	θ_{ic} : <i>estimé</i>	teneur en eau init. dans la croûte	$\theta_{i,}$: <i>mesuré</i>	teneur en eau initiale dans le sol sous-jacent
θ_r	teneur en eau résiduelle	θ_{rc} : <i>estimé</i>	teneur en eau rési. dans la croûte	θ_r : <i>mesuré</i>	teneur en eau résiduelle dans le sol sous-jacent
K_s	conductivité à saturation	K_{sc} : <i>mesuré</i>	conductivité à sat. dans la croûte	$\tilde{K}(t)$: <i>calculé</i> (Eq. A33)	conductivité effective du système bicouche
H_c	poussée capillaire effective	H_{cc} : <i>calculé</i> (A28 et A29)	poussée capillaire effective dans la croûte	$H_c(h_i, h_o)$: <i>calculé</i> (A38)	poussée cap. dans le sol sous-jac., fonction de la pression à l'interface h_o

4.1.4. Synthèse : fonctionnement général du modèle

Nous venons de passer en revue les différents concepts utilisés pour représenter notre système hydrologique et les processus qui s'y déroulent. L'organigramme de la Figure 64 synthétise l'enchaînement des principales étapes du calcul dans le modèle SWATCH tel que nous l'avons utilisé.

Après initialisation des différentes variables, l'algorithme répète les calculs à chaque pas de temps en débutant par l'unité de versant u la plus en amont connectée au bief b le plus en amont du bassin. Pour chaque unité u connectée au bief b , l'infiltration cumulée au pas de temps courant est calculée (si la submersion a eu lieu) en considérant, selon le cas, une ou deux couches de sol (front d'infiltration dans la croûte ou sous l'interface croûte/sous-jacent) et en utilisant les paramètres correspondants pour résoudre l'équation A7. La pluie nette est ensuite transférée à l'aval de l'unité u par la méthode de l'onde cinématique.

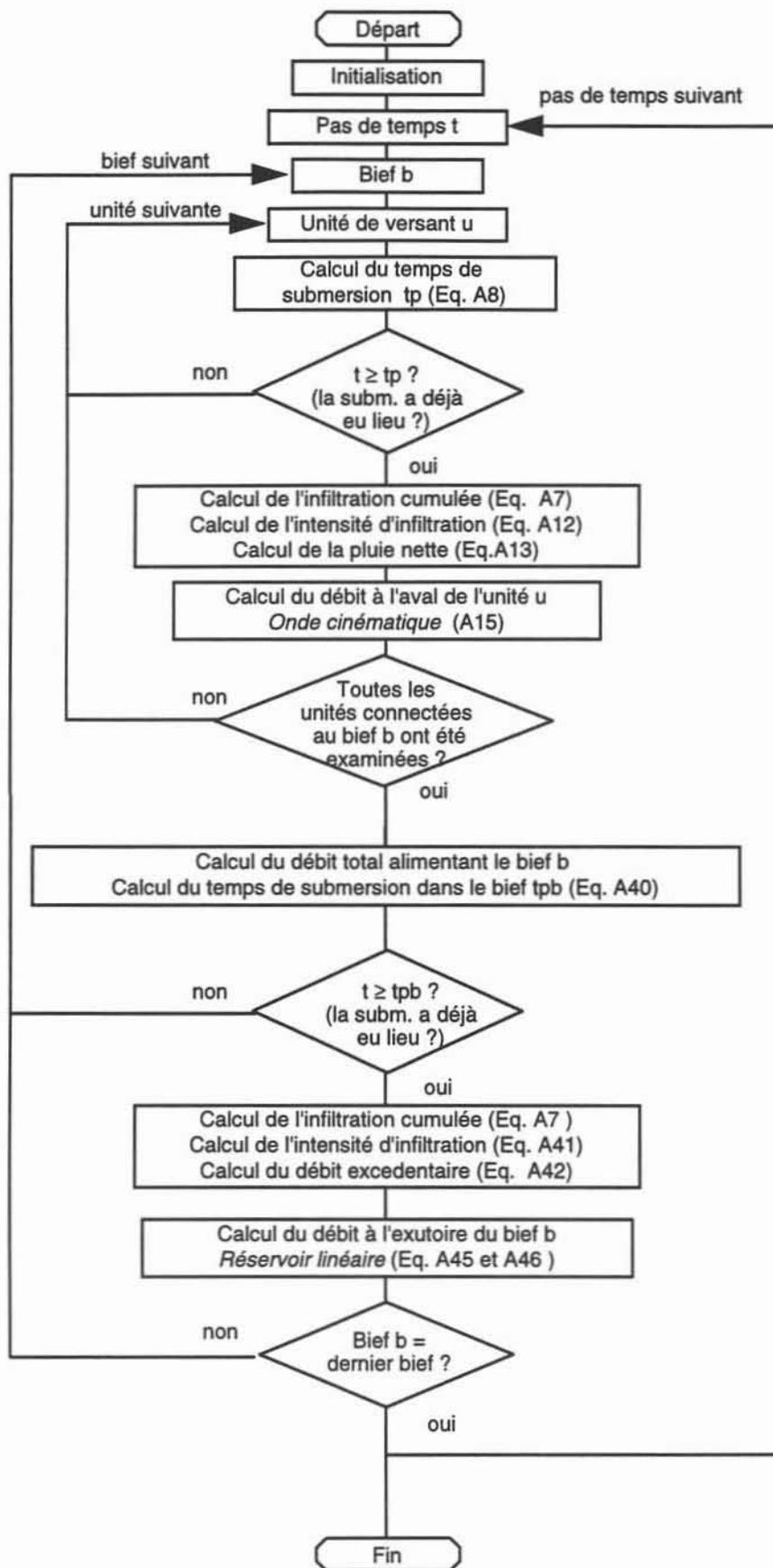


Figure 64. Organigramme du modèle SWATC.H.

Le modèle examine ainsi, d'amont en aval, toutes les unités de versant qui alimentent le bief b, puis détermine l'infiltration et le débit dans le bief b pour le pas de temps courant. Le calcul est renouvelé pour les unités connectées aux autres biefs, puis pour les biefs. Lorsque l'ensemble du bassin a été examiné, les calculs sont ré-exécutés pour le pas de temps suivant.

4.2. Mise en oeuvre du modèle à l'échelle de la parcelle

A cette échelle, le bassin versant se ramène à **un plan rectangulaire unique** de la taille de la parcelle étudiée, connecté à un bief dont on n'étudie pas le comportement. Seuls les modules de calcul de l'infiltration et du transfert sur les **versants** sont utilisés.

A cette échelle, **la lame ruisselée calculée** par le modèle pour chaque événement est la **pluie nette** issue de la loi d'infiltration seule.

Les hydrogrammes simulés sont calculés par la combinaison de la **loi d'infiltration** et de la **fonction de transfert** sur les versants (onde cinématique).

Notons que la mise en oeuvre du modèle à l'échelle de la parcelle étant un préalable à l'application du modèle aux bassins A, B et C, seules les parcelles représentatives des états de surface observés sur ces bassins seront considérées. Les surfaces de mil n'étant pas représentées sur les bassins versants, **la parcelle sur champ de mil ne sera pas étudiée dans ce chapitre.**

4.2.1. Préliminaires.

Outre, les caractéristiques géométriques de la parcelle, il est nécessaire de connaître la valeur des différents paramètres utilisés, dont nous rappelons la liste :

Fonction de production

- Teneur en eau résiduelle, initiale et à saturation (croûte et sous-jacent)
- Conductivité hydraulique à saturation de la croûte
- Conductivité non saturée du sol sous-jacent
- Poussée capillaire effective (croûte et sous-jacent)
- Epaisseur de la croûte
- Facteur de correction de viscosité (paramètre β de la loi d'infiltration, Eq. A7)

Fonction de transfert

- Coefficient de rugosité et pente du versant (calcul de α , Eq. A15)
- Exposant m de la loi dynamique (Eq. A15).

Avant d'affecter une valeur à ces paramètres, nous proposons d'étudier leur effet sur les variables de sortie du modèle

4.2.1.1. Etude de sensibilité a priori

Pour évaluer l'effet de chacun de ces paramètres sur les résultats du modèle, nous avons réalisé une étude de sensibilité *a priori* sur la parcelle de sol nu de plateau et pour **un événement particulier** : la pluie de 39 mm du 3 septembre 1993 qui a généré une lame ruisselée de 22,7 mm. Les variables de sortie du modèle auxquelles on s'intéresse sont la **lame ruisselée L_r** et le **débit de pointe Q_{max}** .

A partir d'un jeu de paramètres réaliste issu des mesures réalisées *in situ* (Vandervaere, 1995) et de considérations pédologiques, nous avons fait varier continûment chaque paramètre d'au plus 50 % (en valeur absolue) autour de la valeur centrale (Tableau 38).

Tableau 38. Valeurs des paramètres du modèle utilisées pour l'étude de sensibilité.

Croûte					Sous-jacent					
Teneur en eau		Poussée capillaire	Cond. à sat.	Epais. croûte	Teneur en eau		Poussée capillaire	Cond. hydraul.	Coef. de Rugosité	Facteur correc. viscosité
θ_i	θ_s	Hcc (cm)	Ksc (cm/h)	e (cm)	θ_i	θ_s	Hc(h_0) (cm)	K(h_0) (cm/h)	n	β
0,02	0,30	5,80	0,30	0,30	0,07	0,33	4,35 (*)	1,00 (*)	0,02	1,1-1,7

(*) Ces valeurs correspondent aux conditions saturées.

Pour simplifier l'étude de sensibilité, on ne tient pas compte de la non-saturation du sol sous-jacent à la croûte pendant l'infiltration. La teneur en eau résiduelle est estimée à $0,02 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ dans les deux couches de sol.

La Figure 65 présente les variations relatives de L_r et Q_{max} (cf. § 2.3) en fonction de la variation relative des valeurs des six paramètres qui ont l'effet le plus significatif sur le modèle.

La **lame ruisselée calculée** est principalement sensible à la conductivité hydraulique de la croûte et du sol sous-jacent, et à la poussée capillaire effective dans le sol sous-jacent (graphiques a, b et c). Elle est par contre peu sensible à l'épaisseur de la croûte et à la teneur en

eau initiale dans le sol sous-jacent (graphiques d et e) : le coefficient de sensibilité (cf. définition au § 2.3) reste inférieur à 10 %.

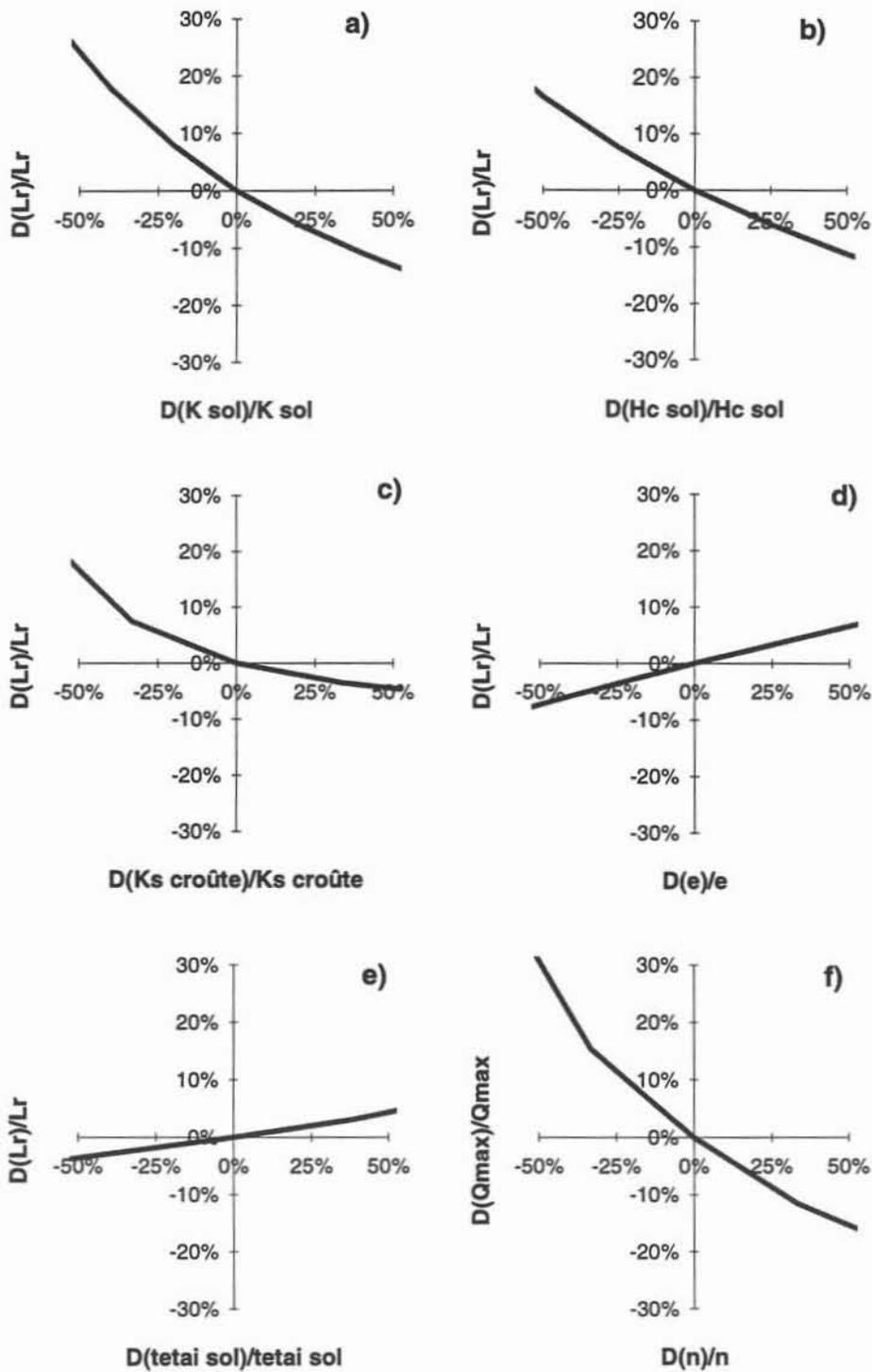


Figure 65. Etude de sensibilité *a priori* pour la crue du 3 septembre 1993 sur la parcelle de sol nu de plateau. Variations relatives de la lame ruisselée (a - e) et du débit de pointe (f) en fonction des différents paramètres.

La teneur en eau à saturation, initiale et résiduelle ainsi que la poussée capillaire effective dans la **croûte** sont des paramètres qui n'interviennent que lors de l'infiltration dans la croûte seule, c'est à dire pendant les premiers pas de temps du calcul. La lame infiltrée dans la croûte représente une fraction très faible de la lame infiltrée totale. Par conséquent, ces paramètres influencent très peu les hydrogrammes simulés.

Nous avons vérifié qu'en effet la variation relative de la lame ruisselée calculée reste **inférieure à 1 %** pour une variation de +/- 50 % de ces paramètres.

De même, le **facteur de correction de résistance visqueuse** β , introduit pour rendre compte des effets d'air sur l'écoulement (annexe 4, § 1) a **peu d'influence** sur L_r . Il prend ses valeurs entre 1,1 et 1,7. Pour ces extrêmes, $L_r(\beta)$ fluctue de +/-2% par rapport à la valeur obtenue pour $\beta=1,4$ (centre de l'intervalle). Cette valeur centrale a été retenue pour le reste de l'étude.

Les fortes valeurs du coefficient de **rugosité** (n), traduisant une surface moins lisse, tendent à diminuer légèrement la lame ruisselée calculée. Cela n'est pour autant pas en contradiction avec le fait que ce paramètre n'influence pas la fonction de production, comme cela est évoqué au paragraphe 4.1.2. En effet, si la durée de la simulation est trop faible, toute l'eau ne s'est pas écoulée de la surface du versant et la lame calculée ne tient pas compte du volume d'eau stocké sur le versant. Nous avons vérifié que pour des simulations suffisamment longues après la pluie, l'infiltration, et par conséquent le ruissellement, sont indépendants de n .

Le **débit de pointe** est bien évidemment sensible aux paramètres qui influencent le volume de la crue. Pour une forme de crue donnée, le débit de pointe évolue dans les mêmes proportions que le volume ruisselé. La sensibilité du débit de pointe aux paramètres de l'infiltration est comparable à celle de la lame écoulée.

Il est par ailleurs sensible au coefficient de **rugosité** n du versant (graphique f) : une variation de +/-50 % de la rugosité se traduit par une évolution (en sens contraire) de 25 à 30 % du débit de pointe. On conçoit en effet que, pour un volume de crue donné, une rugosité élevée a tendance à "aplatir" et à allonger l'hydrogramme de crue.

Quatre paramètres ont par conséquent une influence prépondérante sur les simulations du modèle sur les versants : la **conductivité à saturation de la croûte** et la **conductivité du sol sous-jacent**, la **poussée capillaire** au front d'infiltration et le coefficient de **rugosité**. Les valeurs de ces paramètres devront donc être déterminées avec une précision suffisante, alors que les autres pourront être estimées plus grossièrement.

4.2.2. Détermination de la valeur des paramètres

Nous nous sommes efforcés de **limiter le nombre de paramètres de calage** du modèle. La plupart des paramètres du Tableau 38 sont mesurées directement ou peuvent être estimées à partir des mesures ou de la connaissance du terrain. Seules la **conductivité non saturée** $K(h_0)$ du sol sous-jacent, et le coefficient de **rugosité** n ne sont pas accessibles à la mesure et constituent des paramètres de calage du modèle. La **poussée capillaire** effective n'est pas non plus mesurable, mais elle dérive directement de $K(h_0)$ par l'Eq. A38, α et K_s étant connus par ailleurs (voir ci-dessous). Les paramètres de calage, pour être identifiable, doivent influencer significativement le résultat du modèle ; l'étude de sensibilité a montré que c'était le cas pour ces trois là.

Les valeurs mesurées ou estimées des autres paramètres retenues pour chaque parcelle sont rassemblées dans le Tableau 39.

Tableau 39. Valeurs des paramètres de la loi d'infiltration pour chaque parcelle.

	Paramètre	Description	Sol nu plateau	Talus de plateau	Piedmont	Jachère
croûte	α (cm ⁻¹)	inverse de la longueur capillaire	0,17 *		0,2	0,2 **
	K_c (cm/h)	Conductivité à saturation	0,2 *		0,3	0,7 **
	H_c (cm)	Poussée capillaire	7,1		5,0	5,0
	e (cm)	Epaisseur de la croûte	0,5		0,2	1,0
	θ_s	Teneur en eau à saturation	0,33 *		0,30	0,3 **
	θ_i	Teneur en eau initiale	0,02		0,02	0,02
	θ_r	Teneur en eau résiduelle	0,02		0,02	0,02
sol sous-jacent	α (cm ⁻¹)	inverse de la longueur capillaire	0,23 *	0,167	0,167	0,167 *
	K_s (cm/h)	Conductivité à saturation	1,0 *	calé	6,0	6,0 *
	θ_s	Teneur en eau à saturation	0,33 *	0,3	0,3	0,3 *
	θ_i	Teneur en eau initiale	selon crue	selon crue	selon crue	selon crue
	θ_r	Teneur en eau résiduelle	0,02	0,02	0,02	0,02

Source : * Vandervaere (1995) ; ** Vandervaere, communication personnelle

Les travaux de J.P. Vandervaere (1995) ou Vandervaere et *al.* (à paraître) sur la caractérisation hydrodynamique des croûtes et du sol sous-jacent fournissent, pour les types de croûtes observées sur les parcelles, des valeurs de la **conductivité hydraulique** à saturation et du **paramètre α** utilisé dans la relation $K(h) = K_s \exp(\alpha h)$ (Gardner, 1958).

Le **sol nu de plateau** est couvert d'une succession de croûtes différentes (cf. chapitre 3, § 3.1.1.1), mais nous ne disposons de valeurs mesurées uniquement pour les croûtes structurales et de décantation. Les paramètres α et K_s croûte du Tableau 39 sont affectés de valeurs intermédiaires prises entre celles de ces deux types de croûtes.

Notons que pour la parcelle de **jachère**, la conductivité à saturation du sol sous-jacent utilisée ici (6 cm/h) n'est pas la valeur mesurée sur jachère par Vandervaere (1995) car les deux sites ne sont pas comparables (cf. chapitre 3, § 2.2.). Nous avons estimé que les propriétés du sol de la parcelle de jachère étaient plus proches de celle du champ de mil, mesurées par Vandervaere (1995). La même valeur (6 cm/h) est affectée à parcelle de piedmont, située sur le même substrat que la parcelle de jachère.

La **parcelle de talus** n'est pas encroûtée, puisque sa surface est un assemblage de blocs de démantèlement de cuirasse ferrugineuse. L'infiltration y sera calculée en considérant un sol **mono-couche**, et la valeur de la conductivité hydraulique à saturation, non mesurée, est déterminée par **calage**. On estime par ailleurs, à partir de la nature du sous-sol, que la valeur du paramètre α est la même que sur la parcelle de jachère.

La teneur en eau à saturation des **croûtes** a également été mesurée sur le terrain et leur **épaisseur** est estimée à partir des observations réalisées *in situ*, et des résultats d'études morphologiques spécifiques disponibles dans la littérature (Valentin et Bresson, 1992 ; Moss, 1991). Du fait de leur faible épaisseur et de la forte demande évaporatoire entre les averses, les croûtes se dessèchent très rapidement ; on considère donc que leur teneur en eau initiale est proche de la teneur en eau résiduelle ($0,02 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$).

La teneur en eau à la saturation naturelle du **sol sous-jacent** a été mesurée sur des échantillons de sol non remaniés. L'humidité résiduelle est prise égale à la teneur en eau minimale mesurée en surface et en fin de saison sèche sur les tubes d'accès pour humidimètre neutronique installés sur les parcelles.

Le modèle SWATCHe est peu sensible à l'humidité initiale et une estimation grossière de θ_i est suffisante. L'humidité initiale utilisée est la teneur en eau moyenne sur les 60 premiers centimètres du sol estimée au début de chaque averse par une loi simple de décroissance de la teneur en eau dans le temps, présentée au chapitre 2 (§ 2.2.3.3., p. 73).

La poussée capillaire effective $H_c(h_0)$ n'est pas mesurée, mais se déduit, par la relation A38, de $K(h_0)$ obtenu par calage, et de K_s et α mesurés dans le sol sous-jacent.

Le paramètre α de la fonction de transfert (différent de α : inverse de la longueur capillaire présenté dans le Tableau 39, cf. Eq. A15, annexe 4) est calculé par le modèle à partir de la pente de la surface et de la **rugosité** n au sens de Manning. La valeur de l'exposant m de la relation dynamique A15 est fixé à 5/3. La sensibilité du modèle à ce paramètre n'a pas été étudiée.

4.2.2.1. Echantillons de crue disponibles

Les échantillons d'événements observés exploitables pour la modélisation varient selon les parcelles et les années, et il est nécessaire d'adapter en conséquence la stratégie de calage et de validation.

Sur les parcelles de **sol nu de plateau** et de **jachère**, nous disposons des volumes ruisselés mesurés en 1992 et des hydrogrammes de crue enregistrés en 1993 et 1994, et sur la parcelle de **pedmont**, nous disposons des hydrogrammes de la saison 1994.

Sur la parcelle de **talus**, seuls les volumes de crue inférieurs à 27,3 mm ont pu être mesurés en 1994. L'utilisation des échantillons en calage ou en validation diffère sur chaque parcelle, en fonction du type d'information que l'on peut exploiter.

Pour les deux premières parcelles, les **paramètres de l'infiltration** sont calés sur l'ensemble des lames ruisselées des saisons 1992 et 1993, et le modèle est validé sur l'échantillon de 1994. Les hydrogrammes enregistrés en 1993 permettent le calage du coefficient de **rugosité**, et la validation s'appuie sur l'échantillon de 1994. Cependant, sur la parcelle de jachère, aucune forte crue n'a pu être enregistrée de manière satisfaisante en 1993 et nous avons étendu l'échantillon en lui adjoignant, pour le calage de la rugosité, la crue du 7/8/94 dont la lame ruisselée vaut 21 mm.

Les échantillons disponibles pour les parcelles de talus et piedmont sont plus réduits que pour les deux autres sites. Nous avons procédé par **calage et validation croisée**. Pour chaque parcelle, l'échantillon de crues est scindé en deux sous-échantillons, en veillant à conserver dans chacun d'eux une distribution semblable des lames ruisselées. Les paramètres de l'infiltration sont calés sur chaque sous-échantillon et validés sur celui qui n'a pas servi au calage. Sur la parcelle de piedmont, on procède de même pour la rugosité. Comme aucun hydrogramme n'est disponible pour la parcelle de talus de plateau, la rugosité sera **estimée** à partir de notre connaissance du terrain, comparativement aux valeurs déterminées par calage sur les autres parcelles.

Le Tableau 40 récapitule la démarche et précise le nombre d'événements utilisés à chaque étape et pour chaque parcelle.

4.2.3. Simulations sans calage

Afin de tester expérimentalement la pertinence relative des propriétés des croûtes et du sol sous-jacent sur les résultats du modèle, nous avons réalisé des simulations sans calage avec les valeurs issues des mesures (Tableau 39).

Tableau 40. Utilisation des échantillons de crues pour le calage et la validation.

(Les chiffres précisent la taille des échantillons)

		<i>Calage</i>	<i>Validation</i>	
Paramètres de l'infiltration	Sol nu de plateau	Echantillon 1992 +1993 26 crues (10 + 16)	Echantillon 1994 25 crues	
	Jachère	Echantillon 1992 +1993 37 crues (18 + 19)	Echantillon 1994 19 crues	
Paramètre du transfert (rugosité)	Sol nu de plateau	Echantillon 1993 16 crues	Echantillon 1994 25 crues	
	Jachère	Echantillon 1993 + 07/08/94 12 crues (11 + 1)	Echantillon 1994 sans 07/08/94 18 crues	
<i>Calage et Validation croisée</i>				
Paramètres de l'infiltration	Talus de plateau	Echantillon 1994	Sous-échant. 1	10 crues
			Sous-échant. 2	9 crues
transfert (rugosité)	Piedmont	Echantillon 1994	Sous-échant. 1	10 crues
			Sous-échant. 2	9 crues
		Echantillon 1994	Sous-échant. 1	10 crues
			Sous-échant. 2	9 crues

Le sol est considéré comme un système **monocouche**, et l'on utilise successivement les paramètres des croûtes (structurales (STR) et décantation (DEC) sur le plateau, érosion (ERO) sur la jachère) et du sol sous-jacent pour les événements de 1992 et 1993. La lame ruisselée pour chaque événement est calculée dans tous les cas. La somme sur les échantillons (lame totale saisonnière) est comparée à la lame totale observée dans le Tableau 41. Les pourcentages en italique indiquent la valeur de l'écart relatif $\frac{Lr_{calc} - Lr_{obs}}{Lr_{calc}}$.

Tableau 41. Simulations sans calage dans un sol monocouche. Lame ruisselée observée, simulée et écart relatif (*en italique*) correspondant.

sol nu de plateau	Lr obs. (mm)	Lr simulée (mm)		
		sous-jacent	croûte STR	croûte DEC
1992	40,1	13,5 (-66%)	25,2 (-37%)	34,8 (-13%)
1993	136,3	37,1 (-66%)	114,0 (-16%)	137,9 (+1%)
jachère		sous-jacent	croûte ERO	
1992	71,7	1,3 (-98%)	117,6 (64%)	
1993	100,4	0 (-100%)	166,4 (66%)	

Il apparaît que les paramètres du sol **sous-jacent** mènent à la **sous-estimation** de la lame ruisselée calculée par le modèle. Sur la jachère en 1993, la lame simulée est nulle : le sol réel est donc **moins perméable** que le sol sous-jacent. Les simulations avec les paramètres des **croûtes améliorent** les résultats.

Cela implique que les propriétés du sol réel sont **plus proches de celles des croûtes** que de celles du sol sous-jacent, ce qui du reste n'est pas étonnant compte tenu du déterminisme des croûtes dans l'infiltration confirmé à maintes reprises dans ce travail. Par une approche bi-couche de la loi d'infiltration de Green et Ampt, Vandervaere (1995) obtient une tendance similaire pour les données expérimentales du sol nu de plateau.

Ces résultats renforcent donc l'intérêt de **l'approche bi-couche**. Néanmoins, les valeurs mesurées des paramètres ne permettent pas de simuler avec suffisamment de précision les lames observées (Tableau 41), et **la procédure de calage est nécessaire**. C'est ce que nous entreprenons à présent, le sol étant considéré comme un système bi-couche.

4.2.4. Calage

En 1993, les bases de temps des enregistreurs installés sur les parcelles étaient **mal synchronisées** avec celle du pluviographe, et ce défaut n'a pu être totalement corrigé. Il subsiste par conséquent un décalage entre les hydrogrammes observés et les hyétogrammes. Il n'est donc pas possible d'utiliser pour le calage un critère qui compare à chaque pas de temps de simulation les débits instantanés observés et simulés, comme le critère de Nash par exemple (voir § 2.3 dans ce chapitre).

Mais, la lame infiltrée calculée est, nous l'avons montré, indépendante de la rugosité du versant. Nous procédons donc **d'abord au calage des paramètres de la loi d'infiltration** ($K(h_0)$ et $H_c(h_0)$ qui en découle) en utilisant un critère qui ne fait intervenir que les lames ruisselées. **Ensuite la rugosité (n) est calée** en minimisant un critère de comparaison des débits de pointe. On vérifie dans une troisième phase que l'instant du maximum est voisin sur les hydrogrammes simulés et observés. On est ainsi ramené au problème simple du calage d'un seul paramètre à chacune des étapes.

Le critère de calage utilisé est la somme des écarts quadratiques (SEQ), définie au paragraphe 2.3 de ce chapitre.

Pour le calage des paramètres de la **fonction d'infiltration**, nous avons cherché à minimiser la somme, sur l'échantillon de calage, des écarts quadratiques des lames ruisselées observées et calculées. Si L_{robs_i} et L_{rcalc_i} sont respectivement la lame observée et calculée pour la i -ème crue de l'échantillon, le critère s'écrit :

$$SEQ(Lr) = \sum_{i=1}^N (Lr_{obs_i} - Lr_{calc_i})^2$$

Pour le calage du **coefficient de rugosité**, nous avons cherché à minimiser la somme des écarts quadratiques des débits de pointe, qui s'écrit:

$$SEQ(Q_{max}) = \sum_{i=1}^N (Q_{max_{obs_i}} - Q_{max_{calc_i}})^2$$

Les valeurs des paramètres obtenues par calage sur chaque parcelle sont présentées dans le Tableau 42.

Tableau 42. Valeurs des paramètres issues du calage

Paramètre	Description	Site			
		Talus de plateau (pas de croûte)			
		Sous-échantillon 1		Sous-échantillon 2	
Ks (cm/h)	Cond. à saturation	0,95		0,73	

		Sol nu de plateau	Piedmont		Jachère
			Sous-éch. 1	Sous-éch. 2	
K(h _o) (cm/h)	Conductivité non saturée	0,58	2,77	2,63	3,8
Hc(h _o) (cm)	Poussée capillaire effective	2,52	2,77	2,63	3,8
n	Rugosité	0,018	0,016	0,014	0,026

4.2.5. Validation

4.2.5.1. Vérification

Avant de tester la validité du modèle, nous avons vérifié que certaines hypothèses sous-jacentes ne sont pas mises en défaut.

♦ La première, inhérente à la conception initiale du modèle SWATC, consiste à **négliger la hauteur d'eau** y sur le sol dans le calcul de l'infiltration. Comme nous le faisons remarquer à l'annexe 4 (§ 1.1.2 - *Remarques*, p. 7), cela revient à supposer que

$$y \ll Hc(\theta_i) + \frac{I}{\theta_s - \theta_i}$$

Soit N le membre de droite de l'inégalité. C'est le numérateur de la loi d'infiltration (au rapport K/β près, voir Eq. A10). Dans notre étude la valeur de $H_c(h_0)$ est issue du calage (Tableau 42). Pour vérifier si cette inégalité est respectée de manière générale pour une averse quelconque, nous nous plaçons dans les conditions les plus défavorables. Elles correspondent à la présence d'une lame d'eau maximale sur le sol, et à une lame infiltrée minimale. Ces conditions sont réalisées pour de fortes intensités de pluie, et une infiltrabilité du sol minimale, liée à un type de croûte et à un état initial humide. On mène donc la comparaison sur la parcelle de sol nu de plateau, qui a la plus forte aptitude au ruissellement, pour la plus forte averse observée de 1992 à 1994 (52,5 mm le 4 septembre 1994) qui de surcroît survient sur un sol humide ($\theta_i=0,16 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$). La Figure 66 montre l'évolution au cours de l'averse de l'épaisseur d'eau (e) calculée par le modèle, ainsi que celle de la quantité N et du rapport e/N .

L'épaisseur d'eau reste inférieure à 10% de N . Comme nous nous sommes placés dans les conditions les plus défavorables, ce résultat reste vrai pour toutes les averses et l'on peut considérer que la hauteur d'eau est **négligeable** dans le calcul de la lame infiltrée.

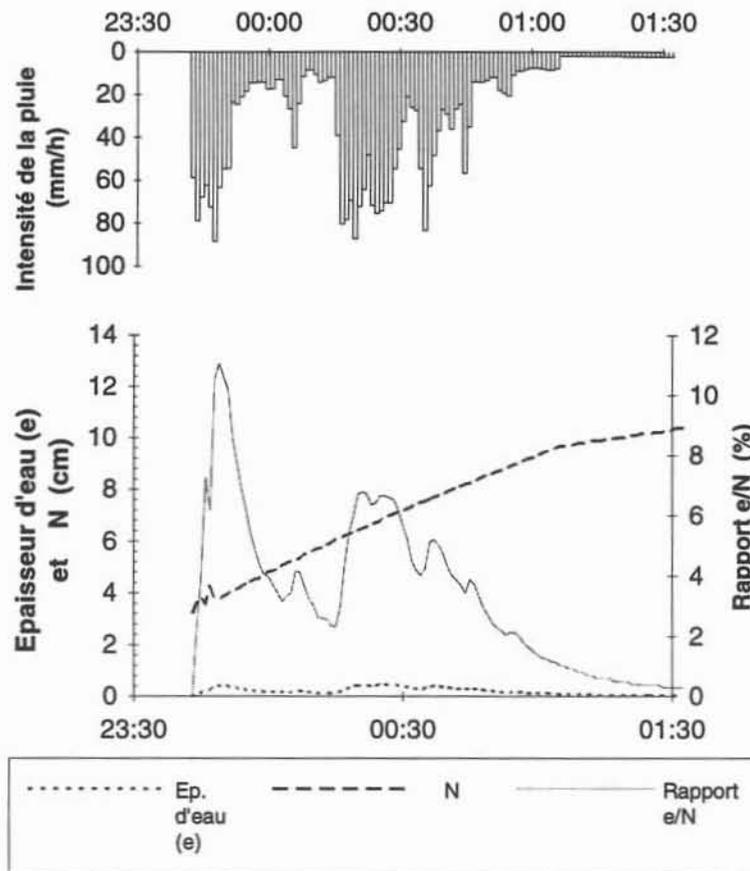


Figure 66. Comparaison de l'épaisseur d'eau (e) sur le sol au numérateur (N) de la loi d'infiltration.

♦ Il convient ensuite d'analyser les valeurs de la **résistance hydraulique des croûtes** R , afin de vérifier que l'hypothèse d'une pression constante h_0 à l'interface croûte/sol sous-jacent ne mène pas à de trop grosses erreurs (cf annexe 4, § 3.1.1.2). Les valeurs de R , calculées (par définition) par le rapport de l'épaisseur de la croûte à sa conductivité hydraulique à saturation, sont présentées dans le Tableau 43. Les valeurs de l'épaisseur et de la conductivité sont celles du Tableau 39.

Tableau 43. Résistance hydraulique des croûtes simulées

	Sol nu plateau	Piedmont	Jachère
Résistance hydraulique (h)	2,5	0,7	1,4

Comparativement à des valeurs de résistance de croûte de l'ordre de plusieurs dizaines à centaines d'heures que l'on peut trouver dans la littérature (Zayani, 1987 par exemple), **les résistances calculées ici sont faibles**. On peut donc supposer constante la valeur de h_0 .

♦ Il reste à examiner si les valeurs de la **pression h_0 à l'interface** sol-croûte sont suffisamment faibles pour que la teneur en eau correspondante θ_0 soit proche de la teneur en eau à saturation et permette d'écrire $\theta_0 = \theta_s$ (A31). Les valeurs calculées par l'équation A30, de l'ordre de quelques centimètres seulement (Tableau 44), sont faibles en valeur absolue et semblent signifier que dans le modèle, l'effet de la croûte sur la chute de pression dans le sol et donc sur l'infiltration est peu marqué. Cela est cohérent avec les faibles valeurs de résistance de croûte obtenues ci-dessus. Pour ces valeurs, l'équation A31 est donc valable pour la plupart des sols (figure 6, annexe 4, p. 20).

Tableau 44. Estimation de la pression à l'interface sol-croûte

Paramètre	origine de la valeur	Sol nu de plateau	Piedmont		Jachère
			échant. 1	échant. 2	
K_s (cm/h)	mesuré (tableau 26)	1,00	6,00	6,00	6,00
$K(h_0)$ (cm/h)	calé (tableau 28)	0,58	2,77	2,63	3,80
α (cm ⁻¹)	mesuré (tableau 26)	0,23	0,17	0,17	0,17
h_0 (cm)	calculé (Eq. A30)	-2,30	-4,60	-4,90	-2,70

Pour l'application des paramètres équivalents du sol bi-couche à l'équation A7 (annexe 4, § 3.1.2), nous avons supposé que θ_0 est voisin de θ_s et que la poussée capillaire effective $H_c(h_i, h_0)$ est assimilable à sa valeur maximale. On peut se demander si ces hypothèses ne sont

pas à l'origine des faibles valeurs de h_0 obtenues, et par conséquent si les valeurs ajustées de $K(h_0)$ ne sont pas artificiellement surestimées.

Les deux hypothèses tendent à **surestimer** la valeur du facteur de rétention-succion S_f (Eq. A6), et par conséquent la valeur de la lame infiltrée. La valeur de la conductivité non-saturée $K(h_0)$, issue du calage, a alors tendance à compenser cette surestimation de l'infiltration et $K(h_0)$ est **sous-estimé**. La pression capillaire h_0 calculée à partir de $K(h_0)$ (Eq. A30) sera par conséquent **surestimée** en valeur absolue. Les faibles valeurs de h_0 obtenues (Tableau 44) ne peuvent donc pas s'expliquer par les hypothèses formulées. Elles semblent plutôt liées aux propriétés des croûtes retenues dans cette étude, en particulier la faible résistance hydraulique.

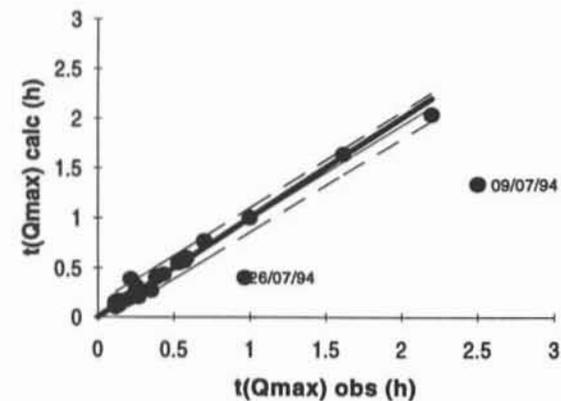
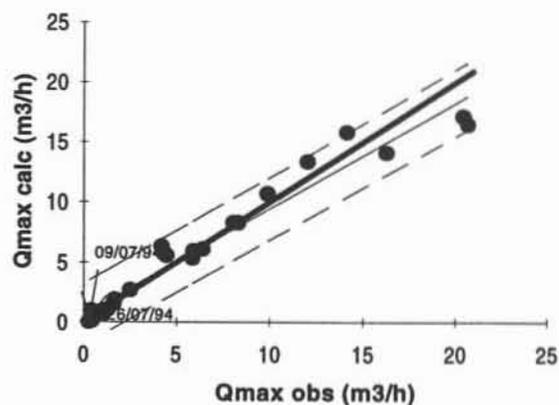
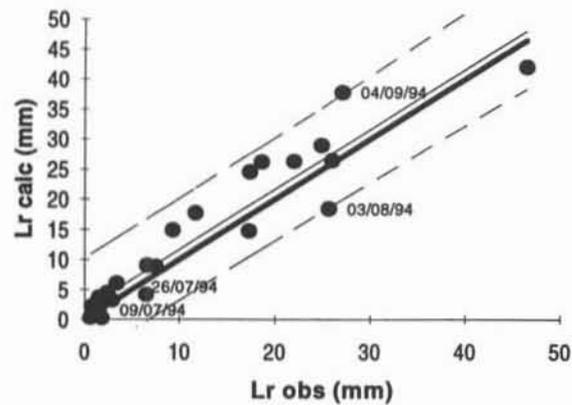
4.2.5.2. Analyse de la qualité des ajustements

Afin de tester la validité du modèle, les crues des échantillons qui n'ont pas servi au calage ont été simulées avec les paramètres déterminés précédemment.

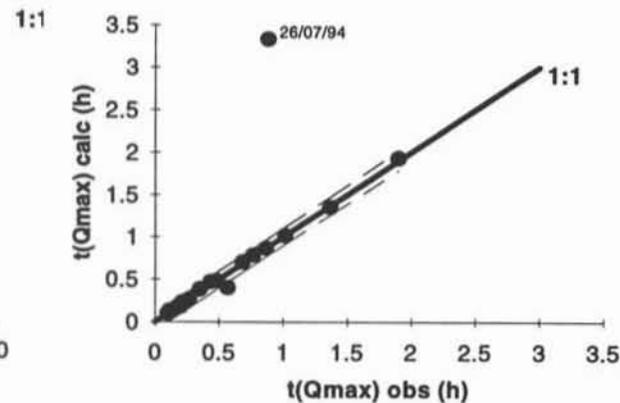
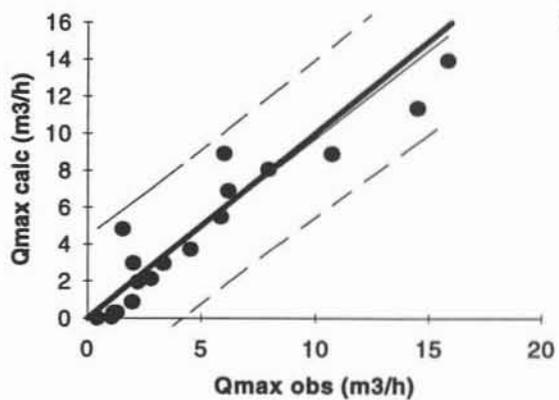
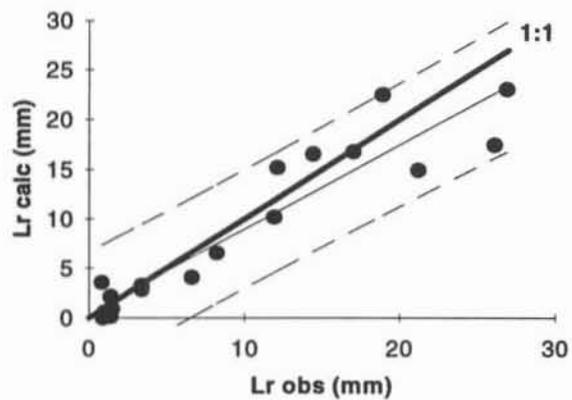
Pour estimer la qualité des reconstitutions, nous avons étudié successivement les **lames ruisselées**, le **débit maximal** (ou débit de pointe) et **l'instant auquel on observe ce maximum**, compté à partir du début de chaque simulation, que par abus de langage nous noterons simplement "instant du maximum" dans la suite. La comparaison est menée en calculant la **régression linéaire** des variables calculées par rapport aux variables observées.

Sur les figures suivantes, nous avons représenté pour les parcelles de sol nu et de jachère (Figure 67), de piedmont (Figure 68) et de talus de plateau (Figure 69) les lames ruisselées, les débits de pointe et les instants du débit de pointe calculés par le modèle, en fonction des mêmes variables observées. Pour toutes les parcelles, les nuages de points allongés attestent d'une bonne corrélation entre les deux variables représentées. Cependant, les valeurs de l'instant du maximum calculé pour la crue du 26 juillet 1994 sur les parcelles de sol nu, jachère et piedmont, et pour celle du 9 juillet sur la parcelle de sol nu, diffèrent nettement de la valeur observée. Ces deux crues, de faible volume, sont caractérisées par plusieurs maxima relatifs. Elles ne se singularisent pourtant pas sur les graphiques des lames ruisselées et des débits de pointe. Cela signifie que pour ces crues, le modèle reconstitue bien le débit de pointe et le volume de crue, mais n'attribue pas le débit de pointe sur le "pic" sur lequel il est observé.

Les régressions linéaires qui permettent d'estimer la qualité des ajustements sont présentées dans le Tableau 45.

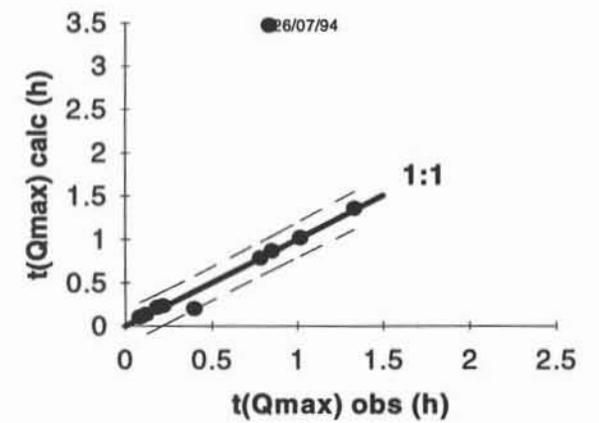
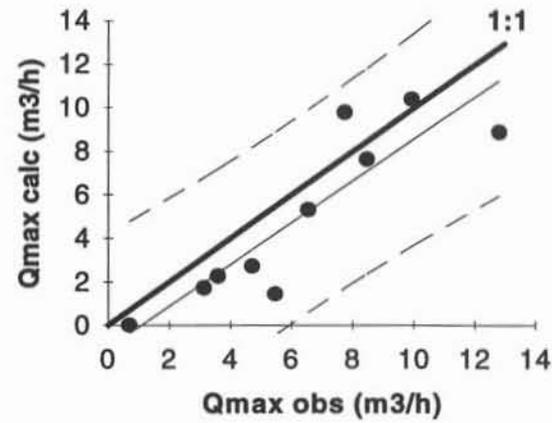
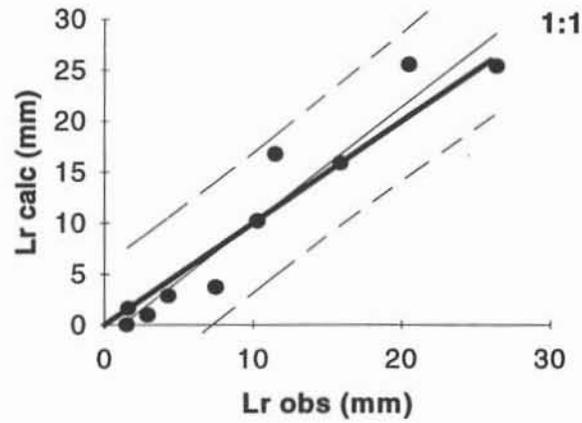


parcelle de sol nu de plateau

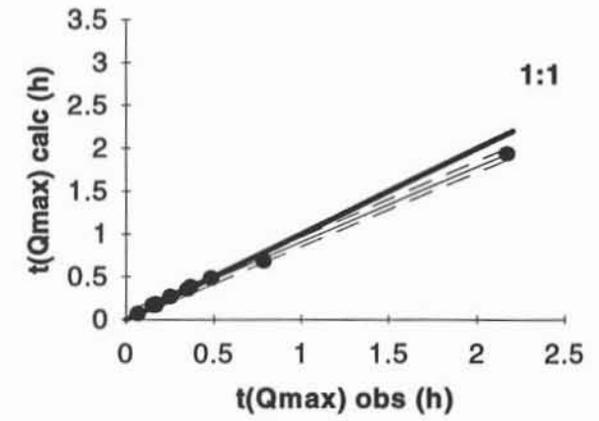
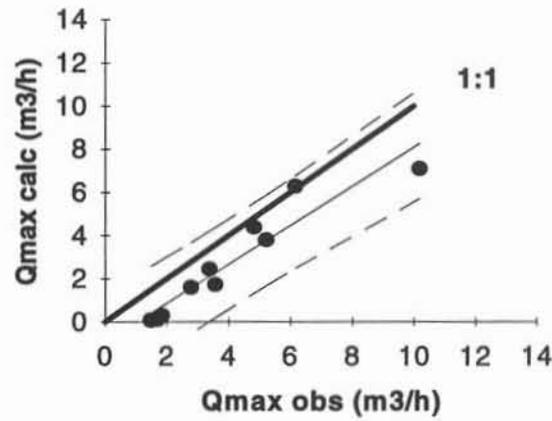
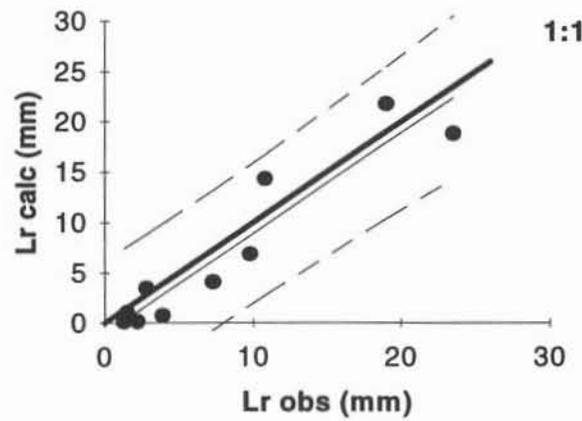


parcelle de jachère

Figure 67. Validation du modèle. Comparaison de la lame ruisselée, du débit de pointe et de l'instant du débit de pointe simulés et observés. Parcelles de sol nu de plateau et de jachère.



parcelle de piedmont dégradé, sous-échantillon 1



parcelle de piedmont dégradé, sous-échantillon 2

Figure 68. Validation du modèle. Comparaison de la lame ruisselée, du débit de pointe et de l'instant du débit de pointe simulés et observés. Parcelle de piedmont dégradé.

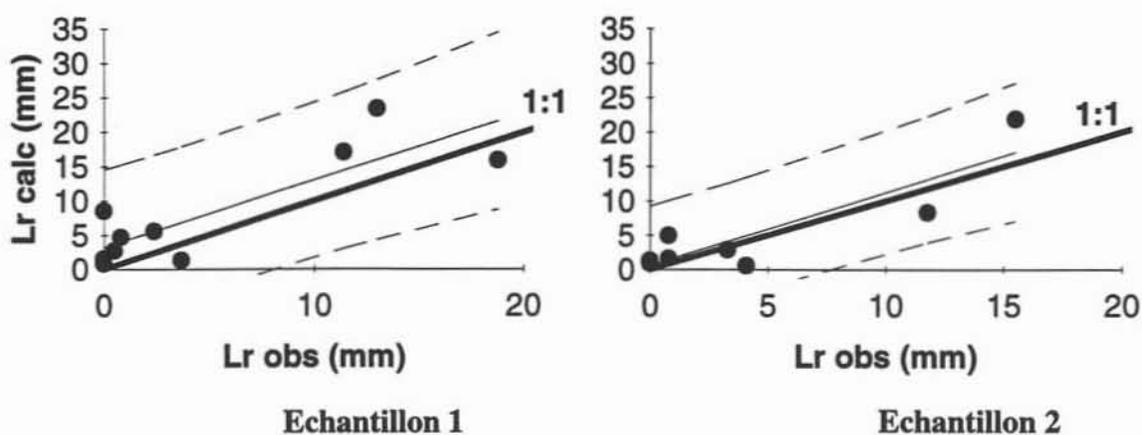


Figure 69. Validation du modèle. Comparaison de la lame ruisselée simulée et observée sur les deux échantillons de la parcelle de talus.

Tableau 45. Parcelles de ruissellement. Validation du modèle sur les crues de 1994.

Sol nu de plateau		Régression linéaire $Y_{calc} = a Y_{obs} + b$				
		a [IC 95 %]	b [IC 95 %]	r^2	σ_e	n
Lame ruisselée		1,00 [0,86 ; 1,13]	1,73 [-0,51 ; 3,97] (mm)	0,90	4,01 mm	25
Débit de pointe		0,98 [0,98 ; 1,00]	-0,07 [-0,19 ; 0,05] (m^3/s)	0,99	0,20 m^3/s	25
Instant du débit de pointe (**)		0,95 [0,90 ; 0,99]	0,03 [0,00 ; 0,06] (h)	0,99	0,06 h	23
Talus de plateau						
Lame ruisselée	Echant. 1	0,98 [0,54 ; 1,43]	3,20 [-0,46 ; 6,86] (mm)	0,71	4,55 mm	10
	Echant. 2	1,06 [0,65 ; 1,48]	0,58 [-2,24 ; 3,40] (mm)	0,79	3,39 mm	9
Piedmont						
Lame ruisselée	Echant. 1	1,14 [0,91 ; 1,36]	-1,34 [-4,24 ; 1,56] (mm)	0,93	2,83 mm	10
	Echant. 2	1,00 [0,75 ; 1,25]	-1,06 [-3,79 ; 1,66] (mm)	0,89	2,87 mm	10
Débit de pointe	Echant. 1	0,96 [0,60 ; 1,32]	1,04 [-3,62 ; 1,53] (m^3/s)	0,78	1,92 m^3/s	10
	Echant. 2	0,90 [0,69 ; 1,12]	-0,94 [-1,99 ; 0,11] (m^3/s)	0,90	0,86 m^3/s	10
Instant du débit de pointe	Echant. 1 (*)	1,01 [0,89 ; 1,13]	-0,01 [-0,10 ; 0,07] (h)	0,98	0,08 h	9
	Echant. 2	0,87 [0,85 ; 0,90]	-0,04 [-0,02 ; 0,05] (h)	0,99	0,02 h	10
Jachère						
Lame ruisselée		0,88 [0,73 ; 1,03]	0,44 [-1,37 ; 2,25] (mm)	0,89	2,69 mm	18
Débit de pointe		1,03 [0,83 ; 1,24]	-0,05 [-1,36 ; 1,37] (m^3/s)	0,87	1,84 m^3/s	18
Instant du débit de pointe (*)		1,00 [0,96 ; 1,05]	0,00 [-0,04 ; 0,03] (h)	0,99	0,05 h	17

(*) Echantillon sans la crue du 26/7/94

(**) Echantillon sans les crues du 9/7/94 et du 26/7/94

r^2 : coefficient de détermination, n : taille de l'échantillon, σ_e : écart-type résiduel.

Comparaison des lames ruisselées

Les coefficients de détermination sont supérieurs à 85 %, excepté pour la parcelle de talus (71 % et 79 % pour les deux échantillons). La pente et l'ordonnée à l'origine de la droite de régression **ne sont pas significativement différentes de 1 et de 0**, respectivement. Les intervalles de confiance à 95 % sur l'estimation de ces paramètres sont bornés à +/- 2 fois la valeur de l'écart type d'échantillonnage de part et d'autre de la valeur centrale.

La corrélation plus faible constatée pour la parcelle de talus de plateau peut s'expliquer par la taille réduite des échantillons de crues utilisés (6 et 7 pour les sous-échantillons 1 et 2), tant en calage qu'en validation.

Sur la parcelle de sol nu de plateau, les points représentatifs des crues du 3 août et du 4 septembre 1994 sont légèrement à l'écart du nuage, mais restent dans l'intervalle de confiance à 95 % sur les estimations des lames calculées.

Comparaison des débits de pointe

Les coefficients de détermination sont supérieurs à 87 %, sauf pour le sous-échantillon 1 de la parcelle de piedmont ($r^2=0,78$). La pente et l'ordonnée à l'origine des droites de régression ne sont pas significativement différentes de 1 et de 0 respectivement.

Comparaison des instants des maxima

Les calculs ne tiennent pas compte des crues du 9/7/94 et du 26/7/94. Le coefficient de détermination est très proche de 1 et la pente et l'ordonnée à l'origine des droites de régression ne sont pas significativement différentes de 1 et de 0 respectivement, excepté pour le sous-échantillon 2 de la parcelle de piedmont, où l'instant du débit de pointe est sous-estimé.

Ces résultats montrent que les **lames ruisselées** et les **débits de pointe** sont **bien reconstitués à l'échelle des parcelles**. Pour les petites crues, cependant, et si l'hydrogramme comporte plusieurs maxima relatifs, le modèle reconstitue mal l'instant auquel se produit le maximum de la crue, mais estime bien la valeur du débit de pointe et le volume ruisselé.

Le **critère de Nash** (cf. page 199) quantifie de manière plus globale la qualité de la reconstitution des crues. Nous avons représenté sur la Figure 70 les valeurs du critère en fonction de la lame ruisselée observée. Les graphiques montrent que les valeurs faibles du critère sont liées à des petites crues, ce qui confirme que les performances les moins bonnes du modèle sont observées pour les crues de faible volume. Ce n'est pas systématique, et certaines petites crues sont bien reconstituées.

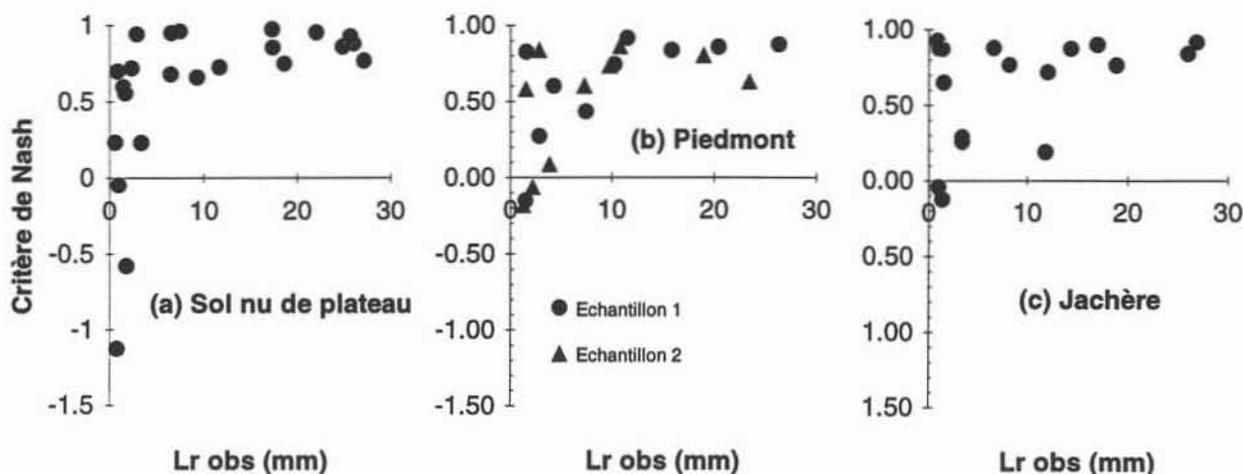


Figure 70. Evolution du critère de Nash en fonction de la lame ruisselée observée sur les parcelles.

La Figure 71 présente les hydrogrammes **simulés et observés** sur les parcelles de sol nu et de jachère pour deux fortes crues (22 août et 30 juillet 1993) et deux faibles crues (19 août et 18 septembre 1993) de l'échantillon de **calage**. La mauvaise synchronisation des deux hydrogrammes est manifeste, la crue simulée débutant tantôt avant, tantôt après la crue observée. Cela illustre le défaut de synchronisation du limnigraphes et du pluviographe en 1993 (§ 4.2.3) qui n'a pas permis d'utiliser un critère de calage global. Mis à part ce défaut, la forme des hydrogrammes est bien reconstituée.

La Figure 72 et la Figure 73 présentent le même type de graphiques pour quatre crues de la saison 1994 appartenant à l'échantillon de **validation** et pour les quatre parcelles. Les graphiques sont disposés de haut en bas selon l'ordre de disposition des parcelles sur la toposéquence : sol nu, talus, piedmont et jachère. Contrairement aux simulations de crues de la saison 1993, les hydrogrammes observés et simulés sont bien synchronisés. La **bonne qualité des reconstitutions** est manifeste, en particulier pour les fortes crues, comme nous l'avons déjà évoqué.

Pour la parcelle de talus, on ne dispose pas d'enregistrements. On peut néanmoins remarquer (Figure 72 et Figure 73) que c'est sur cette parcelle que les débits simulés sont **les plus faibles**. Cela accrédite l'hypothèse selon laquelle le talus joue un rôle de **limitation de l'écoulement** venant du plateau, du fait de sa **perméabilité probablement élevée** (absence de croûtes, cuirasse fissurée et plus ou moins démantelée).

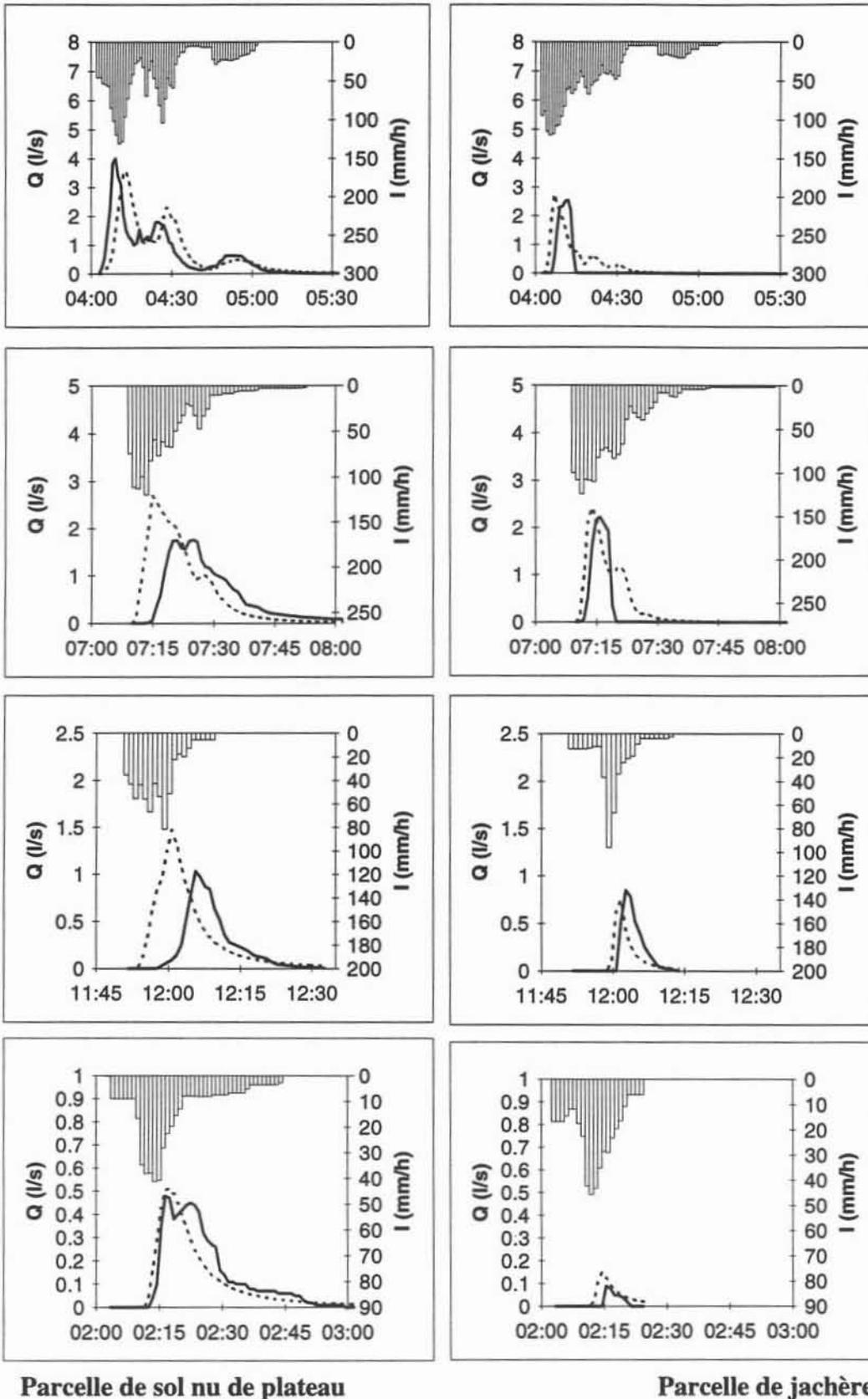


Figure 71. Hydrogrammes observés (trait gras) et simulés (trait fin) sur les deux parcelles en calage. De haut en bas, crue du 22 août, 30 juillet, 19 août et 18 septembre 1993. Q : débit, I : intensité de pluie et heure locale (GMT+1) en abscisse.

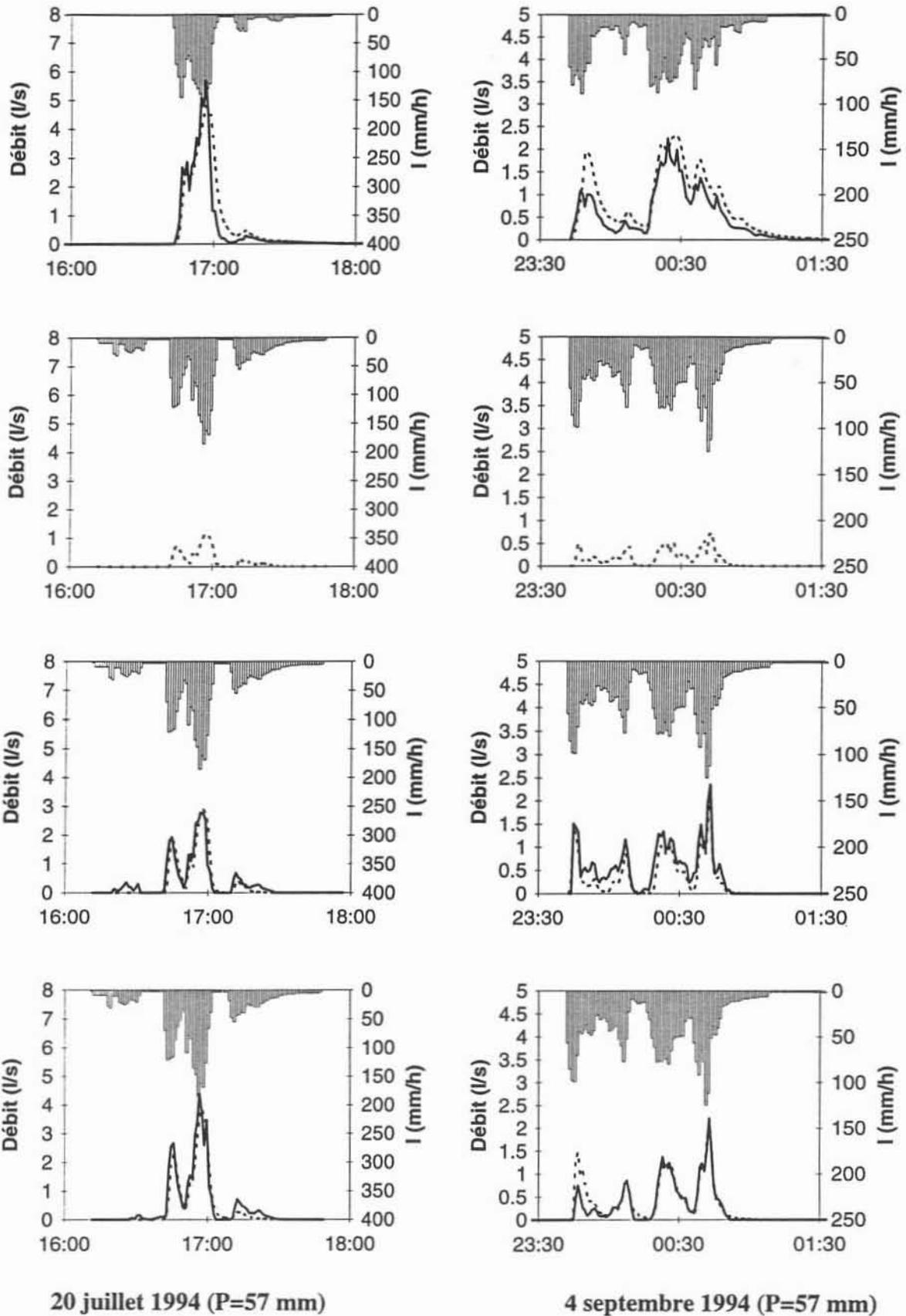


Figure 72. De haut en bas, parcelle de sol nu de plateau, talus de plateau, piedmont et jachère. Hydrogrammes observés (trait gras) et simulés (trait fin) en validation pour deux fortes crues : 20 juillet et 4 septembre 1994. Mêmes axes que sur la figure précédente.

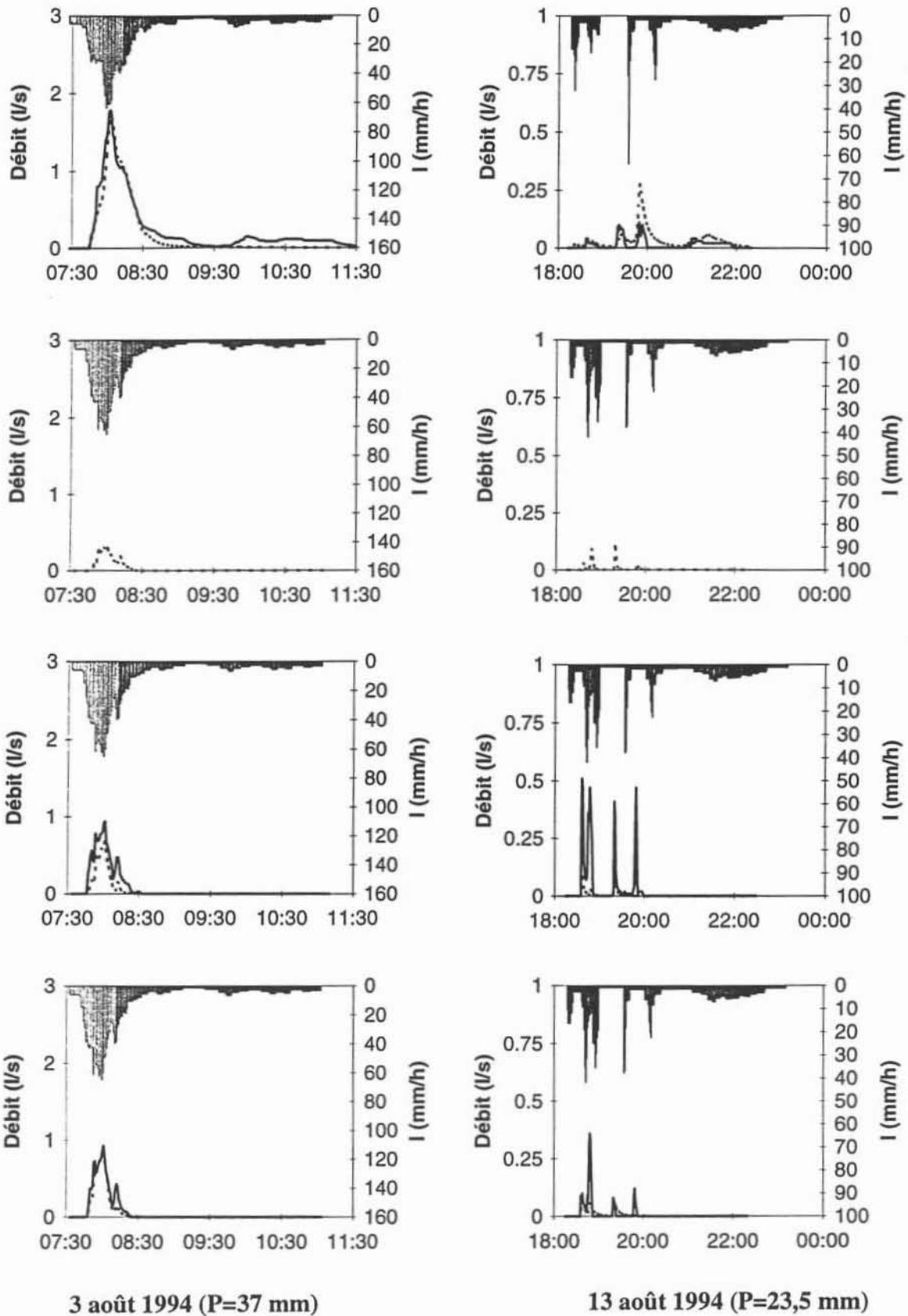


Figure 73. De haut en bas, parcelle de sol nu de plateau, talus de plateau, piedmont et jachère. Hydrogrammes observés (trait gras) et simulés (trait fin) en validation pour deux faibles crues : 3 et 13 août 1994. Mêmes axes que sur la Figure 71.

Simulation de l'écoulement annuel

La connaissance de la lame ruisselée au cours d'une saison est nécessaire pour établir un bilan hydrologique annuel et il convient d'examiner l'aptitude du modèle à le simuler. Le Tableau 46 propose une comparaison de la **lame ruisselée annuelle** calculée par le modèle et de la même quantité observée pour les trois saisons (1992 à 1994).

Nous rappelons que pour les parcelles de sol nu de plateau et de jachère, les échantillons de 1992 et 1993 ont servi au calage, et celui de 1994 à la validation. Pour les deux autres parcelles, nous avons procédé par calage et validation croisée, et le tableau présente les résultats obtenus après calage des paramètres sur l'ensemble des crues des deux sous-échantillons.

L'erreur relative Δ sur la reconstitution de la lame ruisselée écoulée est également présentée dans le tableau. Elle est définie par la relation :

$$\Delta = \frac{Lr_{\text{calc}} - Lr_{\text{obs}}}{Lr_{\text{obs}}}$$

Tableau 46. Comparaison de la lame écoulée totale simulée et observée sur les échantillons de crues disponibles. (Remarque : la taille des échantillons de crues varie selon les parcelles)

	Sol nu de plateau			Talus de plateau			Piedmont			Jachère		
	obs (mm)	calc. (mm)	Δ	obs (mm)	calc. (mm)	Δ	obs (mm)	calc. (mm)	Δ	obs (mm)	calc. (mm)	Δ
1992 (calage)	40	37	- 8 %	-	-	-	-	-	-	72	71	- 1 %
1993 (calage)	136	138	1 %	-	-	-	-	-	-	100	96	-4 %
1994 (valid.)	286	328	15%	87	123	41 %	184	173	- 6 %	178	161	-10 %

Sur la parcelle de **talus** de plateau, l'erreur relative sur le total de l'échantillon est importante (41 %). Comme nous l'avons déjà évoqué, le nombre réduit de crues disponibles pour le calage n'a pas permis d'ajuster le modèle de manière satisfaisante sur ce site.

Sur le **plateau**, le modèle a tendance à surestimer la lame totale écoulée en 1994, même si l'erreur relative commise (15 %) reste acceptable. Cette tendance à la surestimation se note sur la Figure 68 où les points représentatifs des couples (Lr_{calc} , Lr_{obs}) sont plutôt au-dessus de la première bissectrice, même s'ils restent à l'intérieur de l'intervalle de confiance à 95 %. Pour les parcelles de jachère et de piedmont, l'erreur relative reste inférieure à 10 % en valeur absolue.

4.2.6. Discussion

Nous proposons ici une étude critique des résultats de la modélisation à l'échelle de la parcelle.

4.2.6.1. Paramètres de calage.

Il convient d'examiner si les valeurs des paramètres obtenus par calage sont réalistes. Les valeurs de la conductivité non-saturée $K(h_0)$ et de la poussée capillaire $H_c(h_0)$ obtenues par calage (Tableau 42) représentent **la moitié** environ des valeurs relatives à un sol saturé. (La valeur de K_s pour le sol sous-jacent est présentée dans le Tableau 42 et H_c correspondant à un sol saturé est estimé par l'inverse de α). La réduction de la conductivité du sol sous la croûte est donc bien réelle, mais reste somme toute modeste.

Le coefficient de **rugosité** n obtenu par calage varie de 0,014 à 0,026. Les fortes valeurs de n traduisent une surface rugueuse, ce qui est compatible avec l'état de surface des parcelles : le micro-relief est plus prononcé sur la jachère ($n=0,026$) que sur le sol nu de plateau ($n= 0,018$), à son tour plus lisse que les surfaces d'érosion de piedmont. En effet, on trouve sur le plateau des croûtes gravillonnaires contenant des particules centimétriques, qui sont plus rares sur le piedmont.

Engman (1986) propose des valeurs du coefficient de rugosité de Manning pour différents types de surface, tirées des travaux de Foster et *al.* (1980) sur le modèle CREAMS. Pour des conditions voisines des nôtres, (surface lisse et encroûtée), n varie entre 0,01 et 0,03. Pour une végétation éparse, ces auteurs mentionnent $n=0,015$. Les valeurs obtenues ici par calage (Tableau 42) sont **comparables** à celles présentées dans la littérature, et on peut les considérer comme **pertinentes**.

4.2.6.2. Supériorité de l'approche bi-couche ?

L'approche bi-couche de l'infiltration que nous avons développée a nécessité des approximations (annexe 4), et accroît légèrement la complexité du modèle. On peut se demander, dans ces conditions, si cette approche est réellement **pertinente** pour simuler les écoulements à l'échelle de la parcelle, ou si une approche mono-couche classique est suffisante.

Pour répondre à cette question, nous avons calé la **loi d'infiltration** du modèle sur les parcelles de sol nu de plateau et de jachère avec les mêmes échantillons (1992 et 1993) et le même critère de calage (minimisation de l'écart quadratique des lames ruisselées) que ci-dessus, mais en ne considérant **qu'une seule couche de sol**. Les valeurs de la conductivité hydraulique à saturation et de la poussée capillaire effective ont été **calées** simultanément en utilisant

l'algorithme de Rosenbrock (1960). Les valeurs obtenues sont présentées dans le Tableau 47, accompagnées de celles obtenues par l'approche bi-couche pour permettre la comparaison.

Rappelons que dans le sol bi-couche, seuls les paramètres du sous-jacent ont été calés (§ 4.2.3.). On constate à l'examen du tableau, mais du reste c'était prévisible, que le calage par l'approche mono-couche mène à des valeurs de K et Hc comprises entre celles de la croûte et celles du sol sous-jacent.

Tableau 47. Valeurs de Hc et K obtenues par calage dans l'approche mono-couche et bi-couche de l'infiltration

Approche		Sol nu de plateau		Jachère	
		Conductivité (cm/h)	Poussée capillaire (cm)	Conductivité (cm/h)	Poussée capillaire (cm)
bi-couche	croûte	0,20	7,14	0,70	5,00
	sol sous-jacent	0,58	2,52	3,80	3,80
mono-couche		0,30	4,11	1,69	4,60

Les performances du modèle sont évaluées, comme dans l'approche bi-couche, par la régression linéaire de la lame ruisselée calculée et de la lame ruisselée observée. Le Tableau 48 présente les éléments de comparaison pour la parcelle de sol nu. Les critères utilisés dans l'approche bi-couche sont rappelés dans le Tableau. r^2 est le coefficient de détermination de la régression, F la valeur optimale du critère de calage et l'écart relatif est calculé comme précédemment par $(L_{r_{calc}} - L_{r_{obs}}) / L_{r_{obs}}$.

En **calage**, le tableau montre que les paramètres de la droite de régression ($L_{r_{calc}}$, $L_{r_{obs}}$) sont très comparables pour les deux approches, et qu'il n'y a pas de biais systématique. Le coefficient de détermination est semblable et la valeur F du critère de calage est même inférieure pour l'approche mono-couche, ce qui traduit un meilleur calage. La lame ruisselée totale sur l'échantillon est par contre légèrement sous-estimée pour l'approche mono-couche. En **validation**, les paramètres de la régression linéaire et la lame ruisselée totale sont très comparables pour les deux approches.

Pour la parcelle de jachère, les simulations obtenues par les deux approches sont également très comparables, en calage et en validation.

Compte tenu de ces résultats, il est par conséquent **difficile d'affirmer quelle approche est réellement la plus performante**. Toutes deux ont des avantages et des inconvénients :

- l'approche **bi-couche** est plus complexe à mettre en oeuvre, mais dans le contexte des sols encroûtés elle est plus proche de la réalité physique. Avec les données expérimentales dont on dispose, elle ne nécessite le calage que d'un paramètre (la conductivité du sol sous-jacent),

Tableau 48. Performances du modèle dans l'approche mono-couche et bi-couche de l'infiltration pour la parcelle de sol nu de plateau.

Calage 1992 + 1993	$Lr_{calc} = a Lr_{obs} + b$		Lame ruisselée totale.		
	a	b (mm)	obs (mm)	calc (mm)	écart relatif
bi- couche	1,0 [0,9 ; 1,1]	0,0 [-1,1 ; 1,0]	176,4	175	0,5%
	$r^2=0,94$ $F = 89,9$				
mono-couche	1,0 [0,9 ; 1,1]	-0,5 [-1,5 ; 0,5]	176,4	166,5	-5,6%
	$r^2=0,94$ $F = 85,9$				
Validation 1994					
bi- couche	1,0 [0,9 ; 1,1]	1,7 [-0,5 ; 4,0]	285,6	328,1	+15%
	$r^2=0,90$				
mono-couche	1,0 [0,9 ; 1,2]	1,2 [-1,0 ; 3,3]	285,6	326,4	+14%
	$r^2=0,91$				

- l'approche **mono-couche**, elle est plus simple, mais au contraire moins physique et deux paramètres doivent être calés.

Remarquons toutefois que les deux approches n'ont été comparées que pour leur aptitude à simuler la lame écoulée sur les parcelles. Pour ce critère, elles ont des performances équivalentes. Si on les comparait en utilisant d'autres critères (redistribution de l'eau dans le sol, par exemple), on constaterait sans doute des différences. Cette comparaison multi-critère n'a pas été réalisée.

Compte tenu de son caractère plus physique, **l'approche bi-couche sera employée dans la suite de l'étude.**

4.2.6.3. Sens physique des paramètres de calage

Les performances comparables obtenues par les deux méthodes montrent qu'il existe au moins deux moyens d'obtenir les mêmes simulations, relatifs à deux concepts différents. Dans ces conditions, **quel est le sens physique des paramètres obtenus pour le sol mono-couche ?**

Dans notre exemple, en effet, la poussée capillaire est constante. La conductivité globale des deux couches de sol, qui est la moyenne harmonique des conductivités (Eq. A23, annexe 4) et qui augmente au cours de l'infiltration a donc le même effet sur l'infiltration qu'une valeur constante de conductivité. Si la première est reliée aux propriétés des deux couches, il n'en est pas de même pour la seconde, obtenue par calage.

Plus largement, cette question peut s'appliquer à l'ensemble des paramètres des modèles à bases physiques. Ces modèles décrivent généralement les phénomènes naturels à partir de relations qui sont validées à l'échelle **ponctuelle** (la loi de Darcy par exemple) et sous des hypothèses contraignantes (sol isotrope, indéformable, fluides parfaits, etc.) qui sont rarement vérifiées *in situ*. Les relations physiques sont appliquées à des surfaces plus grandes (entités élémentaires de calcul du modèle, ici la parcelle), et le sens des paramètres des lois physiques devient difficile à appréhender. Beven (1989) s'interroge par exemple sur la signification physique d'un **gradient de pression capillaire** calculé à l'échelle d'une surface de plusieurs hectares. Dans notre étude, on peut se poser la même question à propos de l'épaisseur de la croûte, supposée constante sur la parcelle, ou de la pression capillaire à l'interface sol-croûte.

Les paramètres, par ce qu'ils représentent de la physique des phénomènes, ont un sens physique, mais leur **valeur** n'en ont pas nécessairement. Lors du calage d'un paramètre, on ne cherche donc pas nécessairement à retrouver avec précision une valeur mesurable mais à obtenir une valeur **conceptuellement réaliste**, d'un ordre de grandeur admissible qui permette au modèle de reconstituer de manière acceptable les observations (Kauark Leite, 1990).

Le coefficient de rugosité, compatible avec les valeurs publiées et la conductivité obtenue par les deux approches **ne sont pas irréalistes**.

4.2.7. Conclusion

Le calage de la conductivité hydraulique non saturée du sol sous-jacent à la croûte et du coefficient de rugosité mène à une **très bonne reconstitution** des hydrogrammes observés sur les parcelles, exception faite des **petites crues**, pour lesquelles le volume et le débit de pointe sont bien simulés mais **l'instant** du débit de pointe est mal estimé.

Au pas de temps de la saison, le modèle reconstitue bien l'écoulement annuel sur les parcelles de sol nu de plateau, de jachère et de piedmont dégradé. Sur la parcelle de talus de plateau, l'écoulement est nettement surestimé (40%) : un échantillon de crues plus étoffé et couvrant une gamme plus large de lames écoulées doit permettre d'améliorer le calage des paramètres sur cette parcelle.

Les valeurs des paramètres de calage peuvent être considérées comme **conceptuellement réalistes**. Cependant, les simulations pour un sol mono-couche sur les parcelles de sol nu et de

jachère, après calage de la conductivité hydraulique et de la poussée capillaire effective, **ne permettent pas de montrer la supériorité de l'approche bi-couche**. Plus complexe mais plus proche de la réalité physique (croûtes), elle est utilisée dans la suite pour la modélisation des transferts à l'échelle des bassins.

4.3. Mise en oeuvre du modèle à l'échelle des bassins

Pour faciliter la description des bassins, nous appellerons dans la suite sous-bassin A-B (ou B-C), la fraction du bassin B (ou C) qui alimente la portion de ravine entre les stations A et B (ou B et C, voir figure 11, p. 45). Nous utiliserons également la notion habituelle de rive gauche (ou droite) pour désigner la fraction d'un bassin située à gauche (ou à droite) du cours d'eau principal, l'observateur regardant vers l'aval.

4.3.1. Préliminaires

A l'échelle des bassins, le système modélisé englobe les versants d'une part et le chenal d'autre part. L'infiltration et le ruissellement sur chaque **zone de versant** à état de surface homogène sont simulés **de la même manière que sur la parcelle correspondante**, et les paramètres hydrodynamiques sont transposés de la parcelle à l'unité homogène de versant (système sol-croûte sur les unités de sol nu de plateau, de piedmont et de jachère, pas de croûte sur les unités de talus de plateau).

4.3.1.1. Décomposition des bassins en unités intelligibles pour le modèle

La décomposition du bassin en unités intelligibles pour le modèle est fondée sur **l'organisation spatiale des états de surface sur les bassins**.

En première analyse, les zones d'état de surface homogène s'étendent longitudinalement de part et d'autre de la ravine. Il apparaît donc une organisation hiérarchique des états de surface, selon leur position topographique (figure 4, annexe 1).

Sur le bassin A, on observe selon la ligne de plus grande pente, la succession plateau - talus de plateau - piedmont dégradé. Sur le sous-bassin A-B, on observe essentiellement des surfaces de talus et de piedmont et une petite portion de jachère près de la ravine en rive droite, et presque exclusivement de la jachère en rive gauche. Enfin, les zones de jachère sont prédominantes sur le sous-bassin B-C, avec cependant une fraction de piedmont en rive droite.

L'organisation **séquentielle** des zones homogènes selon la ligne de plus grande pente d'une part, et leur **extension longitudinale** d'autre part facilitent la représentation schématique à l'aide d'une cascade d'unités rectangulaires. La représentation simplifiée de la morphologie des bassins que nous avons retenue ne reproduit pas la **forme** des zones homogènes réelles, mais conserve leur **surface** et leur **organisation spatiale**. Les éléments schématiques des bassins que sont les unités de versant et les unités de rivière sont définis selon les principes suivants :

- chaque tronçon de rivière (amont station A, tronçon A-B, et tronçon B-C) est représenté par un bief rectiligne de section rectangulaire constante,
- les unités de versants sont des plans rectangulaires de la même longueur que le bief qu'elles alimentent, et dont la largeur est calculée de manière à respecter la superficie de chaque état de surface de part et d'autre de la ravine,
- la pente des unités de versant et des biefs est la pente moyenne calculée pour les versants et les biefs réels correspondants.

La longueur et la pente des biefs, ainsi que la pente des versants sont déterminées à partir de la carte topographique des bassins (Esteves, 1995). La largeur des biefs est calculée à partir de la section en travers de la ravine, à la hauteur de chaque station (Esteves et *al.*, 1993). Le bassin A contient, en rive gauche, une faible proportion (2,6 %) de surface de jachère, partiellement incluse dans la surface de piedmont (figure 4, annexe 1). Pour gagner en simplicité, elle a été assimilée à la zone de piedmont.

Les caractéristiques des unités de chaque bassin sont présentées dans le Tableau 49 et les bassins versants schématiques correspondants sont illustrés sur la Figure 74.

4.3.1.2. Etude de sensibilité

La modélisation des processus dans le chenal fait appel, pour chaque bief, à cinq paramètres pour le calcul de l'infiltration par la relation de Green et Ampt (conductivité à saturation du sol, poussée capillaire effective, teneur en eau résiduelle, initiale et à saturation), et à deux paramètres pour le calcul du transfert des débits par la méthode du réservoir linéaire (constante de temps et temps de retard).

Afin de déterminer lesquels de ces paramètres ont le plus d'effet sur les résultats de la modélisation, nous avons réalisé, comme pour les parcelles, une étude de sensibilité *a priori*.

Le temps de retard τ du réservoir linéaire (annexe 4, § 2.2) a pour seul effet de décaler dans le temps l'hydrogramme calculé, sans modifier ni la forme ni le volume de la crue. Ce paramètre n'a donc pas été pris en compte dans l'étude de sensibilité.

Tableau 49. Caractéristiques des éléments des bassins versants simulés dans SWATC

BASSIN	Localisation	Type d'état de surface	fraction sur chaque rive	Pente	Longueur (m)	Largeur (m)	
A	Bief 1 : Amont station A			5,2 %	200	1	
	Rive droite	Sol nu de plateau	12 %	1 %	200	11	
		Talus de plateau	60 %	10 %	200	39	
		Piedmont	32 %	5 %	200	23	
	Rive gauche	Sol nu de plateau	88 %	1 %	200	77	
		Talus de plateau	40 %	10 %	200	26	
		Piedmont	68 %	5 %	200	57	
		Jachère	100 %	5 %	200	inclus dans piedmont	
	B	Bief 2 : Tronçon A - B			2 %	220	1,5
		Rive droite	Sol nu de plateau	100 %	1 %	220	3
Talus de plateau			100 %	10 %	220	19	
Piedmont			100 %	5 %	220	59	
Jachère			20 %	5 %	220	18	
Rive gauche		Jachère	80 %	5 %	220	73	
C	Bief 3 : Tronçon B - C			2 %	300	1,5	
	Rive droite	Piedmont	100 %	5 %	300	6	
		Jachère	21 %	5 %	300	18	
		Jachère	79 %	5 %	300	67	

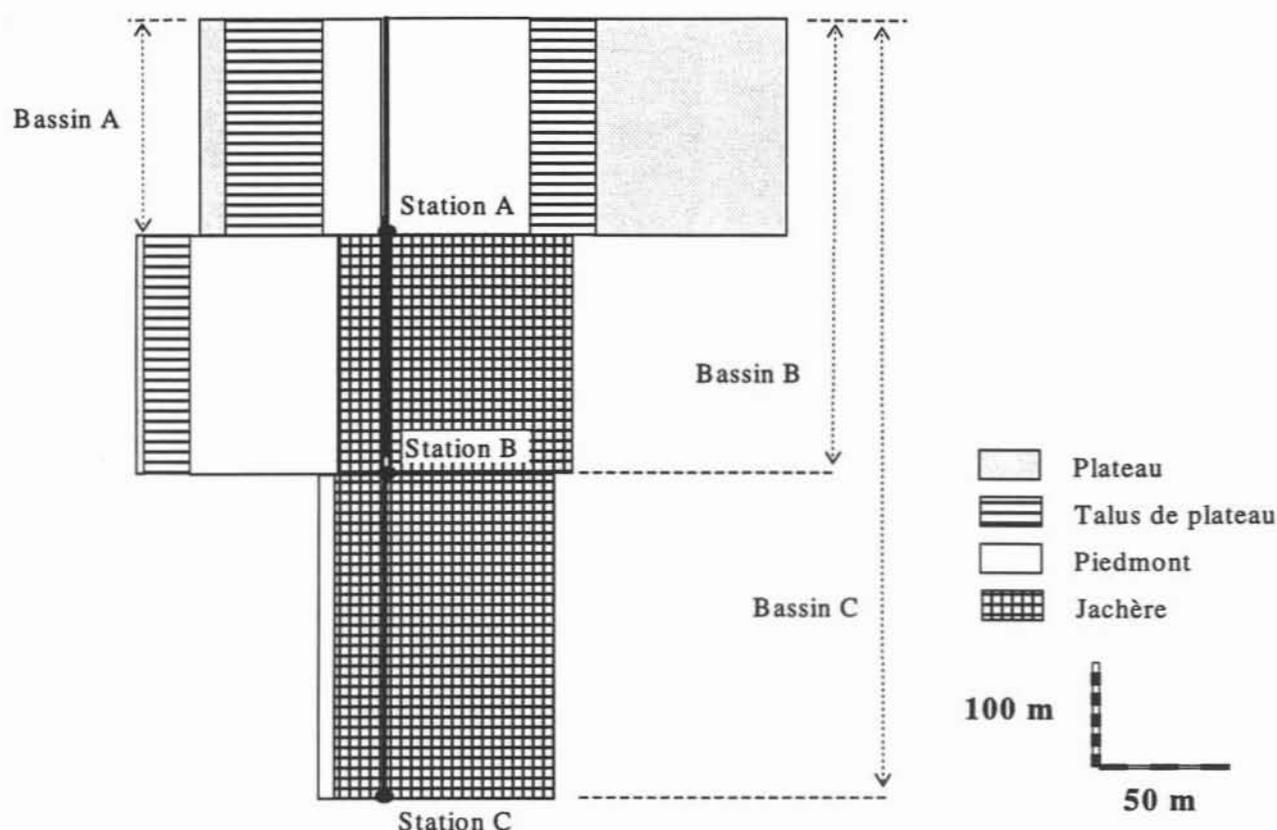


Figure 74. Bassins versants schématiques

A partir d'un jeu de paramètres jugé réaliste (Tableau 50), plusieurs simulations ont été réalisées pour un bief donné en faisant varier successivement chaque paramètre dans un intervalle maximal de plus ou moins 50 % autour de la valeur centrale. La procédure a été répétée pour chacun des biefs des trois bassins.

Tableau 50. Jeu de paramètres utilisé dans chaque bief pour l'étude de sensibilité

Paramètre		Valeur
Conductivité hydraulique à saturation	K_s (cm/h)	90
Poussée capillaire effective	H_c (cm)	10
Teneur en eau résiduelle	θ_r (cm^3/cm^3)	0,02
Teneur en eau initiale	θ_i (cm^3/cm^3)	0,07
Teneur en eau à saturation	θ_s (cm^3/cm^3)	0,15
Constante de temps	C (h)	0,2

La Figure 75 montre, pour le bassin A et la crue du 22 août 1993, la variation relative de la lame ruisselée L_r et du débit de pointe de l'hydrogramme Q_{\max} calculés par le modèle, en fonction de la variation relative des paramètres K_s , H_c , et C .

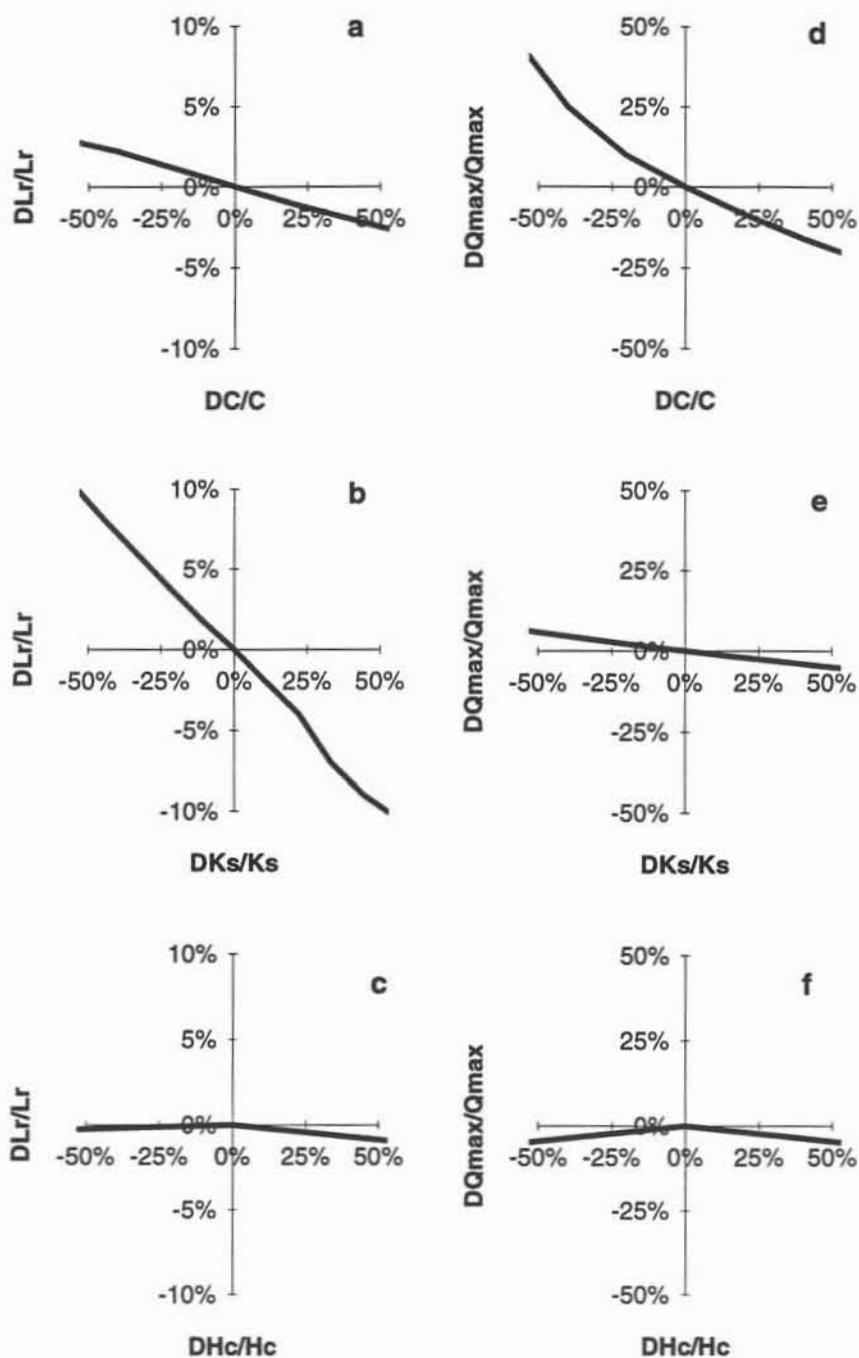


Figure 75. Etude de sensibilité *a priori* pour la crue du 22 août 1992 sur le bassin A. Variations relatives de la lame ruisselée (a - c) et du débit de pointe (d - f) en fonction des différents paramètres.

Le **volume de crue** calculé par le modèle est affecté de manière prépondérante par la conductivité hydraulique à saturation. Le **débit de pointe** est lui principalement influencé par la constante de temps du réservoir linéaire. Le coefficient de sensibilité $SL_r(K_s)$ garde une valeur constante de -20 % sur l'intervalle de variation de K_s et $SQ_{max}(C)$ varie de -74 % à -38 %.

La conductivité hydraulique influence également le volume écoulé et le débit de pointe de la crue, quoique plus faiblement. Le coefficient $SQ_{max}(K_s)$ garde la valeur de -5 % (graphique e). La constante de temps C n'a qu'un effet très limité sur le volume de la crue ($SL_r(C) = -2,5 \%$).

Le paramètre H_c (graphiques c et f) et les humidités θ_r , θ_i , et θ_s (non présentées) ont une influence négligeable sur les résultats du modèle, avec des coefficients de sensibilité **inférieurs à 1 %**.

Comme L_r et Q_{max} sont des grandeurs positives, le signe négatif des coefficients de sensibilité SL_r et SQ_{max} signifie que la lame ruisselée et le débit de pointe sont des fonctions décroissantes des paramètres K_s et C (cf. § 2.3). On pouvait du reste s'y attendre : une conductivité plus forte réduit évidemment le volume écoulé, mais également le débit de pointe. L'influence de la constante C sur l'infiltration, bien que plus faible que celle de K_s , s'explique par le fait que le transfert de l'eau dans le chenal est plus lent pour les fortes valeurs de C , et que, la hauteur d'eau dans le chenal étant plus importante, l'infiltration croît.

Ces résultats, présentés pour le bassin A, sont valables également pour les bassins B et C. Par conséquent, le modèle est principalement sensible à la conductivité hydraulique à saturation et à la constante de temps du réservoir linéaire. Les autres paramètres pourront être estimés de manière moins précise.

4.3.1.3. Valeur des paramètres

Comme précédemment, nous nous sommes attachés à **limiter** le plus possible le nombre de **paramètres de calage**, en utilisant les données expérimentales disponibles. Les valeurs utilisées sont présentées dans le Tableau 51.

Des mesures de **conductivité hydraulique**, réalisées en plusieurs points de la ravine par la méthode du double anneau montrent des valeurs moyennes variant de 6 cm/h s'il n'y a pas de sédiments sableux au fond du lit, à 45 cm/h si l'épaisseur de sable dépasse 40 cm (Esteves, 1995). Le bief en amont de la station A relève du premier cas, et les deux autres correspondent au

second cas. La conductivité hydraulique des biefs utilisée par la loi d'infiltration est estimée par ces valeurs mesurées.

Tableau 51. Valeurs des paramètres de l'infiltration et du transfert dans les biefs

Bief	Ks (cm/h)	Hc (cm)	θ_r (cm ³ .cm ⁻³)	θ_i (cm ³ .cm ⁻³)	θ_s (cm ³ .cm ⁻³)	C (h)	t (h)
Tronçon amont A	6	10	0,02	0,07	0,30		
Tronçon A-B	45	10	0,02	0,07	0,30	Calé	Calé
Tronçon B-C	45	10	0,02	0,07	0,30		

La poussée capillaire Hc a peu d'effet sur les résultats du modèle comme l'a montré l'étude de sensibilité. La valeur de ce paramètre est donc fixée grossièrement à Hc=10 cm, ce qui est compatible avec les données publiées dans la littérature pour un sol de ce type (par exemple Rawls et *al.*, 1983).

L'**humidité initiale** dans les biefs ne peut pas être estimée d'après des mesures puisque l'humidité du sol au fond des ravines n'a pas été suivie. La lame ruisselée ou le débit de pointe de crue sont peu sensibles à ce paramètre et l'on fixe sa valeur à 0,07 cm³.cm⁻³ pour toutes les crues : cela correspond à un état moyen de teneur en eau du sol des biefs.

La **teneur en eau à saturation**, estimée à partir de mesures de porosité dans les biefs, est fixée à 0,30 cm³.cm⁻³ (Esteves, 1995) et l'humidité résiduelle à 0,02 cm³.cm⁻³.

Seuls les paramètres du **transfert**, constante de temps C et temps de retard τ , ne sont pas accessibles à la mesure. Le débit de pointe de crue est sensible à la valeur de C, et ce paramètre est par conséquent identifiable par **calage**. Il en est de même pour τ qui influence significativement l'instant du maximum de crue.

4.3.1.4. Echantillons.

Nous avons à notre disposition les crues enregistrées aux trois stations en 1992 et 1993. La première année, les berges et le lit de la ravine n'étaient pas stabilisées (cf. chapitre 2, § 2.2.2., p. 51) et la forme de la section au voisinage des stations a pu varier au cours de la saison. Il en résulte une fiabilité *a priori* plus faible des hydrogrammes observés. En 1993, les stations ont été équipées de seuils de type Parshall, pour remédier à cet inconvénient.

Dans ces conditions, l'échantillon de 18 crues de 1993 est utilisé pour le **calage**, et les 25 crues de 1992 serviront à la **validation**.

4.3.2. Calage du modèle

4.3.2.1. Mise en oeuvre

Les paramètres C et τ sont d'abord calés sur le bassin A (Figure 74, bief 1). Après la validation du modèle sur ce bassin, le calage est renouvelé pour les paramètres du second bief (tronçon A-B), ceux du bief amont déterminés précédemment restant inchangés. Lorsque le modèle est validé pour le bassin B, on procède une dernière fois au calage sur le dernier bief (tronçon B-C) du bassin C.

Cependant, comme cela a été présenté à l'annexe 4 (§ 2.1.), la représentation dans le modèle de l'**alimentation** d'un bief par le ruissellement des versants **diffère** selon que le bief considéré est le bief le plus en aval ou non. Dans le premier cas, le débit des versants est en totalité injecté en amont du bief, alors que dans le second cas, une moitié du débit des versants est injectée à l'amont et à l'autre l'aval du bief.

Pour que les paramètres de l'écoulement dans un bief aient le **même sens** lorsque ce bief contient l'exutoire du bassin (bief 2 dans le bassin B par exemple) ou s'il en alimente un autre (même bief dans le bassin C), nous avons usé d'un **artifice**. Il consiste à ajouter à l'aval du dernier bief de chaque bassin, une **portion virtuelle de bassin**, dont les versants ne produisent pas de ruissellement et dont le bief, très court et imperméable, transmet le débit qui l'alimente sans distorsion. Cette astuce n'est destinée qu'à permettre une égale redistribution du ruissellement de versant à l'amont et à l'aval de chaque bief.

Pour que les simulations soient réalisées dans les mêmes conditions pour tous les bassins, le même artifice est utilisé à l'aval du bassin C.

Par ailleurs, après différents tests nous avons constaté qu'avec la méthode du réservoir linéaire, l'ajout d'un bief virtuel permet une meilleure simulation des crues, notamment celles pour lesquelles on observe plusieurs maxima.

4.3.2.2. Critère de calage

Sur les bassins, les hydrogrammes de crue sont bien synchronisés avec les hyétogrammes, contrairement à ceux enregistrés sur les parcelles en 1993. Il est donc possible, pour le calage, d'utiliser un **critère global** de comparaison des hydrogrammes. La somme des écarts quadratiques $\text{seq}(Q)$ s'écrit (§ 2.3 dans ce chapitre), pour une crue donnée :

$$\text{seq}(Q) = \sum_{t=1}^n (Q(t)_{\text{obs}} - Q(t)_{\text{calc}})^2$$

où n est le nombre de pas de temps de simulation, et $Q(t)_{\text{calc}}$ et $Q(t)_{\text{obs}}$ les débits calculés et observés au temps t.

Le critère à minimiser retenu est la somme des quantités "seq" calculée sur toutes les crues de l'échantillon de calage, soit :

$$\text{SEQ} = \sum_{i=1}^N \left[\sum_{t=1}^n (Q(t)_{\text{obs}} - Q(t)_{\text{calc}})^2 \right]$$

où N est le nombre de crues de l'échantillon.

Pour permettre une recherche automatique des paramètres qui minimisent les critères, nous avons adapté au modèle SWATCH l'**algorithme d'optimisation de Rosenbrock** (1960).

Les valeurs obtenues après calage pour chaque bief sont présentées dans le Tableau 52.

Tableau 52. Valeurs des paramètres de calage

	C (h)	τ (min)
Bief 1	0,78	1,2
Bief 2	0,17	0,7
Bief 3	0,11	4,5

4.3.3. Validation : qualité des ajustements

Afin de simplifier la présentation, la validation du modèle est présentée en même temps pour chaque bief, bien que dans le déroulement des calculs, l'adéquation du modèle ait été vérifiée avant de procéder au calage des paramètres du bief suivant.

Comme pour les parcelles, nous étudierons successivement la qualité de la reconstitution des lames ruisselées L_r , du débit de pointe Q_{max} , et de l'instant du débit de pointe $t_{Q_{\text{max}}}$, pour détecter des éventuelles surestimations ou sous-estimations systématiques (Figure 76).

Les graphiques montrent des nuages de points groupés, mais sur les bassins B et C, on constate que deux événements se singularisent :

- le 21 août 1992 où la lame ruisselée est sous-estimée par le modèle sur les bassins B et C,
- le 12 septembre 1992 où la lame ruisselée et le débit de pointe sont surestimés par le modèle sur le bassin B.

Les raisons qui peuvent expliquer ces singularités sont exposées au paragraphe suivant.

Les régressions linéaires calculées entre les variables L_r , Q_{max} et t_{Qmax} permettent de quantifier la qualité de la reconstitution des crues par le modèle. Les résultats sont présentés dans le Tableau 53, et les droites de régression ainsi que l'intervalle de confiance à 95 % sur les estimations des variables observées sont représentés sur la Figure 76.

Tableau 53. Bassins. Validation du modèle sur les crues de 1992.

Bassin A	Régression linéaire $Y_{calc} = a Y_{obs} + b$				
	a [IC 95 %]	b [IC 95 %]	r^2	σ_e	n
Lame ruisselée (*)	1,00 [0,87 ; 1,14]	-0,04 [-0,83 ; 0,76] (mm)	0,91	1,58 mm	24
Débit de pointe	1,19 [0,96 ; 1,41]	-79 [-221 ; 63] (m^3/h)	0,84	246 m^3/h	25
Instant du débit de pointe (♣)	0,97 [0,84 ; 1,09]	0,0 [0,07 ; 0,06] (h)	0,95	0,07 h	15
Bassin B					
Lame ruisselée (**)	0,93 [0,63 ; 1,22]	-0,49 [-1,57 ; 0,58] (mm)	0,65	1,97 mm	23
Débit de pointe (*)	0,71 [0,54 ; 0,89]	-84 [-257 ; 88] (m^3/h)	0,75	304 (m^3/h)	24
Instant du débit de pointe (♣)	0,88 [0,71 ; 1,04]	0,05 h [-0,03 ; 0,14] (h)	0,91	0,1 h (h)	13
Bassin C					
Lame ruisselée (♥)	0,88 [0,65 ; 1,10]	-0,51 [-1,48 ; 0,46] (mm)	0,74	1,96 mm	24
Débit de pointe	0,45 [0,34 ; 0,56]	-51 [-227 ; 126] (m^3/h)	0,74	353 m^3/h	25
Instant du débit de pointe (♣)	0,97 [0,83 ; 1,11]	-0,06 [-0,15 ; 0,02] (h)	0,96	0,08 h	12

(*) Echantillon sans la crue du 12/09/92

(**) Echantillon sans la crue du 21/08/92

(♥) Echantillon sans les crues du 21/08/92 et du 12/09/92

(♣) Echantillon sans les crues dont le volume calculé ou observé est nul

r^2 : coefficient de détermination

n : taille de l'échantillon

σ_e : écart-type résiduel.

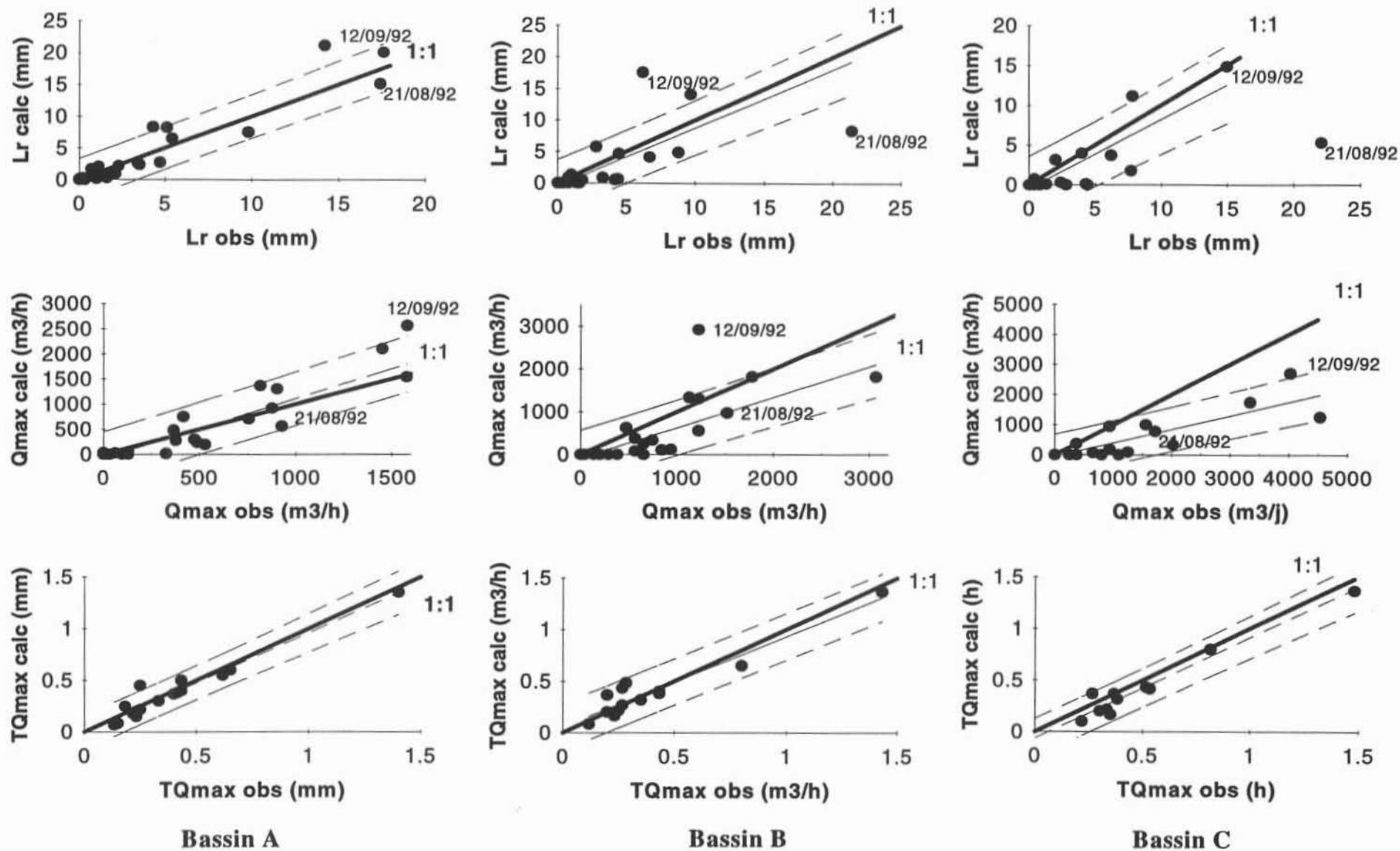


Figure 76. Validation du modèle SWATCH sur les bassins A, B et C. Comparaison de la lame ruisselée, du débit de pointe et de l'instant du débit de pointe observés et calculés.

Comparaison des lames ruisselées

La pente et l'ordonnée à l'origine de la droite de régression sont légèrement inférieures à 1 et 0, respectivement, pour les trois bassins, mais l'intervalle de confiance à 95% sur ces deux paramètres ne permet pas de les dissocier de 1 et 0. Le coefficient de détermination, égal à 91 % pour le bassin A, est plus faible pour les bassins B et C. Cela s'explique par une dispersion plus grande des points et par la gamme de valeurs de lame ruisselée plus réduite que sur le bassin A.

Il n'y a pas de biais systématique au sens des critères utilisés et la lame ruisselée est reconstituée de manière satisfaisante.

Comparaison des débits de pointe

La pente de la droite de régression n'est pas significativement différente de 1 pour le bassin A, mais elle est nettement inférieure à cette valeur sur les deux autres. Pour les trois bassins, l'ordonnée à l'origine de la droite ne peut pas être dissociée de 0 au seuil de 5%. Il y a par conséquent une sous-estimation systématique du débit de pointe sur les bassins B et C, nettement mise en évidence sur la Figure 76.

Comparaison de l'instant du débit de pointe

Les régressions linéaires sont calculées à partir des événements pour lesquels la valeur simulée ou observée de $t_{Q_{max}}$ est non nulle, ce qui explique la taille plus réduite des échantillons.

La pente et l'ordonnée à l'origine de la droite de régression ne sont pas significativement différentes de 1 et 0, respectivement, pour les trois bassins, et le coefficient de détermination, supérieur à 91 %, atteste de la bonne liaison des variables.

Il n'apparaît pas de biais systématique, et l'on considère donc que le modèle simule bien le moment auquel est observé le débit maximal.

Le modèle, tel qu'il est calé, simule des hydrogrammes **plus plats** que ceux que l'on a observé, tout en **respectant le volume** de la crue et **l'instant du débit de pointe**.

Cette tendance se confirme sur les deux figures suivantes. On y présente les hydrogrammes simulés et observés sur les trois bassins pour deux fortes crues (Figure 77) et deux faibles crues (Figure 78), choisies dans l'échantillon de calage (1993) et de validation (1992).

En **calage**, les crues sont bien reconstituées pour les fortes crues (13/9/93 et 19/7/93, Figure 77) mais on constate une tendance à la sous-estimation du débit de pointe sur le bassin C. Le modèle est moins performant pour les plus petites crues (Figure 78).

En **validation**, on peut renouveler ce constat, en remarquant cependant une performance globalement moins bonne pour les quatre crues proposées (Figure 79 et Figure 80).

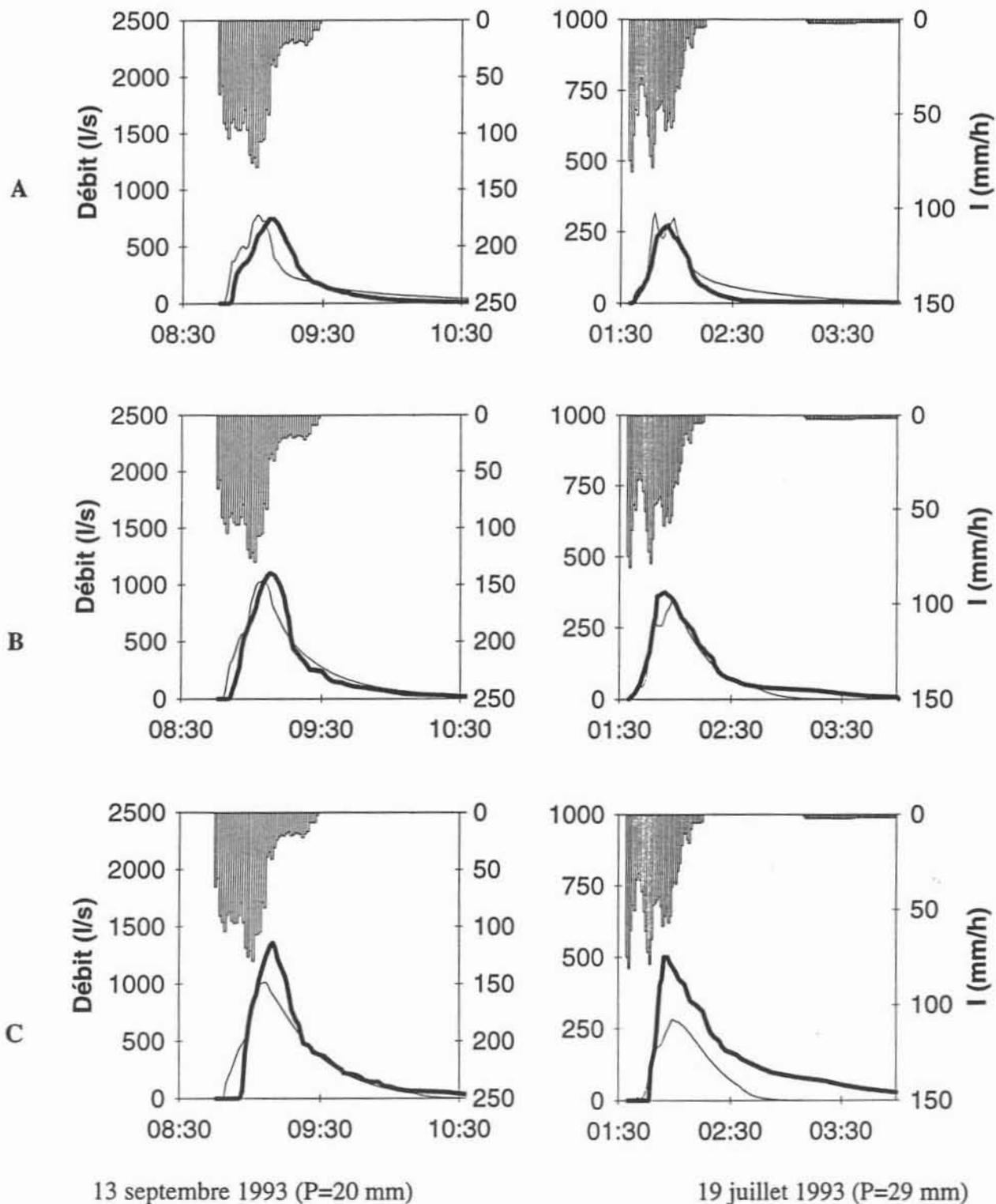


Figure 77. Calage. Hydrogrammes observés (trait gras) et simulé (trait fin) sur les bassins A, B et C (de haut en bas) pour deux fortes crues de l'échantillon de calage. Axe de droite : débit, axe de gauche : intensité de pluie, abscisses : heure locale (GMT+1).

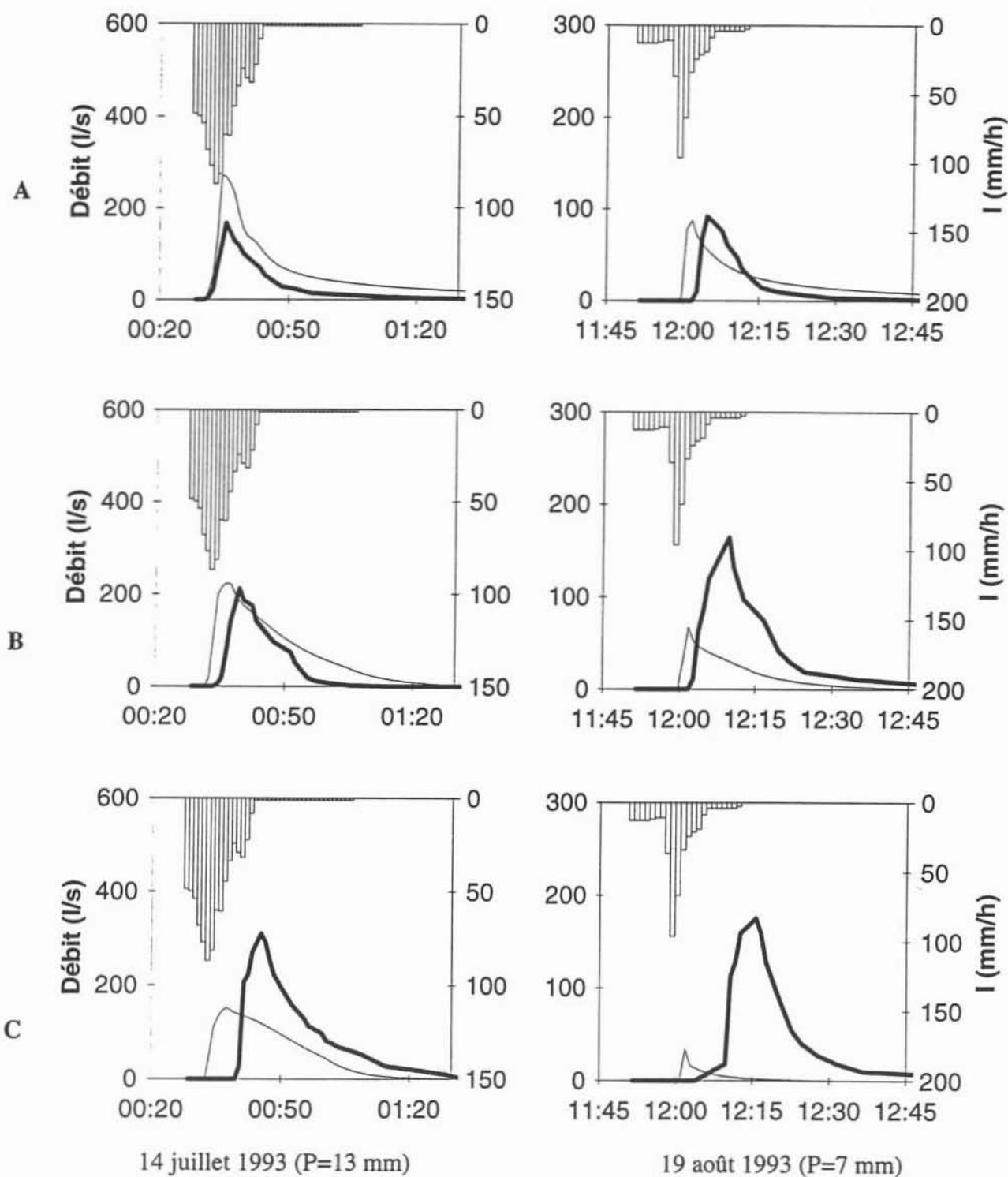


Figure 78. Calage. Hydrogrammes observés (trait gras) et simulé (trait fin) sur les bassins A, B et C (de haut en bas) pour deux faibles crues de l'échantillon de calage. Mêmes légendes que précédemment.

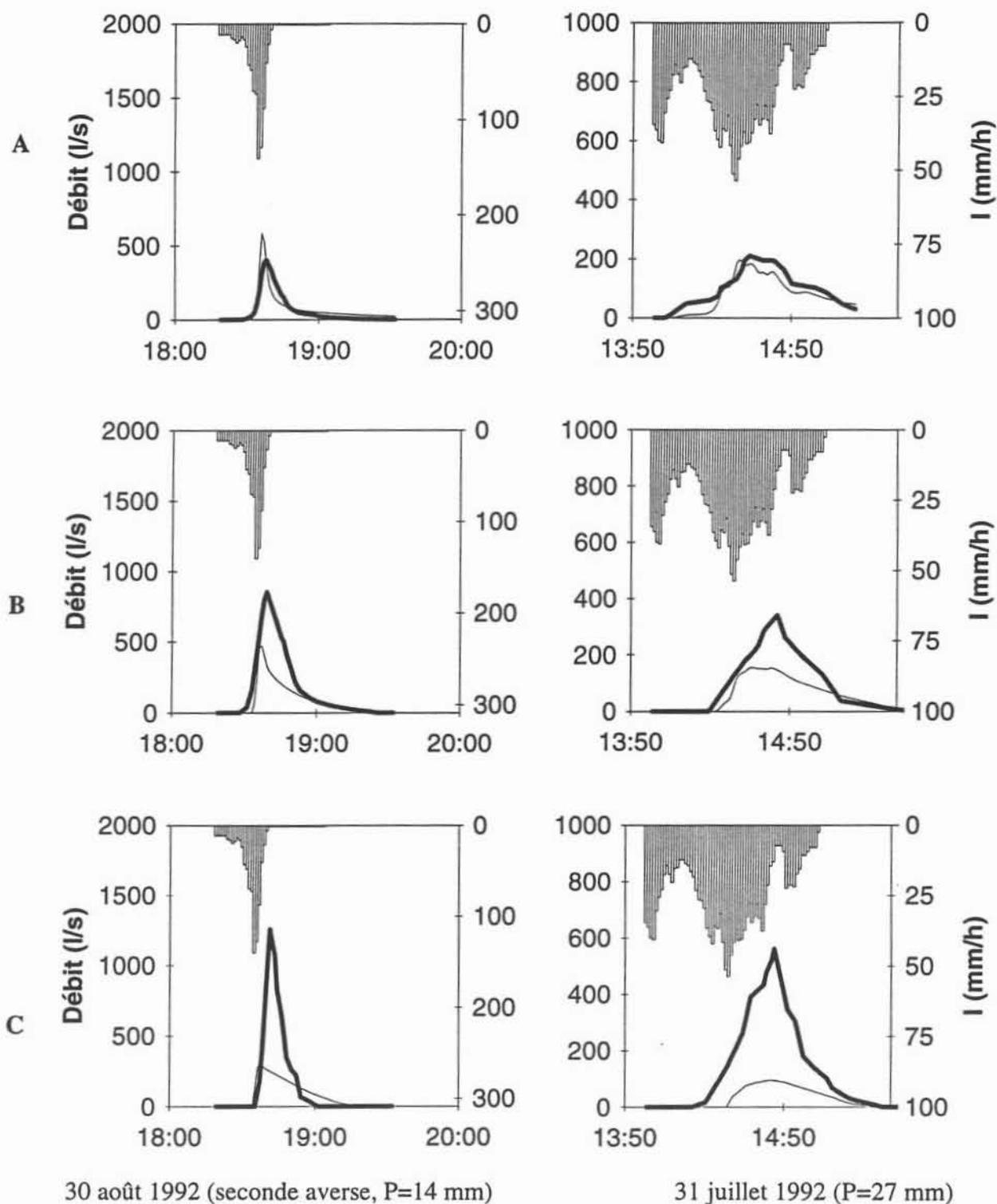


Figure 79. Validation. Hydrogrammes observés (trait gras) et simulé (trait fin) sur les bassins A, B et C (de haut en bas) pour deux fortes crues de l'échantillon de validation. Mêmes légendes que précédemment.

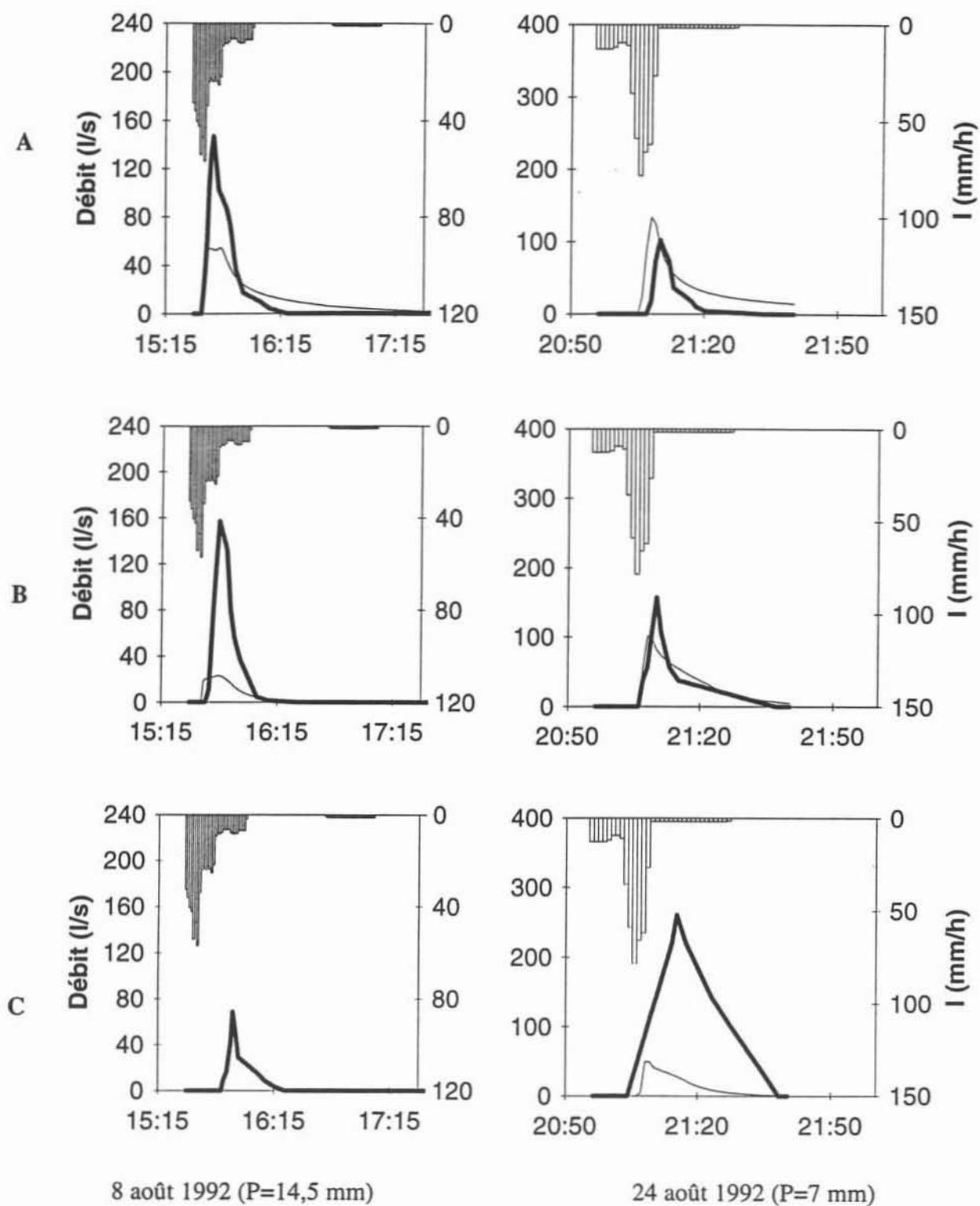


Figure 80. Validation. Hydrogrammes observés (trait gras) et simulé (trait fin) sur les bassins A, B et C (de haut en bas) pour deux faibles crues de l'échantillon de validation. Mêmes légendes que précédemment.

Comparaison de la lame ruisselée annuelle simulée et observée

L'objectif pour lequel la modélisation a été développée est la quantification du bilan hydrologique saisonnier à l'échelle des bassins versants. La sous-estimation du débit de pointe mise en évidence ci-dessus ou l'existence de comportements singuliers et rares ne font pas obstacle à la poursuite du travail. Nous nous limiterons à considérer les lames ruisselées, tout en gardant à l'esprit les limitations du modèle hydrologique des bassins.

Outre le ruissellement à l'exutoire du bassin, le modèle permet de calculer le ruissellement et l'infiltration sur les versants, et l'infiltration sous le chenal. Ces quantités seront étudiées en détail au paragraphe 6.

Le Tableau 54 présente pour les deux saisons la lame ruisselée annuelle calculée par le modèle et la lame observée sur chaque bassin. On conserve la définition de l'erreur relative Δ proposée pour les parcelles (§ 4.2.4.2.).

Tableau 54. Comparaison de la lame écoulee annuelle observée et simulée

Saison		Bassin A			Bassin B			Bassin C		
		Lr obs	Lr calc	Δ	Lr obs	Lr calc	Δ	Lr obs	Lr calc	Δ
		mm	mm		mm	mm		mm	mm	
1992	Validation	101	103	3 %	89	65	-27 %	82	60	-29 %
1993	Calage	109	148	37 %	105	101	-3 %	111	100	-10 %

Pour l'échantillon de **calage** (1993), l'écoulement annuel est reproduit par défaut avec une erreur relative de 3 et 10% respectivement pour les bassins B et C. Pour le bassin A, la lame annuelle calculée est surestimée de près de 40%.

En 1992 (**validation**), la lame calculée est très proche de la lame observée sur le bassin A mais elle est sous-estimée de près de 30% pour les deux autres bassins.

La **comparaison des simulations aux observations** montre donc que pour les bassins B et C, le résultat est meilleur sur l'échantillon de calage (1993) que sur l'échantillon de validation (1992), et c'est ce qu'on observe habituellement. Sur le bassin A on constate la situation inverse, la reconstitution étant meilleure sur l'échantillon de validation.

Le tableau montre que lorsque l'écoulement annuel est bien reconstitué sur le bassin A, il est sous-estimé sur B et C (1992). A l'inverse, les simulations sur B et C sont semblables aux observations (1993) lorsque le ruissellement sur le bassin A est surestimé.

Il semble donc qu'il y ait un déséquilibre dans le modèle, le ruissellement sur le bassin A étant systématiquement surévalué. Cet aspect est discuté ci dessous.

4.3.4. Discussion

Crués singulières

L'analyse des événements averse-crue du 21 août et du 12 septembre 1992 permet de formuler des hypothèses pour expliquer le comportement singulier observé à ces deux dates.

♦ La Figure 81 présente les hydrogrammes simulés et observés sur le bassin B à ces deux dates. Le 21 août, le modèle simule la première phase de la crue, mais pas la seconde, ce qui explique la sous-estimation de la lame ruisselée calculée. Les hydrogrammes simulés et observés sur les deux autres bassins présentent la même particularité, plus marquée pour le bassin C.

La seconde phase de la crue ne semble pas associée à des intensités de pluie très élevées, ce qui explique que le modèle ne simule pas d'écoulement à ce moment. Ce comportement suggère que ce type d'alimentation à caractère exceptionnel pourrait être le fait de la vidange d'une partie du bassin, habituellement non contributive, et mise en connexion hydraulique en surface avec le reste du bassin versant pour cette crue. Cette zone pourrait se trouver sur le plateau. Une étude spécifique permettrait de confirmer cette hypothèse.

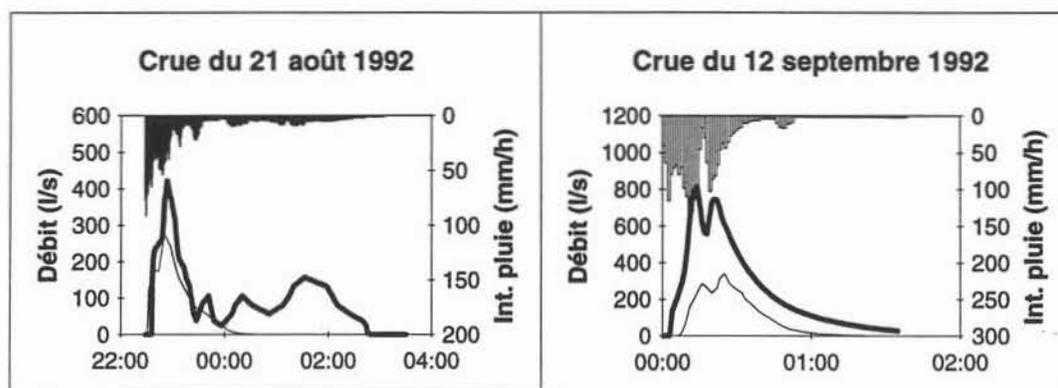


Figure 81. Crués du 21 août et du 12 septembre 1992 observées (trait gras) et simulées (trait fin) sur le bassin B. Heure locale (GMT+1) en abscisse.

♦ Le 12 septembre, l'hydrogramme simulé montre que le volume et le débit de pointe de la crue sont nettement sous-estimés sur le bassin B. Quoique dans une moindre mesure, il en est de même sur les bassins A et C. Nous n'avons pas trouvé de raison simple permettant d'expliquer ce comportement. Les intensités de la pluie sont fortes et la lame précipitée (39 mm) est importante, mais n'ont pas un caractère exceptionnel.

Des défaillances dans les enregistreurs des stations de jaugeage auraient pu expliquer ces comportements singuliers, mais il est peu probable qu'il en survienne simultanément sur trois appareils différents.

Surestimation systématique sur le bassin A

La comparaison des simulations aux observations n'a été présentée qu'en validation (Figure 76, et Tableau 53). Après vérification pour le bassin A, nous avons constaté que la lame ruisselée est **significativement surestimée** par le modèle sur l'échantillon de **calage** (1993). Cela explique les tendances illustrées dans le Tableau 54.

Une première raison à cela peut être un mauvais choix des valeurs des paramètres du modèle sur ce bassin. En particulier, la valeur de la conductivité hydraulique du lit retenue à partir des mesures et de considérations pédologiques (§ 4.3.1.3.) est y plus faible (6 cm/h) que sur les biefs A-B et B-C (45 cm/h). **Cette distinction n'est peut être pas justifiée**. Une faible valeur de K dans le bief réduit l'infiltration et par suite augmente le ruissellement. La valeur de la constante C est près de 6 fois plus forte que celle des deux autres biefs (Tableau 52). Une forte valeur de C ralentit l'écoulement ce qui a pour conséquence une augmentation de la charge hydraulique dans la ravine et consécutivement de l'infiltration. La valeur **élevée** de C, obtenue par calage, tend à compenser une **surestimation** du ruissellement dans le bief.

De plus, nous avons vu au paragraphe 4.2.4.2. que le modèle **surestime le ruissellement sur le talus** de plateau, qui représente **28%** de la surface du bassin A (Tableau 26, chapitre 3). Il en résulte une possible surestimation du ruissellement de versant.

Une autre cause de cette surestimation peut être une schématisation abusive de la réalité physique. La conceptualisation des bassins que nous avons adoptée est en effet très simplifiée. En particulier, nous avons **négligé la présence de la végétation** sur le plateau. D'après les résultats établis au chapitre 3, elle joue un rôle important dans la capture du ruissellement de surface. Il en résulte une **surestimation potentielle** du ruissellement produit sur le sol nu de plateau qui couvre 28% de la surface du bassin.

Ces raisons concourent à la surestimation du ruissellement sur le bassin A. Le calage simultané de la constante de temps C et de la conductivité hydraulique du bief doit permettre de résoudre ce problème, chacun absorbant une partie de l'erreur éventuelle générée par le mauvais calage des paramètres du talus ou la non prise en compte de la végétation de plateau. Ce calcul n'a pas été réalisé.

Remarquons cependant que les valeurs ajustées des paramètres d'un modèle dépendent du critère de calage utilisé. Corrélativement, les performances d'un modèle estimées par un critère

différent du critère de calage peuvent être plus mauvaises. C'est le cas ici : si le calage du modèle peut être considéré comme acceptable au sens de la somme des écarts quadratiques (critère de calage), il ne l'est pas si l'on considère lame ruisselée annuelle. Le modèle aurait pu être calé par rapport à ce critère, mais cela ne garantit pas une bonne reconstitution de chaque événement en particulier en ce qui concerne la forme des crues. Nous avons choisi de simuler avec le plus de vraisemblance possible chaque crue observée.

La reconstitution de la lame écoulee annuelle par le modèle, si elle est approximative, peut cependant être considérée comme **satisfaisante, eu égard aux simplifications et approximations** utilisées dans le modèle.

4.3.5. Conclusion

Le modèle permet de reconstituer de manière acceptable les crues observées sur les bassins, avec cependant une tendance à la surestimation du ruissellement sur le bassin A. L'origine de ce défaut du modèle réside probablement dans le mauvais choix des valeurs des paramètres et la représentation schématique des bassins dans le modèle.

Le modèle se révèle plus performant pour la simulation des crues importantes.

Eu égard aux simplifications adoptées, les résultats de la simulation restent dans une limite **tolérable** (biais de 37 % au maximum) et ne sont pas rédhibitoires. Ils vont permettre, au paragraphe 6, de quantifier les **termes du bilan hydrologique saisonnier**, objectif de la modélisation.

4.4. *Analyse critique de la modélisation proposée*

Le modèle SWATCHe est, comme tous les modèles, fondé sur une représentation simplifiée de la réalité. Nous proposons ici de d'analyser ces simplifications.

Les approximations ou simplifications sont principalement liées représentation des caractères physiographiques des bassins versants et à la conceptualisation des processus.

4.4.1. Représentation du milieu

Les versants sont représentés par une cascade de plans rectangulaires. Ce mode de représentation des versants a été utilisée dans d'autres modèles (Lane et Woolhiser, 1977 ; Loague, 1992). Il est adapté à la représentation du ruissellement de surface (hortonien), prépondérant au Sahel.

Dans SWATC, les plans versants sont équivalents à des zones **hydrologiquement homogènes** sur lesquels les processus sont décrits par des paramètres uniformément distribués. Cela suppose que l'utilisateur puisse définir de telles zones sur le bassin étudié. Les critères généralement utilisés font références aux propriétés hydrodynamiques des sols. Nous avons procédé de cette façon ici, en définissant les plans à partir de la carte des états de surface, leur déterminisme dans l'infiltration et le ruissellement étant un résultat avéré.

Le concept de **zone homogène** est bien évidemment abusif, car les **hétérogénéités inhérentes** au milieu naturel n'y sont pas prises en compte. Dans cette étude, il n'est en effet tenu aucun compte de l'hétérogénéité du milieu. Elle est négligée à l'échelle de la parcelle, mais plus encore à l'échelle de l'unité de versant puisque les paramètres calés sur les parcelles sont simplement transférés à l'ensemble de la zone homogène correspondante.

Notons cependant que les parcelles de ruissellement fournissent un moyen direct de caler le modèle pour la production et le transfert de l'eau sur les versants. Sans elles, il aurait été nécessaire de caler les paramètres directement à l'échelle des bassins ce qui complique la mise en oeuvre. Dans ce cas de figure, le calage étant réalisé (à l'échelle du bassin) à partir d'un hydrogramme unique qui intègre tous les processus du versant, les paramètres calés ne sont pas nécessairement indépendants. L'utilisation des parcelles de ruissellement permet de décomposer la procédure.

4.4.2. Représentation des processus

La loi d'infiltration de SWATC, qui tient compte des effets d'air est probablement le module le plus élaboré du modèle. Les fonctions de transfert sont plus simplistes et peuvent avoir des conséquences sur les résultats : l'onde cinématique utilisée ici, par exemple, tend à accélérer l'eau et à lisser les hydrogrammes (annexe 4). L'alimentation ponctuelle et non distribuée des biefs par le ruissellement de versant constitue une autre approximation.

4.4.3. Amélioration des performances du modèle.

Pour améliorer la qualité des simulations à l'échelle des bassins, il est possible d'agir sur la valeur des paramètres ou sur la représentation du milieu dans le modèle. Nous proposons ici quelques pistes que nous n'avons pas pu explorer, faute de temps.

Nous avons vu que le ruissellement sur la parcelle de talus de plateau est surestimé (nombre insuffisant d'observations pour réaliser un bon calage) de même que le ruissellement sur le bassin A, vraisemblablement à cause d'un mauvais calage des paramètres de l'infiltration.

La représentation du milieu physique peut, d'autre part, gagner en précision. Cela peut être réalisé en tenant compte de l'interception d'une partie de l'eau par la végétation de plateau, et en subdivisant de manière plus fine les versants ou les ravines pour utiliser un assemblage de panneaux plus petits qui respectent mieux les distances ou les pentes réelles observées sur le site.

4.5. Conclusion concernant les résultats de SWATC

L'écoulement rapide interne ou l'écoulement de base sont des processus qui ne sont pas observés sur le site. La modélisation est restreinte à la quantification du ruissellement de surface et de l'infiltration, c'est à dire à la **redistribution horizontale** de l'eau et la **partition** infiltration/écoulement de surface pendant les averses. La redistribution de l'eau dans le sol et l'évapotranspiration, c'est à dire les **transferts verticaux**, ne sont pas modélisés. Les conditions initiales étant connues pour chaque averse, les simulations limitées à la durée des pluies. Les volumes d'eau ruisselés ou infiltrés au pas de temps de la saison sont calculés par la somme de la lame ruisselée ou infiltrée simulée pour chaque averse.

Par le calage d'un paramètre de la loi d'infiltration et du coefficient de rugosité, nous avons obtenu une très bonne reconstitution des crues observées sur les parcelles de sol nu de plateau, jachère et piedmont. Sur la parcelle de talus, le nombre trop réduit de crues observées n'a pas permis de réaliser un bon calage, et le ruissellement est surestimé.

L'infiltration modélisée selon une approche bi-couche (croûte/sol sous-jacent) permet d'obtenir de bons résultats. Néanmoins, une approche mono-couche de l'infiltration conduit à une qualité de simulation comparable à l'échelle des parcelles et nous n'avons pas pu montrer la supériorité de l'une ou l'autre des deux méthodes. L'approche bi-couche, qui représente de manière plus fidèle la structure des sols encroûtés, a été utilisée pour la modélisation à l'échelle des bassins versants.

Après la décomposition des versants des bassins quatre types de zones à états de surface homogènes (sol nu de plateau, talus, piedmont et jachère) et leur schématisation sous forme de plans rectangulaires, les paramètres du modèle déterminés à l'échelle de la parcelle sont affectés aux unités de versant correspondantes. Le calage des paramètres du transfert en chenal permet de simuler l'écoulement des bassins. Les résultats obtenus sont acceptables, avec cependant une tendance à la sur-estimation du ruissellement sur le bassin A. Elle est attribuée essentiellement à un mauvais calage des paramètres de l'infiltration dans le bief amont et sur le talus de plateau.

Eu égard aux nombreuses simplifications introduites dans la représentation du système et des processus, les simulations du modèle à l'échelle des bassins sont considérées comme satisfaisantes, et seront utilisées au paragraphe 6 pour quantifier les termes du bilan hydrologique.

5. Le modèle empirique.

Le modèle SWATC^H est de structure complexe et nécessite des développements longs. Nous nous proposons ici de simuler l'écoulement sur les **versants** avec un modèle plus simple, de type empirique. Il **ne tient pas compte du transfert de l'eau** et ne s'intéresse qu'à la **production** de ruissellement.

5.1. Principe

Les campagnes de simulation de pluie menées en Afrique de l'Ouest sur des parcelles de 1 m² ont permis de définir de relations linéaires empiriques, liant la lame ruisselée L_r à la lame précipitée P et un indice d'humidité IK du sol, du type de la relation (19) présentée au chapitre 2 (§ 3.2.4.1, p. 80) :

$$L_r = a P + b P u \cdot IK + c IK + d$$

La spatialisation de ces relations à une mosaïque de zones homogènes est réalisée de manière simple par la moyenne, pondérée par les surfaces, des contributions de chaque zone. Ce type de modèle donne une estimation de l'écoulement de surface produit sur les **versants** du bassin. La simulation des crues observées à l'exutoire nécessite le calage du modèle, c'est à dire la recherche d'une fonction de production pour le chenal, liant l'écoulement des versants à l'écoulement à l'exutoire. Certains auteurs (par exemple Albergel, 1987) recherchent une relation de type

$$L_{r_{obs}} = c L_{r_{versants}} + d$$

où c et d sont des paramètres d'ajustement, $L_{r_{obs}}$ est l'écoulement observé à l'exutoire, et $L_{r_{versants}}$ est la lame écoulée sur les versants, issue de la spatialisation des relations élémentaires.

Des modèles de ce type ont été utilisés à plusieurs reprises pour estimer l'écoulement sur un bassin versant, à partir de la connaissance des relations élémentaires (19) pour différentes zones du bassin (Albergel, 1987 ; Puech, 1992). Chevallier (1982) utilise également ces relations empiriques comme fonction de production élémentaire d'un modèle à bases physiques et à paramètres distribués.

Le modèle utilisé ici est inspiré de ces principes : fonction de production linéaire et spatialisation au prorata des surfaces.

5.1.1. Fonction de production

La fonction de production est une relation **statistique** liant la lame ruisselée observée à la **pluie potentielle de ruissellement Pr**, (définie au chapitre 2), calculée à partir des hyétoigrammes des averses.

Sur chaque parcelle de ruissellement on a déterminé au chapitre 3 des relations du type

$$Lr_i = a_i Pr(I_{li}) + b_i$$

Elles s'appuient sur une représentation conceptuelle de la production de ruissellement selon laquelle le sol ne ruisselle que pour une intensité de pluie supérieure à une valeur seuil I_l déterminée expérimentalement. On dispose ainsi **pour chaque état de surface** des bassins versants d'une **relation caractéristique**.

Des modèles similaires, liant également le débit de pointe ou l'instant du débit maximum à la pluie sont mentionnés dans la littérature (Loague et Freeze ; 1985).

5.1.2. Spatialisation des fonctions de production

Comme dans le modèle SWATC, le bassin est décomposé en unités de versant homogènes à partir de la répartition des états de surface. La fonction de production définie sur chaque parcelle est affectée à l'unité correspondante. La spatialisation des relations locales $Lr=f(Pr)$ à l'échelle des versants est réalisée de manière simple par la **moyenne, pondérée par les surfaces, de la contribution de chaque unité**, que l'on peut formaliser par :

$$Lr_{\text{versants}} = \sum_{i=1}^n \frac{s_i}{S_t} Lr_i = \frac{1}{S_t} \sum_{i=1}^n s_i [a_i Pr(I_{li}) + b_i] \quad (22)$$

Lr_{versants} est la lame ruisselée sur l'ensemble des versants du bassin, Lr_i la lame ruisselée sur l'unité i , et s_i et S_t sont respectivement la surface de l'unité i et la surface totale du bassin. Chaque fonction de production comporte trois paramètres : a_i , b_i , et I_{li} , valeur du seuil de calcul de Pr.

Ce modèle repose sur une représentation très simpliste de la réalité ; c'est sa mise en oeuvre aisée qui constitue son intérêt. Il faut néanmoins apprécier son aptitude à reconstituer des lames ruisselées observées.

5.2. Mise en oeuvre

Le modèle est mis en oeuvre selon la même méthodologie en trois étapes que celle utilisée dans le modèle SWATC H : calage à la parcelle, spatialisation grâce aux états de surface et utilisation à l'échelle du bassin.

5.2.1. Echelle de la parcelle

Quatre états de surface principaux couvrent les bassins versants A, B et C (§ 4.3.1), et il faut connaître une fonction de production empirique pour chacun d'eux. Pour les surfaces de sol nu de plateau et de jachère, ces fonctions ont été présentées au chapitre 3 (§ 3.1 et § 3.2). Pour les surfaces de type talus de plateau et piedmont dégradé, les relations $L_r(Pr)$ sont déterminées de la même manière à partir des données expérimentales de M. Esteves (Esteves, 1995) selon la méthode présentée au chapitre 2 (§ 2.2.4.1.). Les paramètres des quatre fonctions de production sont rappelés dans le Tableau 55.

Tableau 55. Fonctions de production empiriques sur chaque état de surface

	Intensité seuil pour le calcul de Pr	Fonction de production
Sol nu de plateau	7 mm/h	$L_r = 0,77 Pr - 1,7$
Talus de plateau (*)	30 mm/h	$L_r = 0,61 Pr - 0,1$
Piedmont (*)	22 mm/h	$L_r = 0,52 Pr - 0,0$
Jachère	18 mm/h	$L_r = 0,38 Pr - 0,5$

(*) Source : Esteves (1995)

5.2.2. Echelle des bassins

Ces relations, spatialisées par la moyenne pondérée des contributions des unités (Eq. 22), permettent le calcul du ruissellement des versants. La Figure 82 présente les lames ruisselées **observées à l'exutoire** des bassins en fonction des lames ruisselées calculées sur les versants. Comme on pouvait s'y attendre, le ruissellement calculé par le modèle est **sur-estimé** puisque l'infiltration et le transfert d'eau dans la ravine n'ont pas été pris en compte.

Nous nous limitons ici à l'utilisation de l'équation 22 pour déterminer la production de ruissellement des **versants** des bassins. Le modèle ne simulant pas les processus en chenal, il n'est pas possible de le **valider** à l'échelle des bassins. Cependant, le calcul de la lame ruisselée sur les versants $L_{r_{versants}}$ permet, par **différence** avec la pluie P , de calculer la lame infiltrée sur les versants $L_{i_{versants}}$, et par différence avec la lame observée à l'exutoire $L_{r_{obs}}$, de connaître la lame infiltrée dans la ravine, $L_{i_{ravine}}$, soit :

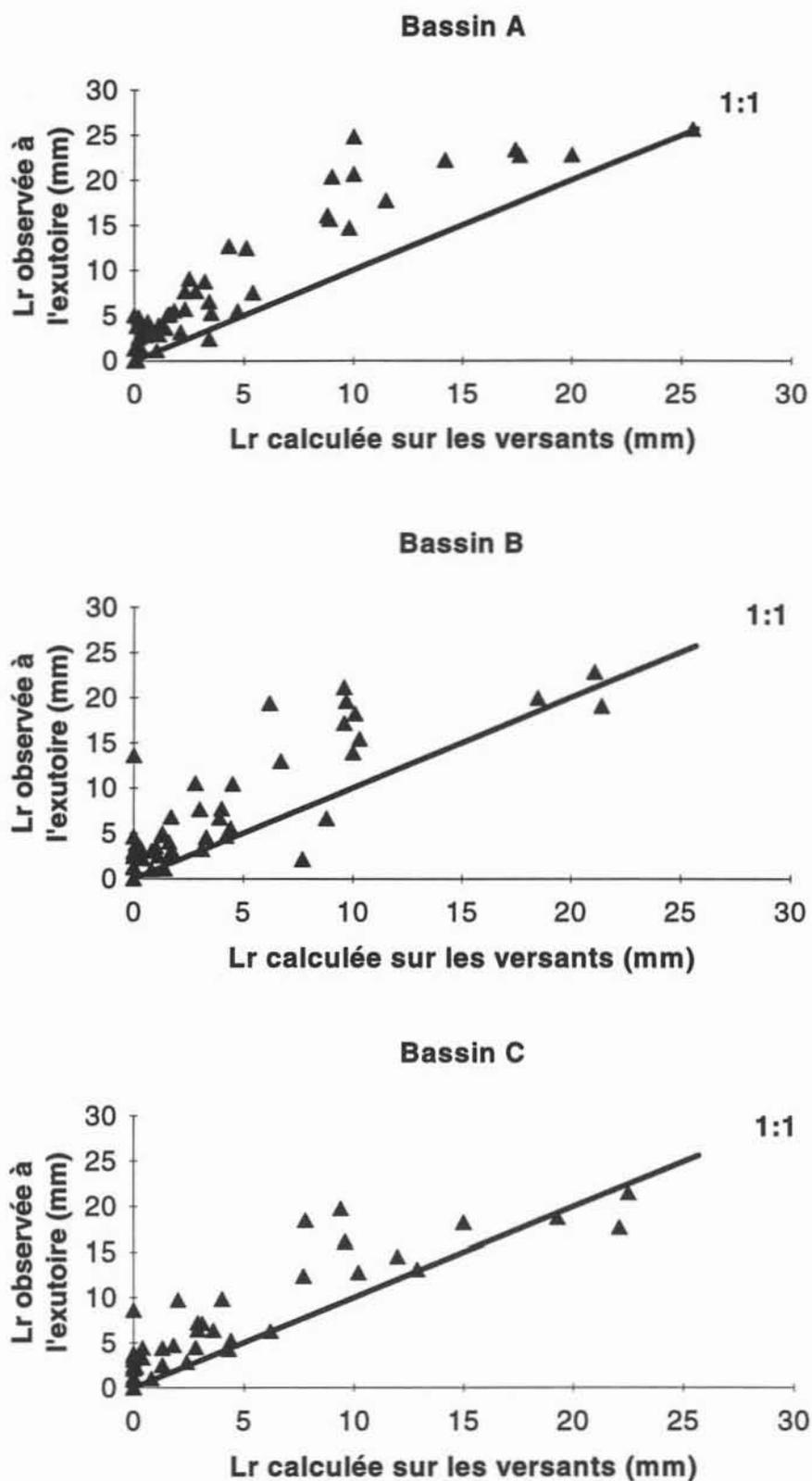


Figure 82. Modèle empirique : Comparaison de la lame ruisselée observée à l'exutoire à la lame ruisselée calculée sur les versants (saisons 1992 et 1993).

$$L_{i\text{versants}} = P - L_{r\text{versants}} \quad (23)$$

$$L_{i\text{ravine}} = L_{r\text{versants}} - L_{r\text{obs}} \quad (24)$$

Lors de l'étude des crues dans les ravines, nous avons vu que si l'on dispose d'une méthode d'estimation du ruissellement de versant au pas de temps de l'événement, il est possible de déterminer le bilan en eau d'une portion de ravine (Eq. 21, chapitre 3, § 4.2). Le modèle empirique présenté ici permet d'estimer l'infiltration sous les versants par la relation 23 puis l'infiltration dans la ravine par l'équation 24.

Notons cependant que, la variable calculée par le modèle étant **l'écoulement de versant**, on est confronté à un problème de **validation** puisque cette composante **n'est pas mesurée** directement, sur le terrain, à l'échelle du bassin. Pour estimer les performances de ce modèle simple, les composantes du bilan hydrologique qu'il a permis de calculer, présentées au paragraphe 6, sont comparées à celles issues du modèle SWATC. En particulier, nous examinerons si la complexité accrue du modèle SWATC permet, dans le contexte de cette étude, une meilleure simulation que le modèle empirique, simpliste.

5.3. Conclusion.

Le modèle empirique utilisé ici est très simplifié, en particulier pour ce qui est de la méthode de spatialisation des fonctions de productions locales. La moyenne spatiale des contributions des unités fait fi de l'hétérogénéité du milieu et, en ne respectant pas la structure du bassin, néglige certains processus tels que l'alimentation en eau d'une unité par le ruissellement venant des unités en amont.

6. Application de la modélisation à la détermination des termes du bilan hydrologique.

Après la comparaison des simulations issues des deux modèles, le plus performant des deux outils sera utilisé pour établir le bilan hydrologique sur le bassin C. Rappelons qu'on ne s'intéresse pas ici à la modélisation de la redistribution verticale de l'eau, dans le sol et l'atmosphère, mais à la redistribution horizontale, à la surface du sol, et à la partition écoulement de surface/infiltration ; le terme "bilan hydrologique" est utilisé dans ce sens.

6.1. Comparaison des résultats des modèles

Les deux modèles permettent de calculer les termes du bilan hydrologique au pas de temps annuel. Cependant, le seul terme calculé par le modèle empirique est le ruissellement de versant et la comparaison des deux modèles doit se faire à partir de cette quantité. Comme elle n'est pas mesurée directement, il n'est pas possible de confronter les simulations des deux modèles et les observations.

La comparaison du ruissellement de versant simulé par les deux modèles est présentée dans le Tableau 56 et illustrée sur la Figure 83. Les tendances observées sont les mêmes les deux années : par rapport au modèle SWATC, le modèle empirique surestime le ruissellement des versants, et par conséquent sous-estime l'infiltration sous les versants. Dans la ravine, l'infiltration est nettement sur-estimée par le modèle empirique, particulièrement pour le bassin A. Rappelons que la lame écoulée à l'exutoire n'est pas simulée par le modèle empirique, mais on utilise la lame observée ; elle est représentée sur la figure pour mémoire.

Tableau 56. Termes du bilan hydrologique en fraction de la lame précipitée sur les bassins A, B et C, calculés par le modèle SWATC et le modèle empirique pour les saisons 1992 et 1993.

		Infiltration sous les versants	Ecoulement sur les versants	Infiltration sous la ravine	Ecoulement à l'exutoire
Modèle SWATC					
Bassin A	1992	67%	33%	5%	28%
	1993	53%	47%	5%	42%
Bassin B	1992	72%	28%	10%	18%
	1993	60%	40%	12%	28%
Bassin C	1992	75%	25%	8%	17%
	1993	62%	38%	10%	28%
Modèle empirique					
Bassin A	1992	56%	44%	20%	25%
	1993	49%	51%	24%	27%
Bassin B	1992	62%	38%	15%	23%
	1993	55%	45%	21%	24%
Bassin C	1992	65%	35%	15%	20%
	1993	59%	41%	15%	27%

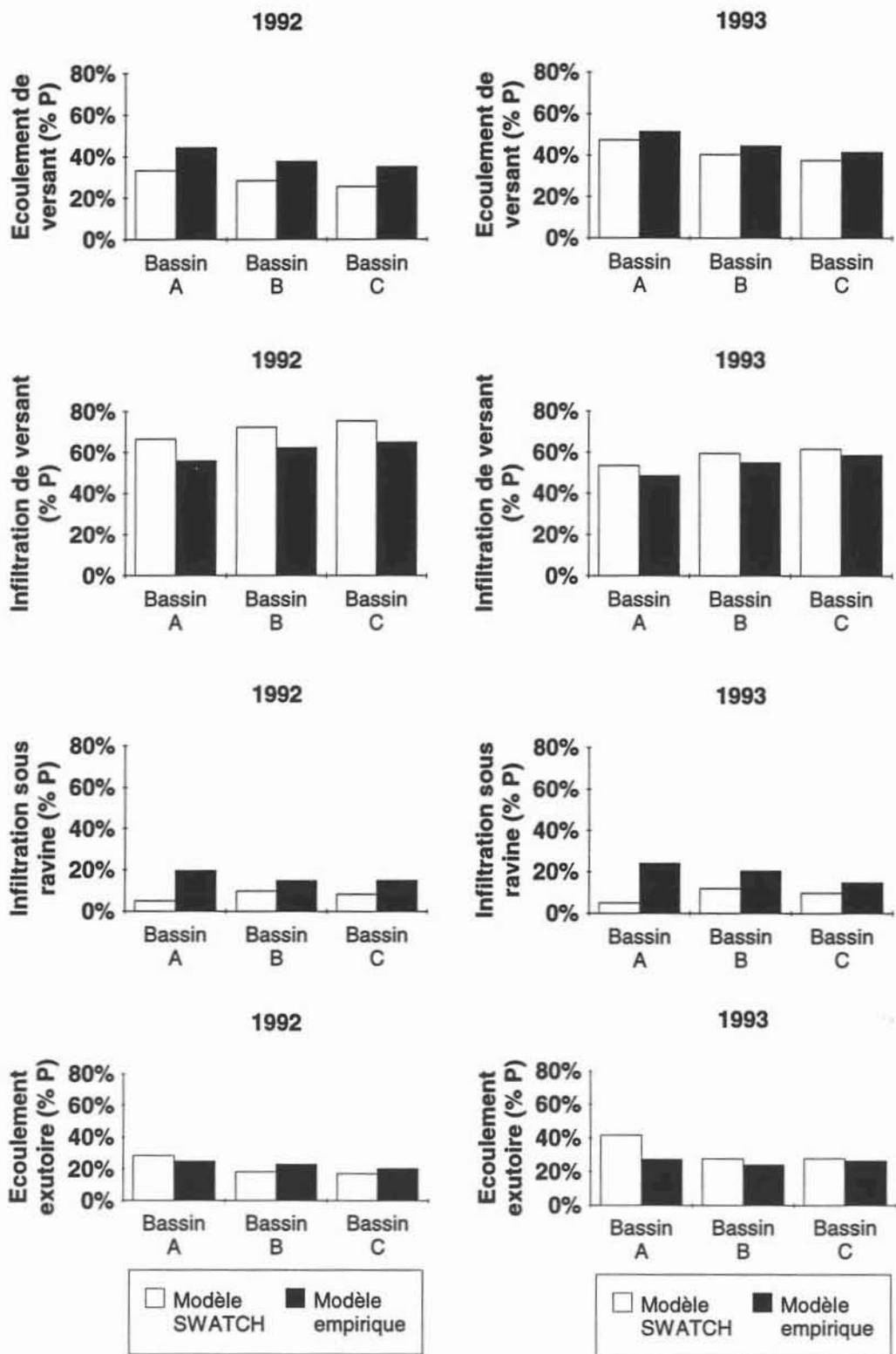


Figure 83. Comparaison des termes du bilan hydrologique calculés par les deux modèles sur les trois bassins.

On définit l'écart relatif ϵ entre les différents termes Y calculés par les deux modèles par la

$$\text{relation : } \epsilon = \frac{Y_{\text{mod. empirique}} - Y_{\text{SWATCH}}}{Y_{\text{SWATCH}}}$$

Les résultats deux modèles sont comparés dans le Tableau 57, qui présente les valeurs de ϵ pour chacun des termes (infiltration et ruissellement de versants, infiltration dans la ravine et écoulement à l'exutoire).

Tableau 57. Ecart relatif ϵ entre les différents termes du bilan calculés par les deux modèles

écart relatif ϵ		Infiltration sous les versants	Ruissellement sur les versants	Infiltration sous la ravine	Ecoulement à l'exutoire
Bassin A	1992	-16%	34%	292%	-12%
Bassin B		-14%	33%	51%	26%
Bassin C		-14%	38%	81%	19%
Bassin A	1993	-9%	8%	382%	-34%
Bassin B		-8%	10%	70%	-13%
Bassin C		-5%	10%	50%	-5%

Sur les versants, le ruissellement de versant est surestimé de 33 à 38 % par le modèle empirique en 1992 et l'écart est plus faible en 1993 (10 %). Il faut garder à l'esprit que le modèle SWATC H surestime le ruissellement de versant cette année là (cf. § 4.3.4), ce qui implique que le modèle empirique le surestime encore plus par rapport à la réalité.

Cela montre donc que le modèle empirique permet **d'approcher grossièrement** (par excès) les résultats obtenus par le modèle SWATC H en ce qui concerne le ruissellement de versant. Compte tenu de sa grande simplicité, le modèle empirique pourra être préféré à un modèle plus complexe lorsque l'on requiert seulement **un ordre de grandeur** du ruissellement sur les versants d'un bassin. Il est insuffisant pour une étude fine des processus puisqu'il ne prend pas en compte le transfert d'eau, et un modèle de type "physique" est mieux adapté.

6.2. *Bilan hydrologique saisonnier*

Le fonctionnement saisonnier de la toposéquence sera appréhendé à partir des simulations du modèle SWATC H sur le bassin C. Les résultats de la modélisation permettent de quantifier la

partition infiltration/écoulement de surface pour chaque averse, et la somme sur tous les événements permet de quantifier cette partition au pas de temps de la saison des pluies.

Les trois stations de jaugeage A, B et C délimitent trois bassins versants emboîtés, mais également trois sous-bassins définis comme les surfaces alimentant les trois biefs de la ravine : amont A, A-B, et B-C. (cf. chapitre 3, § 4.2).

6.2.1. Bilan par sous-bassin

Avant d'étudier le bassin C, nous nous intéressons dans un premier temps au bilan sur les sous-bassins, déterminé par différence entre les volumes ruisselés ou infiltrés calculés par le modèle SWATC^H sur deux bassins versants successifs. Il est présenté dans le Tableau 58 pour les années 1992 et 1993, et illustré sur la Figure 84 pour 1992. Les bassins versants y sont représentés schématiquement par deux plans versants séparés par un bief rectiligne. L'eau de pluie se répartit, sur les versants entre infiltration et écoulement de surface. Dans le bief, l'écoulement de surface se répartit à son tour entre infiltration sous le fond du lit et écoulement à l'exutoire.

Tableau 58. Redistribution de l'eau sur chaque sous-bassin exprimée en fraction de la pluie, calculée par le modèle SWATC^H.

	Infiltr. sous les versants	Écoulement sur les versants	Total	Infiltration sous ravine	Écoulement à l'exutoire
année 1992, lame précipitée : 402 mm (*)					
Sous-bassin amont A	67 %	33 %	100 %	5 %	28 %
Sous-bassin A-B	78 %	22 %	100 %	18 %	4 %
Sous-bassin B-C	88 %	12 %	100 %	1 %	11 %
année 1993, lame précipitée : 412 mm (*)					
Sous-bassin amont A	52 %	48 %	100 %	5 %	43 %
Sous-bassin A-B	68 %	32 %	100 %	22 %	10 %
Sous-bassin B-C	76 %	24 %	100 %	2 %	22 %

(*) lame calculée sur les échantillons de calcul, qui ne contiennent pas toutes les averses observées.

Sur les trois sous-bassins, le **terme prépondérant** est l'**infiltration** sur les versants, plus forte en aval (76 à 88 % de la pluie) qu'en amont (52 à 67 %). Cela vient confirmer l'hypothèse émise au chapitre 3, (§ 4.2.) selon laquelle la **capacité d'infiltration** des versants des bassins est

plus forte en aval de la toposéquence. Comme nous l'avons évoqué au chapitre 3, la plus grande proportion de surfaces de jachère à cet endroit explique ce résultat.

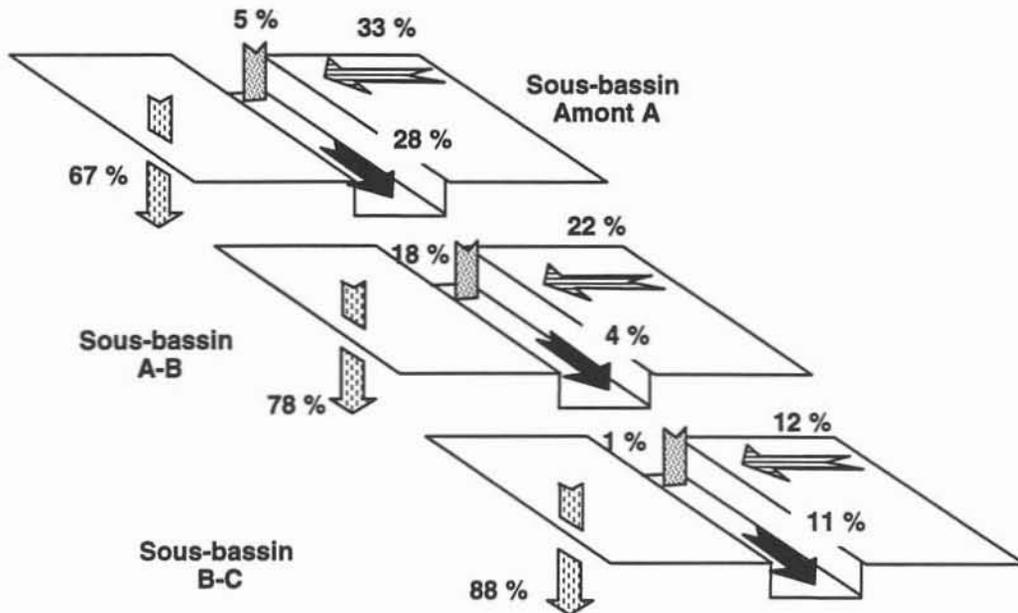


Figure 84. Redistribution de l'eau sur les trois sous-bassins, exprimée en fraction de lame précipitée. Saison 1992. Les flèches horizontales représentent le ruissellement et les flèches verticales l'infiltration.

Comme cela a déjà été observé lors de l'analyse des résultats expérimentaux, l'écoulement de surface et à l'exutoire est supérieur en 1993 à ce qu'il est l'année précédente.

Sur le sous-bassin amont A, essentiellement composé de sols de plateau, de talus, et de piedmont (cf. Tab. 26, chap. 3), l'écoulement de surface estimé (33 à 48 %) est inférieur à celui de la parcelle de sol nu de plateau (50 à 58 %, cf. chapitre 3, p. 108). La capacité d'infiltration du talus de plateau explique probablement ce résultat (voir ci-dessous).

Sur le sous-bassin A-B l'écoulement de surface représente 22 à 32 % de la pluie annuelle, ce qui est comparable, bien que légèrement supérieur, à ce qu'on observe sur la parcelle de jachère. Majoritairement couvert de jachères, ce sous-bassin s'étend partiellement sur les zones de piedmont, moins perméables que les jachères.

Le sous-bassin B-C enfin présente un comportement comparable à la parcelle de mil bien que ce type de surface n'y soit pas représenté. La nature légèrement différente (plus perméable) des jachères sur cette zone de bas de versant explique le faible coefficient d'écoulement.

L'infiltration dans la ravine, dont on ne connaissait pas encore d'estimation, est faible en proportion de la pluie mais augmente entre les stations B et C. L'analyse des volumes de crues avait permis de suggérer ce résultat (chapitre 3, § 4.2).

Les études à la parcelle et à l'échelle du champ de mil (chapitre 3) ont montré qu'il n'y avait pas ou très peu d'infiltration profonde sur le versant (jachère et mil), et que la plus grande partie (sur le mil) ou la totalité (sur la jachère) de l'eau infiltrée est restituée à l'atmosphère en saison sèche. Le comportement de chaque sous-bassin étant, en première approche, comparable à celui des parcelles, l'eau infiltrée sous les versants (sous bassin A-B et B-C) s'évapore probablement totalement.

On peut remarquer, enfin, la quantité non négligeable d'eau infiltrée sur le sous-bassin amont, qui pourtant comporte une majeure partie de surfaces de plateau (sol nu et talus). L'infiltration est limitée sous le sol nu de plateau comme l'a montré l'étude à la parcelle, et le comportement du sous-bassin amont doit probablement être imputé aux propriétés hydrologiques du **talus** de plateau. Ses propriétés pédologiques suggèrent une forte capacité d'infiltration, qui n'est pas infirmée ici. Dans ces conditions, le talus de plateau jouerait un rôle primordial dans **l'absorption** d'une partie du ruissellement venant du plateau. Cet aspect mérite d'être approfondi, à partir d'un jeu de donnée plus étoffé que celles dont nous disposons.

6.2.2. Bilan sur le bassin C

Les résultats du modèle permettent de quantifier la contribution de chaque sous-bassin aux processus en jeu sur l'ensemble du bassin C. Les contributions sont rassemblées dans le Tableau 59 et illustrées sur la Figure 85 pour la saison 1992.

Il apparaît que le sous-bassin amont est le plus fort contributeur au ruissellement de versant et à l'écoulement en ravine, comme attendu, mais également à l'infiltration de versant. Ce résultat est compatible avec les faibles valeurs des débits simulées par le modèle sur la parcelle de talus qui suggère une capacité d'infiltration non négligeable. Recevant l'eau qui s'écoule du plateau, le talus joue donc probablement un rôle important dans **l'absorption** du ruissellement, comme nous l'avons évoqué au paragraphe précédent. Le fait que le sous bassin en amont de A contribue majoritairement au ruissellement et à l'infiltration de versant n'est donc pas contradictoire.

Comme nous l'avons déjà évoqué, c'est entre les stations A et B que la majeure partie de l'eau s'infiltré dans la ravine (75 à 79 % de la pluie). La contribution très faible du bief aval dans ce processus (1%) est surprenante et provient probablement des erreurs de calage du modèle dans les biefs supérieurs.

Tableau 59. Contribution des sous-bassins aux processus de redistribution de l'eau sur le bassin C, calculée par le modèle SWATCH pour les années 1992 et 1993.

	Infilt. sous les versants	Écoulement sur les versants	Infilt. sous la ravine	Écoulement à l'exutoire
année 1992, lame précipitée : 402 mm (*)				
Sous-bassin amont A	41 %	59 %	19 %	81 %
Sous-bassin A-B	37 %	31 %	79 %	7 %
Sous-bassin B-C	22 %	10 %	1 %	12 %
<i>Total</i>	<i>100 %</i>	<i>100 %</i>	<i>100 %</i>	<i>100 %</i>
année 1993, lame précipitée : 412 mm (*)				
Sous-bassin amont A	39 %	59 %	16%	70 %
Sous-bassin A-B	36 %	27 %	75 %	11 %
Sous-bassin B-C	25 %	14 %	9 %	19 %
<i>Total</i>	<i>100 %</i>	<i>100 %</i>	<i>100 %</i>	<i>100 %</i>

(*) lame calculée sur les échantillons de calcul, qui ne contiennent pas toutes les averses observées.

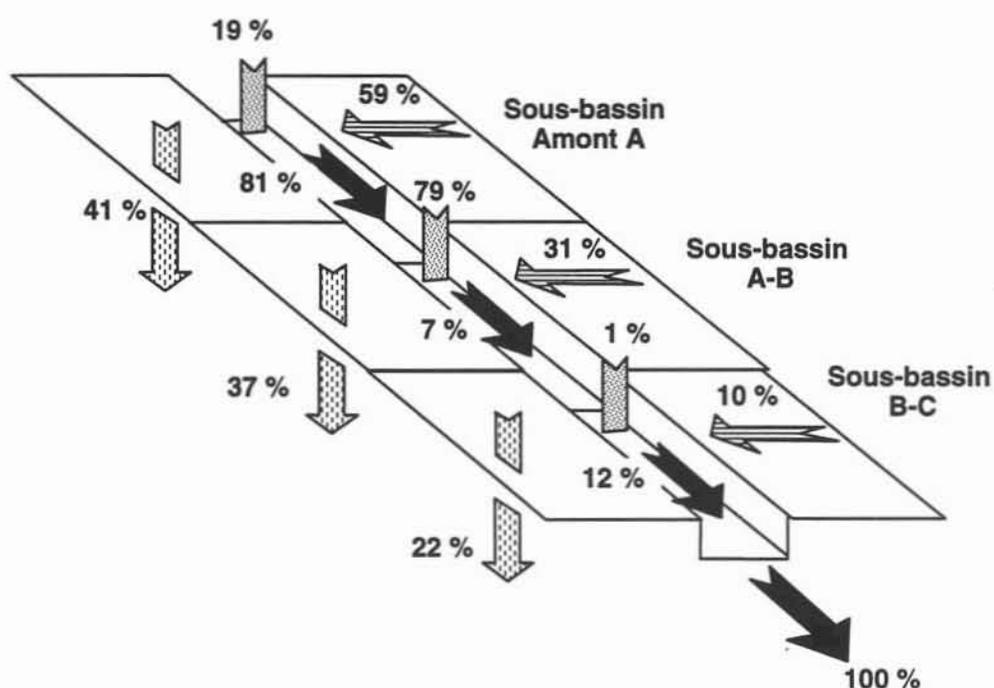


Figure 85. Contribution de chaque sous-bassin aux processus en jeu sur le bassin C. Saison 1992. Mêmes conventions que sur la Figure 84.

Le fonctionnement des bassins versants déduit des résultats de la modélisation est donc **compatible** avec celui issu de l'analyse des données expérimentales (chapitre 3).

Après l'étude des trois sous-bassins, on considère maintenant le bassin C dans son ensemble. Les composantes du bilan hydrologique saisonnier, objectif premier de la modélisation que nous avons entreprise, sont présentées dans le Tableau 60.

A l'échelle du bassin complet également, **l'infiltration de versant** est le **processus principal** au pas de la saison des pluies. Compte tenu des observations faites à la parcelle, la plus grande partie de cette quantité d'eau retourne à l'atmosphère. Le ruissellement sur les versants représente 25 à 38 % de la pluie annuelle, soit un coefficient d'écoulement supérieur à celui de la parcelle de jachère. C'est une valeur élevée à l'échelle de l'ensemble d'un versant, liée à la présence en abondance de zones très encroûtées (plateau, piedmont).

Tableau 60. Redistribution saisonnière de l'eau calculée par le modèle SWATC sur le bassin C.

		Pluie	Infiltration sous les versants	Ruissellement sur les versants	Infiltration sous la ravine	Ruissellement à l'exutoire
1992	Lame (mm)	402	301	101	43	60
	% P	100 %	75 %	26 %	11 %	15 %
1993	Lame (mm)	412	256	156	44	112
	% P	100 %	62 %	38 %	11 %	27 %

La lame infiltrée sous la ravine est le terme le plus faible du bilan sur le bassin (10 % de la pluie). Mais ces valeurs correspondent au volume d'eau infiltré sous le chenal rapporté à la **surface totale du bassin**. Si l'on rapporte ce volume à la **surface de la ravine**, estimée à 1000 m² (cf. Tableau 49, page 239), on obtient des valeurs supérieures à 4000 mm (Tableau 61). Répartie schématiquement à une teneur en eau de 0,25 cm³.cm⁻³, cette lame d'eau occuperait une profondeur de sol de 17 m.

Tableau 61. Lame infiltrée sous la ravine, calculée par rapport à la surface du fond du lit.

année	Lame infiltrée (mm)	Prof. estimée ($\theta=0,25 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$)
1992	4 350	17 m
1993	4 280	17 m

Ces valeurs confirment le rôle de la ravine dans l'absorption de grandes quantités d'eau lors des crues. Elles permettent de compléter les résultats esquissés à partir des données

expérimentales (chapitre 3) et montrent que la ravine, de même que les bandes de végétation de brousse tigrée et l'ourlet, est une zone susceptible d'alimenter l'écoulement profond en direction de l'aquifère (chapitre 3, § 5.2).

6.3. Conclusion

La comparaison des deux modèles montre que, pour la simulation du ruissellement des versants, l'approche empirique ne fournit qu'un ordre de grandeur grossier. Le modèle SWATC, à bases physiques, est mieux adapté à la simulation de l'ensemble des processus.

Les résultats de la modélisation confirment les tendances décelées au chapitre 3, en particulier la capacité d'infiltration probablement élevée du talus de plateau, l'infiltration accrue dans le bief B-C et la production de ruissellement plus réduite sur les versants en aval du bassin.

A l'échelle du bassin C, nous avons estimé la lame infiltrée dans la ravine à plus de **8 fois la pluie**, en 1993, ce qui complète les informations obtenues au chapitre 3 par l'analyse des données expérimentales.

7. Conclusion : apport de la modélisation.

La modélisation hydrologique des bassins versants nous a permis de confirmer et de préciser le fonctionnement hydrologique de la toposéquence formulé à partir de l'analyse des données expérimentales. L'objectif que nous lui avons assigné est rempli, et l'on dispose d'une **quantification de la redistribution horizontale** de l'eau au pas de temps de la saison des pluies, à l'échelle du bassin versant. Les résultats principaux ont été utilisés à la fin du chapitre 3 (§ 5) pour synthétiser notre compréhension du fonctionnement du système et les conséquences sur le cycle hydrologique régional.

Outre l'aspect prédictif de la modélisation, nous avons abordé des aspects méthodologiques. La simulation de l'infiltration par une approche **bi-couche** permet, d'une part, une bonne reconstitution des crues observées sur parcelles, mais une approche mono-couche a conduit à des simulations de qualité **comparable** et, dans la limite des tests effectués, aucune méthode ne se révèle plus pertinente que l'autre.

Le nombre important de variables mesurées nous a permis de **limiter** le nombre de **paramètres de calage** à deux : conductivité hydraulique du sol et coefficient de rugosité sur les versants, calés à l'échelle de la parcelle, et constante de temps et temps de retard utilisés dans le calcul du transfert en chenal.

Les unités élémentaires de calcul utilisées dans le modèle ont été définies à partir de **la carte des états de surface** des bassins. Les paramètres du modèle déterminés à l'échelle de la parcelle et appliqués à l'unité de versant correspondante ont mené à une simulation satisfaisante du comportement des bassins.

CONCLUSION GENERALE



L'objectif annoncé en introduction de cette étude est la quantification des processus hydrologiques à l'échelle de la toposéquence. A partir de l'analyse des données expérimentales d'une part et de la modélisation hydrologique d'autre part, cet objectif a été en grande partie rempli.

1. Principaux Résultats

1.1. Résultats expérimentaux - modélisation

A l'échelle **stationnelle**, les propriétés hydrodynamiques des sols du site expérimental déterminées par infiltrométrie (Vandervaere et al., à paraître) confirment le rôle des **croûtes** dans la réduction de l'infiltrabilité des sols. Les valeurs des paramètres hydrodynamiques sont utilisées pour la modélisation des transferts d'eau dans le sol.

L'analyse des crues sur les **parcelles** de ruissellement pour les deux saisons des pluies 1992 et 1993 a permis de montrer que :

- sur le **sol nu de plateau**, la surface du sol, très encroûtée, favorise le ruissellement de surface qui représente plus de la moitié de la pluie annuelle. L'eau infiltrée est entièrement évaporée en saison sèche. Le sol nu constitue un impluvium naturel pour la bande de végétation située à l'aval, qui bénéficie de ce fait d'une alimentation en eau estimée à plus de 3 fois l'apport de la pluie seule. La lame infiltrée dans le sol à la fin de la saison des pluies, estimée à plus du double de lame précipitée pendant la saison, se répartit sur une profondeur supérieure à 6 m.
- sur la **parcelle de jachère**, sur sol sableux, les croûtes d'érosion très répandues favorisent le ruissellement qui représente 20 à 25% de la pluie annuelle. Au pas de temps de la saison, la totalité de l'eau infiltrée dans le sol (75 à 80% de la pluie) est restituée à l'atmosphère par évaporation.
- sur la **parcelle de mil**, le travail du sol induit une forte variabilité de l'état de surface. Le sarclage favorise l'infiltration mais sous l'effet de la reconstitution des croûtes sous les averses successives, le bénéfice du sarclage est fortement atténué après un cumul de 80 mm de pluie environ. L'aval de la parcelle est caractérisé par un stock en eau systématiquement

plus élevé qu'en amont, attribué au cumul du ruissellement avec la longueur de pente qui favorise l'infiltration en aval. Au pas de temps annuel, le ruissellement représente 11 à 13% de la lame précipitée mais le complément infiltré dans le sol en saison des pluies (87-89%) est entièrement extrait par l'évaporation.

L'analyse des données expérimentales à l'échelle de la **toposéquence** et les résultats de la modélisation montrent que :

- les volumes de crue mesurés le long des **ravines** décroissent de l'amont vers l'aval, du fait de l'infiltration d'eau à partir du fond du lit et de la capacité de production de ruissellement des versants, décroissante vers l'aval des bassins. La lame infiltrée sous la ravine est estimée par la modélisation à 4000 mm par an (volume infiltré rapporté à la surface de la ravine). Les crues s'épandent dans une zone plus plate à l'aval de la toposéquence, et l'eau s'accumule dans une petite mare. Cette absorption totale des crues implique la **discontinuité spatiale** de l'écoulement et, sur notre site, l'eau ne rejoint pas l'axe de drainage principal le plus proche.
- dans "**I'ourlet**", (bas fond de versant), l'eau des crues accumulée dans une mare très temporaire alimente l'infiltration profonde estimée de 0,6 à 2 fois la pluie selon les points de mesure, l'eau pouvant atteindre une profondeur supérieure à 6 m.
- sur le **champ de mil**, on retrouve les mêmes tendances que celles observées sur la parcelle. L'infiltration est accrue après les sarclages, et peut exceptionnellement dépasser la lame précipitée (au pas de temps de l'événement). Dépendante de l'évolution temporelle des croûtes, l'infiltration est également influencée par la position dans la toposéquence, le stock en eau du sol étant systématiquement plus faible en sommet de champ que plus en aval où il garde une valeur stable.

Sur aucuns des sites étudiés il n'y a de stockage d'eau dans le sol d'une saison à l'autre dans la tranche de sol concernée par les mesurées : le sol y est totalement asséché par l'évaporation en saison sèche.

Ces résultats montrent que la toposéquence est composée de zones sur lesquelles le **ruissellement** et l'**évapotranspiration** sont prépondérants au pas de temps saisonnier (sol nu de plateau, jachère, champ de mil) et de zones dans lesquelles l'eau **s'infiltre** en grandes quantités (végétation de plateau, ravine, ourlet) et qui peuvent contribuer à la **recharge** de l'aquifère.

Les caractéristiques pédologiques et morphologiques de la toposéquence étudiée sont semblables, en général, à celles d'autres versants observés dans la région, ce qui permet de penser que les processus décrits ici sont qualitativement représentatifs, à l'échelle régionale, du fonctionnement des systèmes de même type.

Une étude régionale réalisée par ailleurs a montré, d'une part, que la **recharge** de l'aquifère, principalement due à l'infiltration **sous les mares**, est évaluée à 10% de la précipitation annuelle.

D'autre part, à partir des estimations de la lame infiltrée sous la végétation de plateau et sous la ravine (zones principales d'infiltration sur l'ensemble du bassin versant), la lame infiltrée sous le bassin (superficie : 99 540 m²) à la fin de la saison des pluies 1993 est évaluée à 59 mm soit 12 % de la lame précipitée. Une partie de cette eau est évaporée en saison sèche et la lame susceptible de drainer en profondeur est plus faible, mais n'a pas pu être quantifiée.

Replacé dans le contexte des systèmes endoréiques de la région, ce résultat suggère que si les **versants** des bassins (étudiés au travers de la toposéquence) peuvent contribuer à la recharge de la nappe, l'apport correspondant est probablement de **second ordre** par rapport à celui des mares.

1.2. Résultats méthodologiques

Conformément aux résultats des nombreux travaux antérieurs sur ce sujet, les **états de surface** se révèlent un indicateur pertinent du fonctionnement hydrologique en zone sahélienne. A ce titre, les mesures sur parcelles permettent une étude fine des processus qui, couplée à l'analyse spatiale de la répartition des états de surface sur un bassin, donne accès à des résultats qualitatifs quant au fonctionnement du système. La quantification des processus nécessite cependant des mesures.

A l'échelle de la parcelle, la **pluie potentielle de ruissellement** déterminée par troncature du hyétogramme de pluie brute par rapport à un seuil d'intensité lié au type d'état de surface a permis de définir, pour chaque parcelle, des relations linéaires empiriques capables de prédire la lame ruisselée dans les conditions moyennes d'humidité initiale. Ces relations nous ont permis de reconstituer les lames ruisselées non mesurées. Simples à mettre en oeuvre, elles peuvent constituer un modèle simple de prédiction du ruissellement à l'échelle locale.

Au chapitre 4, le **modèle hydrologique à bases physiques SWATCH** a été utilisé pour quantifier le bilan hydrologique sur le plus grand des bassins.

Dans le modèle, l'infiltration est calculée par la relation de Green et Ampt (1991), modifiée pour les écoulements biphases eau/air. Nous l'avons adaptée pour la simulation d'un sol bi-couche croûte/sol sous-jacent en déterminant des paramètres équivalents substitués à ceux du modèle mono-couche. Le ruissellement est transféré par la méthode de l'onde cinématique.

Moyennant le calage de deux paramètres pour chaque parcelle, (conductivité hydraulique du sol sous-jacent et coefficient de rugosité), le modèle reconstitue très bien les crues observées sur chaque site. A l'échelle de la parcelle, l'approche bi-couche ne s'est cependant pas révélée plus pertinente que l'approche mono-couche de l'infiltration. Plus proche de la réalité physique et requérant un paramètre de calage de moins, elle a été utilisée pour simuler l'écoulement sur les bassins.

Dans SWATCH, la représentation du milieu physique s'appuie sur un ensemble de cascades de plans versants rectangulaires connectées à des biefs rectilignes. Compte tenu du déterminisme des états de surface sur les processus hydrologiques, nous avons décomposé les bassins unités de même état de surface, à partir de la **carte des états de surface** des bassins.

Chaque parcelle étant supposée représentative d'un type d'état de surface, les paramètres du modèle déterminé pour chacune d'elles sont appliqués aux plans versants correspondant au même état de surface. Cette spatialisation des processus, qui ne tient aucun compte de la variabilité spatiale des propriétés du milieu, permet néanmoins une bonne reconstitution des crues observées sur les bassins versants, après le calage de deux paramètres du transfert dans le chenal. On note cependant une tendance à la surestimation de la lame ruisselée annuelle (37 %) sur le bassin amont, mais compte tenu des simplifications sous-jacentes (géométrie des bassins, plans versants homogènes), la méthode adoptée pour la modélisation se révèle satisfaisante.

Un modèle très simple de type **empirique, global**, fondé sur l'utilisation de la pluie potentielle de ruissellement mène à une surestimation du ruissellement de versant de 30% par rapport aux simulations du modèle SWATCH, qui lui même le surestime légèrement. Ce type de modèle n'a donc d'intérêt que pour donner un ordre de grandeur du ruissellement des versants, mais est inadapté à une étude plus fine des processus.

2. Apports de l'étude

Les résultats présentés ici sont issus des études sur nos parcelles, mais ils découlent également de ceux des autres équipes de recherche présentes sur le site. Toutes les données collectées dans différentes disciplines au cours de l'expérience Hapex-Sahel n'ont pas encore

été exploitées totalement. Notre travail doit donc être considéré comme une première **synthèse**, partielle, d'un travail d'équipe.

Les résultats que nous avons obtenus ne représentent pas des avancées à caractère fondamental dans la **description** des processus hydrologiques au Sahel. La zone sahélienne a fait l'objet de nombreux travaux, et nos résultats montrent des convergences avec les conclusions des différentes études menées dans ces conditions climatiques.

L'intérêt de ce travail réside dans la description et la quantification de la **redistribution horizontale** de l'eau de pluie, c'est-à-dire la partition infiltration/ruissellement puis le transfert de l'eau en surface, sur une toposéquence particulière supposée représentative à l'échelle régionale. Nos résultats permettent en effet de montrer, en liaison avec les états de surface et l'échelle d'observation (croûte, parcelle, versant), quels sont les **processus prépondérants** sur les différentes unités de la toposéquence étudiée. Le site étudié permet donc l'étude du fonctionnement hydrologique à l'échelle de la toposéquence, et contribue en cela aux programmes de recherches VERSE et SALT dans lesquels l'étude s'inscrit. En vue de l'étude du cycle hydrologique étendue à une zone plus vaste, nos résultats sont représentatifs d'un type de fonctionnement. Dans la perspective de la modélisation hydrologique à méso-échelle, objectif de l'expérience HAPEX-Sahel, ils peuvent **orienter** la simplification de la complexité du milieu naturel, préalable inévitable à tout travail de modélisation.

Ce travail, par la quantification de l'écoulement de surface sur les zones nues de plateau, apporte enfin une contribution utile à la compréhension du fonctionnement hydrologique des systèmes de **brousse tigrée**. Nos résultats, associés à ceux d'autres études en cours, renforcent un ensemble de connaissances scientifiques à l'usage des gestionnaires ou des opérateurs de développement qui doit permettre la préservation et la gestion équilibrée de ces écosystèmes sahéliens fragiles.

3. Perspectives

Un travail de thèse, comme probablement toute autre étude scientifique, ne peut jamais être considérée comme totalement achevé. Si l'on peut estimer que l'objectif fixé en introduction, c'est-à-dire la compréhension du fonctionnement hydrologique de la toposéquence, est en grande partie rempli, des travaux complémentaires peuvent faire suite à ce mémoire.

Ils pourront permettre tout d'abord de **renforcer** les résultats obtenus. Ainsi, l'extension des analyses à d'autres années d'observation (1991, 1994 et 1995) permettra de confirmer et

préciser les résultats (variabilité spatiale de l'infiltration, régime des crues,...). L'étude des zones de type talus de plateau ou piedmont, rapide dans ce travail, doit être approfondie pour conforter la connaissance que nous avons acquise. Enfin, une reconsidération du calage du modèle et de la représentation des bassins doit améliorer la simulation des crues et accroître la pertinence des estimations qui en découlent.

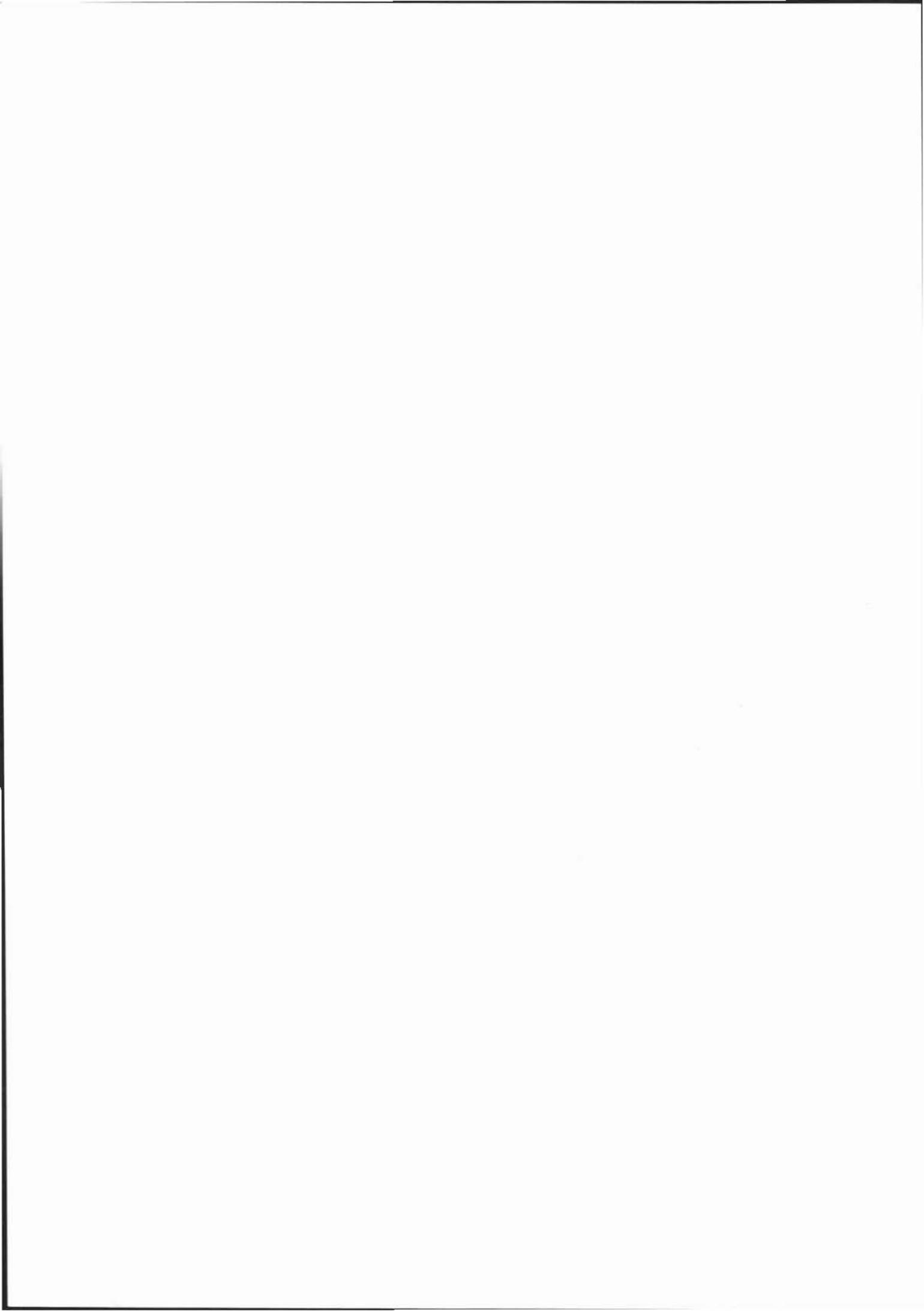
Des prolongements de cette étude doivent ensuite concerner les aspects de **redistribution verticale** de l'eau, entre les averses et en saison sèche, processus très peu considérés ici. En effet, l'évapotranspiration et la redistribution de l'eau dans le sol n'ont été abordés que dans des bilans hydrologiques sommaires, au pas de temps saisonnier. Il est nécessaire pour cela de travailler de concert avec les équipes de recherche spécialisées dans ces thématiques et de confronter nos résultats avec les leurs. La synthèse critique de l'ensemble de ces **travaux interdisciplinaires** permettra de connaître l'ensemble des composantes du bilan hydrologique.

Ces travaux interdisciplinaires pourront nécessiter l'acquisition de données expérimentales non encore disponibles. Par exemple, la description des transferts d'eau dans le sol s'appuie sur la connaissance des propriétés du sol, telles que les courbes de rétention, les profils de densité ; la connaissance des profils racinaires dans les zones végétalisées (brousse tigrée, bas-fond) permet d'estimer la profondeur à laquelle l'eau peut être extraite du sol par transpiration, etc. L'acquisition de ces informations supplémentaires nécessaires pourra se faire dans le cadre de campagnes de mesure *in situ* limitées dans le temps, par exemple par les chercheurs de l'ORSTOM impliqués dans le suivi à long terme du site expérimental.

Puissent les résultats présentés ici être utilisés dans l'effort collectif de compréhension du fonctionnement hydrologique à l'échelle de la toposéquence, et dans la modélisation des transferts à la méso-échelle en zone sahélienne et contribuer, modestement certes, à la simulation des changements climatiques.

A l'issue de ce travail de recherche, et même si nous pensons avoir répondu aux questions posées en introduction, la question posée par ce jeune paysan de la mare de Wankama retranscrite au début de cet ouvrage reste pour nous sans réponse...

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES



- ABBOTT, M.B., BATHURST J.C., O'CONNELL P.E., RASMUSSEN J. - 1986
An introduction to the European Hydrological System - Système hydrologique Européen, "SHE": 1. History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *J. Hydrol.*, vol. 87, pp.49-59.
- ABOUJAOUDE A., BELLEUDY PH., VAUCLIN M. - 1991
A numerical study of infiltration through crusted soils : flat and other surface configurations. *Soil Technology*, vol. 4 pp. 1-18.
- ABRAHAMS A-D., PARSONS A-J., LUK S-H. - 1986
Resistance to overland flow on desert hillslopes. *Journal of Hydrology*, vol. 88, pp.343-363.
- ABRAHAMS A-D., PARSONS A-J. - 1991
Resistance to overland flow on desert pavement and its implications for sediment transport modeling. *Water Res. Res.* vol. 27, n°8, pp.1827-1836.
- AHUJA L.R. - 1974
Applicability of the Green and Ampt approach to water infiltration through surface crust. *Soil Sci.*, vol. 118, pp. 283-288.
- AHUJA L.R. - 1983
Modeling infiltration into crusted soils by the green-ampt approach. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 47, pp. 412-418.
- AHUJA L.R., SCHWARTZENDRUBER D. - 1992
Flow through crusted soils: analytical and numerical approach. *Advances in Soil Science. Soil Crusting, Chemical and Physical Processes*. Sumner M.E., Stewart B.A. editors, Lewis Publishers, pp. 93-122.
- ALBERGEL J. - 1987
Genèse et prédétermination des crues au Burkina Faso. Du m² au km². Etude des paramètres hydrologiques et de leur évolution. Thèse Université Paris 6.
- ALLISON G.B., HUGHES M.W. - 1983
The use of natural tracers as indicators of soil-water movement in a temperate semi-arid region. *J. Hydrol.*, vol. 60, pp. 157-173.
- AMADOU M. - 1992
Evaluation et modélisation du bilan énergétique et hydrique d'une surface cultivée en région sahélienne. Rapport d'activités scientifiques 1991-92. ORSTOM-INRAN, multigraphie ORSTOM Niamey, Montpellier.
- AMBOUTA J.M.K. - 1984
Contribution à l'édaphologie de la brousse tigrée de l'Ouest nigérien. Thèse de Docteur Ingénieur, Pédologie, Université de Nancy 1, 116 pp. + annexes.

AMBOUTA J.M.K. - 1994

Etude des facteurs de formation d'une croûte d'érosion et de ses relations avec les propriétés internes d'un sol sableux fin au Sahel. Ph. D. Université Laval, Québec, 97 pages.

ANDRE J.C., GOUTORBE J.P., PERRIER A. - 1986

HAPEX-MOBILHY : A hydrologic atmospheric experiment for the study of water budget and evaporation flux at the climatic scale. Bull. Am. Meteorological Soc., 67, 138-144.

ASSELIN J., VALENTIN C. - 1978

Construction et mise au point d'un infiltromètre à aspersion. Cahiers ORSTOM, Série Hydrologie, vol. XV, n° 4, pp. 321-349.

Atlas du Niger.

Les atlas jeune afrique, éditions j.a., Paris, 1980.

BACHELARD S. - 1979

Quelques aspects historiques des notions de modèle et de justification des modèles. In Delattre P. et Thellier M. (éditeurs), Actes du colloque "Elaboration et Justification de Modèles : Applications en Biologie", Tome I, Maloine éditeur, Paris, pp. 3-9.

BADER J.C. - 1994

Modèle analogique de ruissellement à stockage de surface : test sur parcelles et extrapolation sur versant homogène. J. Sciences Hydrol., vol. 39, n°6, pp. 569-592.

BEVEN K. - 1989

Changing ideas in hydrology - The case of physically-based models. J. Hydrol., vol. 105, pp. 157-172.

BOIFFIN J. - 1984

La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies. Thèse Docteur Ingénieur, INAPG, Paris, 320 pp. + annexes.

BOLLE H.J., ANDRE J.-C., ARRUE J.L., BARTH H.K., BESSEMOULIN P., BRASA A., de BRUIN H.A.R., CRUCES J., DUGDALE G., ENGMAN E.T., et al. - 1993

EFEDA : European Field Experiment in a Desertification-threatened Area. Ann. Geophys, vol. 11, n°2/3, pp. 173-189.

BOMBA S.J. - 1968

Hysteresis and time-scale invariance in a glass-lead medium. PhD Thesis, Univ. Wisconsin, Madison, Wisconsin.

BOULET R. - 1968

Etude pédologique de la Haute-Volta, Région Centre-Nord. ORSTOM, Dakar, multigr., 351 pp. 1 carte au 1/500 000 °.

BRIDGE B. J., ROSS P. J. - 1985

A portable microcomputer-controlled drip infiltrometer. Field measurement of sorptivity, hydraulic conductivity and time to ponding. Aust. J. Soil Res., vol. 23, pp. 393-404.

BROOKS R.H., COREY A.T. - 1964

Hydraulic properties of porous media. Hydrology paper n°3, Civil Engineering Dept., Colorado State Univ., Fort Collins, Colorado, USA.

CASENAVE A. - 1982

Le mini-simulateur de pluie, conditions d'utilisation et principe de l'interprétation des mesures. Cah. ORSTOM, série Hydrologie, vol. XIX n°4, pp. 229-252

CASENAVE A., VALENTIN C. - 1989

Les états de surface de la zone sahéenne. Influences sur l'infiltration. Editions ORSTOM, Paris.

CASENAVE A., VALENTIN C. - 1992

A runoff capability classification based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa. J. Hydrol, vol. 130, pp. 231-249.

CHEN Y., TARCHITZKY J., MORIN J., BANIN A. - 1980

Scanning electron microscope observations on soil crusts and their formation. Soil Sci., vol. 130, pp. 49-55.

CHEVALLIER P. - 1982

Simulation de pluie sur deux bassins versants sahéens (Mare d'Oursi - Haute Volta). Cahiers ORSTOM, Série Hydrologie, vol. XIX, n°4, pp.253-297.

CHEVALLIER P. - 1983

L'indice des précipitations antérieures. Evaluation de l'humectation des sols des bassins versants représentatifs. Cahiers ORSTOM, série hydrologie, Vol. XX, n° 3-4.

CHEVALLIER P. - 1990

Complexité hydrologique d'un petit bassin versant. Exemple en savane humide : Booro Borotou (Côte d'Ivoire). Ed. ORSTOM, Coll. Etudes et Thèses, Paris.

CHEVALLIER P., CLAUDE J., POUYAUD B., BERNARD A. - 1985

Pluies et crues au Sahel. Hydrologie de la mare d'Oursi (Burkina-Faso). 1976-1981. Ed. ORSTOM, Coll. Travaux et Documents, n°196, 256 p.

CHEVALLIER P., PLANCHON O. - 1993

Hydrological processes in a small humid savanna basin (Ivory Coast). J. Hydrol, vol. 151, pp. 173-191.

CLARKE R.P. - 1973

A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use. J. Hydrol., vol. 19, pp. 1-20.

CLOS-ARCEDUC, M. - 1956

Etude sur photographies aériennes d'une formation végétale sahéenne : la brousse tigrée. Bulletin de l'IFAN, série A, vol. 7, n° 3, pp. 677-684.

COLLINET J., LAFFORGUE A. - 1979

Mesures de ruissellement et d'érosion sous pluies simulées pour quelques types de sols de Haute Volta. Multigraphie ORSTOM, Adiopodoumé (Côte d'Ivoire), 152 pages.

COURAULT D., D'HERBES J.M., VALENTIN C. - 1990

Le bassin versant de Sama-Dey. Premières observations pédologiques et phytocéologiques. ORSTOM Bondy 36 p.

COUREL M.F. - 1986

Etude de l'évolution récente des milieux sahéliens à partir des mesures fournies par les satellites. Thèse d'état, Université Paris I, 407 pp.

DE FELICE P. - 1992

Climatologie dynamique de l'Afrique de l'Ouest. In Les climats subtropicaux et leur évolution. De l'observation spatiale à la modélisation. Ecole d'été du CNES, La Londe-les-Maures, septembre 1992, CNES, Ed. Cépaduès, Toulouse.

DELATTRE P. - 1979

Le problème de la justification des modèles dans le cadre du formalisme des systèmes de transformation. In Delattre P. et Thellier M. (éditeurs), Actes du colloque "Elaboration et Justification de Modèles : Applications en Biologie", Tome I, Maloine éditeur, Paris, pp. 97-128.

DELHOUME J.P. - 1992

Fonctionnement et dynamique de deux écosystèmes caractéristiques. In Actes du séminaire Mapimi : "Etudes des relations eau-sol-végétation dans une zone aride du nord du Mexique orientée vers l'utilisation rationnelle de ces ressources pour l'élevage extensif". J.P Delhoume et E. Maury ed. 23-29 octobre 1992, Gomez-Palacio, Durango, Mexique.

DELWAULLE J.C. - 1972

La situation forestière dans le Sahel. Rev. Bois et Forêts de Tropiques, n° 152, pp. 55-60.

DESCONNETS J.C. - 1994

Typologie et caractérisation des systèmes endoréiques en milieu sahélien (Niger - degré carré de Niamey). Thèse, Université de Montpellier II, 325 pp. + annexes.

DESCONNETS J.C., TAUPIN J.D., LEBEL T., LEDUC C. - à paraître

Hydrology of the HAPEX-Sahel central Super-Site: surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems. Accepté pour publication dans J. Hydrol., n° spécial Hapex-Sahel.

DHONNEUR G. - 1984

Traité de météorologie tropicale. 1^{ère} partie. Météorologie Nationale, Paris, 151 pages.

DUBREUIL P. - 1985

Review of field observations of runoff generation in the tropics. J. Hydrol, vol. 80, pp. 237-264.

DUNNE T. - 1978

Field studies of hillslope flow processes. In J. Kirkby (editor) Hillslope Hydrology, John Wiley & Sons, New York, pp. 227-293.

EDWARDS W.M. - 1967

Infiltration of water into soils as influenced by surface conditions. Unpub. PhD Thesis, Iowa State University, Ames, IA, USA.

ENGMAN E.T - 1985

Roughness coefficients for routing surface runoff. J. Irrig. Drain. Eng., vol. 112, n°1, pp. 39-53.

ESTEVEES M. - 1995

Rapport de campagne hydrologique 1994. Multigraphie, ORSTOM, Niamey.

ESTEVEES M., GUALDE R., LAPETITE J.M. - 1993

Bassins versants expérimentaux. Rapport des campagnes hydrologiques 1991 et 1992. Projet HAPEX-Sahel. Multigraphie, 42 pages + annexes, ORSTOM Niamey, Niger.

ESTEVEES M., LENOIR F. - 1994

Un exemple de fonctionnement hydrologique dans la région de Niamey : le bassin de Sama Dey. X^e Journées hydrologiques de l'ORSTOM à Montpellier, 13-14 Septembre 1994, coll. Colloques et Séminaires, ed. ORSTOM, Paris

FELLER C., LAVELLE P., ALBRECHT A., NICOLARDO B. - 1991

La jachère et le fonctionnement des sols tropicaux : rôle de l'activité biologique et des matières organiques. In "La jachère en Afrique de l'Ouest", ed. ORSTOM, col. Colloques et Séminaires, pp. 16-32.

FIES J.C. - 1992

Mesures de conductivité hydrique de croûtes. Rapport Hapex-Sahel, Niger, septembre 1992. Rapport interne, INRA, station de science du sol d'Avignon, 7 pages multigraphiées.

FOSTER G.R., LANE L.J., NOWLIN J.D. - 1980

A model to estimate sediment yield from field-sized areas : selection of parameter values. CREAMS, a field scale model for chemicals, runoff and erosion from agricultural management systems. Vol. II, user's manual, Ch. 2. Conservation research report n° 26, USDA-Science and Education Administration, pp. 193-281.

GALLE S. - 1995

Rapport de campagne 1993-1994. Multigraphie ORSTOM.

GALLE S., PEUGEOT C. - 1993

Soil water spatial distribution on tiger bush in Niger. AGU fall meeting, December 4-8 1993, San Francisco, California, USA.

GARDNER W.R. - 1958

Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. Soil Sci. vol. 85, pp. 228-232.

GAVAUD M. - 1967

Les grands traits de la pédogénèse au Niger Méridional. Travaux et Documents de l'ORSTOM, n° 76, éd. ORSTOM, Paris.

GOYAL M.R., NELSON G.L., CARPENTIER T.C. - 1979

Mechanical properties of soil crust. Am. Soc. of Agr. Eng. paper, n° 79-1547

GRAYSON R.B., MOORE I.D., McMAHON T.A. - 1992a

Physically based hydrologic modeling 1. A terrain-based model for investigative purposes. Water Res. Res., vol. 28 n° 10, pp. 2639-2658.

GRAYSON R.B., MOORE I.A., McMAHON T.A. - 1992b

Physically based hydrologic modelling 2. Is the concept realistic ?. Water Res. Res., vol. 26 n° 10, pp. 2659-2666.

GREEN W.H., AMPT C.A. - 1911

Studies on soil physics : I. flow of air and water through soils. J. Agr. Sci., vol. 4 pp. 1-24.

GREIGERT J. - 1966

Description des formations crétacées et tertiaires du bassin des Iullemeden (Afrique Occidentale), mémoire BRGM, 208 pages.

GREIGERT J., POUUNET R. - 1965

Carte géologique de la République du Niger au 1/2 000 000°, BRGM, Paris.

HANNA A.Y., HARLAN P.W., LEWIS D.T. - 1982

soil water available as influenced by landscape position and aspect. Agron. J., vol. 74, pp. 999-1004.

HAVERKAMP R., VAUCLIN M., VACHAUD G. - 1984

Error analysis in estimating soil water content from neutron probe measurements: 1. local standpoint. Soil Sci. vol. 137, pp.78-90.

HEIL J. - 1992

Soil properties influencing hydraulic sealing of surface on alfisols in the Sahel. Report Texas A&M University.

HILLEL D., GARDNER W.R. - 1969

Steady infiltration into crust-topped profile. Soil Sci., vol. 108 n° 2, pp. 137-142.

HORTON R.E - 1933

The role of infiltration in the hydrological cycle. Trans. Am. Geophys. Union, 14, pp.446-460.

HUDSON N.W. - 1993

Field measurement of soil erosion and runoff. FAO soils bulletin n°68, FAO, Rome.

KABAT P., DOLMAN A.J., ELBERS J.A. - à paraître

Evaporation, sensible heat and surface conductance of fallow savannah and natural degraded forest in the sahel. A paraître dans Journal of Hydrology, n° spécial HAPEX-Sahel.

KAUARK LEITE L.A. - 1990

Réflexions sur l'utilité des modèles mathématiques dans la gestion de la pollution diffuse d'origine agricole. Thèse de Doctorat, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées.

KLAIJ M.C., VACHAUD G.- 1992

Seasonal balance of a sandy soil in Niger cropped with pearl millet, based on profile moisture measurements. Agric. Water Manag., vol. 21, pp. 313-330.

KLEMES V. - 1986

Dilettantism in hydrology : transition or destiny ?. Water Res. Res., vol. 22, n°9, pp. 177S-188S.

KOHLER M.A., LINSEY R. K. - 1951

Predicting the runoff from storm rainfall. Weather Bureau, US Dept of Commerce. Res. Paper n°34, Washing.

LAMACHERE J. M. - 1991

Aptitude au ruissellement et à l'infiltration d'un sol sableux fin après sarclage. Soil Water Balance in the Sudano-Sahelian Zone, n° 199, pp. 109-119.

LAMACHÈRE J.M. - 1994

Variabilité spatio-temporelle des états de surface en zone sahélienne et soudanienne (Burkina-Faso) : effet sur le ruissellement et sa modélisation. X° journées hydrologiques de l'ORSTOM, 13 et 14 septembre 1994, Montpellier, France.

LAMOTTE M. - 1992

Etude pédologique en vue d'un suivi hydrique sur le bassin versant de Sama-Dey (Niger). Multigraphie ORSTOM.

LANE L.J., WOOLHISER D.A. - 1977

Simplifications of watershed geometry affecting simulation of surface runoff. J. Hydrol., vol. 35, pp.173-190.

LE BISSONNAIS Y., SINGER M.J. - 1992

Crusting, runoff, and erosion response to soil water content and successive rainfalls. Soil Sci. Soc. Am. J., vol. 56, pp. 1898-1903.

LE FEVRE J. - 1993

L'évaporation au sein de sols sableux du Niger au cours de la saison humide. Mémoire de fin d'études, DAA "Génie de l'environnement"; ENSA Rennes, 43 pages + annexes.

LEBEL T., SAUVAGEOT H., HOEPFFNER M., GUILLOT B., HUBERT P. - 1992

Rainfall estimation in the Sahel : the EPSAT-NIGER experiment. J. of Hydrological Sciences, vol. 37, n° 3, pp. 210-216.

LEBEL T., TAUPIN J.D., D'AMATO N. (a) - à paraître

Rainfall monitoring during HAPEX-Sahel 1. General rainfall conditions and climatology. Accepté pour publication dans J. of Hydrol. n° HAPEX-Sahel.

LEBEL T., TAUPIN J.D., GREARD M. (b) - à paraître

Rainfall monitoring : The EPSAT-Niger set up and its use for HAPEX-Sahel. Hydrologie et Météorologie de Méso-échelle dans Hapex Sahel : dispositif de mesure au sol et premiers résultats. Ed. ORSTOM (sous presse).

LEBLOIS E., OBERLIN G. - 1994

Quantification de la réduction significative des écoulements disponibles vers l'aval (effet RESEDA). Compte rendu des X^e journées hydrologiques de l'ORSTOM, 13 et 14 septembre 1994, Montpellier, France. Ed. ORSTOM, col. Colloques et Séminaires.

LEDUC C., DESCONNETS J.C. - 1994a

Variability of groundwater recharge in the Sahel: piezometric survey of the Continental Terminal aquifer (Niger). Proceedings of the conference "Future Groundwater Resources at Risk", Helsinki, Finland, June 1994, IASH publ. n° 222, 1994.

LEDUC C., DESCONNETS J.C. - 1994b

Pool and recharge of the Continental Terminal phreatic aquifer near Niamey, Niger. International workshop on groundwater monitoring and recharge in semi-arid areas, Hyderabad, India, January 18-20 1994. UNSECO-AIH.

LEDUC C., BROMLEY J., SCHROETER P. - accepté

Groundwater recharge in semi-arid climate: Some results of the HAPEX-Sahel hydrodynamic survey. Accepté pour publication dans J. Hydrol., n° spécial Hapex-Sahel.

LEPAGE M. - 1992

Rapport de mission Côte d'Ivoire, Burkina Faso et Niger, du 8 juillet au 1er août 1992. Multigraphie, Ecole Normale Supérieure, Labo. d'écologie.

LOAGUE K.M. - 1992

Impact of overland flow plane characterization on event simulation with a quasi physically based rainfall runoff model. Water Res. Res., vol. 28, n°9, pp. 2541-2545.

LOAGUE K.M. - FREEZE R.A. - 1985

A comparison of rainfall-runoff modeling technique on small upland catchments. Water Res. Res., vol. 21, pp. 229-248.

LOIREAU M. - 1993

Dynamique d'un paysage sahélien au Niger. Bilan paysagé entre la production primaire et l'utilisation des ressources par les groupes sociaux. Caractérisation de l'espace et des ressources à l'aide de la télédétection haute résolution. Mémoire du DEA "Espaces et sociétés", Univ. Paul Valéry, Montpellier, 95 pp. + annexes.

MARQUARDT M.W. - 1963

An algorithm for least squares estimation of non linear parameters. J. of Soc. of Ind. and Appl. Math, vol. 2, pp. 57-65.

MATIAS P., MOREL-SEYTOUX H.J. - 1995

Test of the overland flow component of the "SWATCH" rainfall-runoff model. Proceedings of 50th Hydrology Days, April 3-7 1995, Fort Collins Co. USA. Hydrology Days Publ.

MAUCHAMP A., RAMBAL S., LEPART J. - 1994

Simulating the dynamics of a vegetation mosaic: a spatialized functional model. Ecological modelling, vol. 71, pp. 107-130

McINTYRE D. S. - 1958

Soil splash and the formation of surface crusts by raindrop impact. Soil Sci., vol. 85, pp. 261-266.

MEIN R.G., LARSON C.L. - 1973

Modeling infiltration during a steady rain. Water Res. Res., vol. 9 n° 2, pp. 384-394.

MIETTON M. - 1988

Dynamique de l'interface lithosphère-atmosphère au Burkina Faso. L'érosion en zone de savane. Thèse, Université de Grenoble I (éditée à compte d'auteur), 511 pages + volume annexe.

MITJA D., VALENTIN C. - 1990

La couverture végétale : interactions avec la couverture pédologique et les réorganisations superficielles. Chapitre dans "Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide". Ed. ORSTOM, col. Colloques et Séminaires, pp. 69-90.

MOORE I.D. - 1981

Effect of surface sealing on infiltration. Am. Soc. of Agr. Eng. , pp. 1546-1552.

MOREL-SEYTOUX H.J. - 1973

Pour une théorie modifiée de l'infiltration : 1^{re} partie : pourquoi ? Cah. ORSTOM, Série Hydrologie, vol. X n°2, pp. 185-194.

MOREL-SEYTOUX H.J. - 1975

Pour une théorie modifiée de l'infiltration : 5^{ème} partie : le cas de la pluie Cah. ORSTOM, Série Hydrologie, vol. X n°2, pp. 185-194.

MOREL-SEYTOUX H.J. - 1976

Derivation of equations for variable rainfall infiltration. J Hydrol, vol. 31, pp. 203-219.

MOREL-SEYTOUX H.J. - 1978

Derivation of equations for variable rainfall infiltration. Water Res. Res., vol. 14 n°4, pp. 561-568.

MOREL-SEYTOUX H.J. - 1981

Application of infiltration theory for the determination of excess rainfall hyetograph. Water Res. Bull. 17(6): 1012-1022.

MOREL-SEYTOUX H.J. - 1983

Infiltration affected by air, seal, crust, ice and various source of heterogeneity. Proc. ASAE national conference on advances in infiltration, Dec. 12-13, 1983, Chicago, Illinois, ASAE publ. 11-83, pp.132-146.

MOREL-SEYTOUX H.J. - 1988

Introduction to overland flow theory. In Proc. 8th Annual AGU Front Range Branch. Hydrology Days, pp. 260-283, Colorado State University, Fort Collins, Co. USA.

MOREL-SEYTOUX H.J., KHANJI J. - 1974

Derivation of an equation of infiltration. Water Res. Res., vol. 10, n°4, pp. 384.

MOREL-SEYTOUX H.J., ALHASSOUN S. - 1989

SWATCH : a multi-process watershed model for simulation of surface and subsurface flows in a soil-aquifer-stream hydrologic system. Report n° 87.3, Hydrowar reports division, Hydrology days publications. Reprinted 1992.

MOREL-SEYTOUX H.J. - 1992

L'effet de barrière capillaire à l'interface de deux couches de sol aux propriétés fort contrastées. Hydrologie Continentale, vol. 7, n°2, pp. 117-128.

MORIN J., KEREN R, BENJAMINI Y., BEN-HUR M., SHAINBERG I. - 1989

Water infiltration as affected by soil crust and moisture profile. Soil Science, vol. 48 n° 1, pp. 53-59.

MOSS A.J. - 1991

Rain-impact soil crust. I. Formation on a granite-derived soil, and part II to IV. Aust. J. Soil. Res., vol. 29, pp. 271-330.

MUSY A., SOUTTIER M. - 1991

Physique du sol. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne, Suisse.

NAGUMO F. - 1992

Pedological environment and agro-ecological system of the Sudano-Sahelian zone, in Niger, West Africa. Thesis for Master Course, Hokkaido University, Japan.

NASH J.E., STUTCLIFFE J.C. - 1969

River flow forecasting through conceptual models. Part 1 : A discussion of principes. J. Hydrol., vol. 10 n°3, pp. 282-290.

NEUMAN S.P. - 1976

Wetting front pressure head in the infiltration model of Green and Ampt. Water Res. Res., vol. 12, n°3, pp. 564-566.

ORSTOM/ELSYDE - 1987

Centrale CHLOE D. Note Technique NT103, ORSTOM/ELSYDE, février 1987.

OUATTARA M, WILDING L.P. - 1991

L'influence des caractéristiques des sols sur le bilan hydrique : exemple de deux toposéquences sur matériau du continental terminal au Niger. Soil Water Balance in the Sudano-Sahelian Zone. Proceedings of the Niamey Workshop, february 1991, AISH publ. n°199, pp. 187-197.

PARIS F., VERNET R. - 1989

Le Sahara, un desert vert ? Sud Sahara, Nord Sahel, Centre Culturel Français d'Abidjan.

PARLANGE J-Y., HOGARTH W.L., PARLANGE M.B. - 1984

Optimal analysis of the effect of a surface crust. Soil Sci. Soc. Am. J., vol. 48, pp. 494-497.

PARSONS A. J., ABRAHAMS A. D., LUK S-H. - 1990

Hydraulics of interrill overland flow on a semi-arid hillslope, southern Arizona. J. of Hydrology, vol. 117, pp. 255-273.

PAYNE W.A., LASCANO R.J., WENDT C.W. - 1991

Annual soil water balance of cropped and fallowed millet fields in Niger. Soil Water Balance in the Sudano-Sahelian Zone. Proceedings of the Niamey Workshop, february 1991, AISH publ. n°199, pp. 401-411.

PEUGEOT C. - 1995

Rapport de campagne. Données de terrain collectées en 1992 et 1993. Multigraphie ORSTOM - Montpellier.

PEUGEOT C., ESTEVES M., GALLE S., RAJOT J.L, VANDERVAERE J.P. - 1994

Rainfall runoff modelling in the Sahel, from the experimental plot to the microcatchment scale. Congrès de l'EGS, 25-29 avril 1994, Grenoble (France). Poster.

PEUGEOT C., ESTEVES M., GALLE S., RAJOT J.L, VANDERVAERE J.P. - à paraître

Runoff generation processes: results and analysis of field data collected at the East Central SuperSite of the Hapex-Sahel experiment. Accepté pour publication dans J. Hydrol., n° spécial Hapex-Sahel.

PEUGEOT C., VALENTIN C. LA PETITE J.M. - à paraître

Field measurements and modelling of runoff in a natural water-harvesting system in Niger. Soumis à Journal of Hydrology.

PHILIP J.R. - 1964

Similarity hypothesis for capillary hysteresis in porous materials. J. Geophys. Res. n°69, pp. 1553-1562.

PHILIP J.R. - 1969

Theory of infiltration. Adv. Hydrosci., vol. 5, pp. 215-296.

PIOT J., MILLOGO E. - 1980

Etude du ruissellement et de l'érosion, Mare d'Oursi. Synthèse de trois années 1977/78/79. CTFT, Ouagadougou, 16 p. + 19 tabl. et fig.

PNUD - 1986

Synthèse des ressources en eau du département de Tillabéri. PNUD-DCTD, Ner 86001, Niamey, (Niger), 22 p.

POUYAUD B. - 1986

Contribution à l'évaluation de l'évaporation des nappes d'eau libres en climat tropical sec. Exemple du lac de Bam et de la mare d'Oursi (Burkina Faso), du lac Tchad et d'açudes du Nordeste brésilien. Etudes et Thèses ORSTOM, Paris, 254 p.

PUECH C. - 1992

Télédétection et aptitude au ruissellement des bassins versants sahéliens. VIIIe journées hydrologiques de l'ORSTOM à Montpellier, 22-23 Septembre 1992. Ed. ORSTOM.

PUECH C., CHABI-GONNI D. - 1984

Méthode de calcul des débits de crue décennale pour les petits et moyens bassins versants en Afrique de l'Ouest et Centrale. CIEH, Ouagadougou, 91 pages.

RADJI G. - 1991

Etude des régimes pluviométriques du Niger : caractéristiques des distributions mensuelles et variations observées au cours des 40 dernières années. Mémoire de fin d'études d'ingénieur d'application en hydrologie, Centre Régional de Formation et d'Application en Agrométéorologie et Hydrologie Opérationnelle, Niamey, 53 p. + annexes.

RAJOT J.L., ESTEVES M. - 1994

Cartographie des états de surface de petits bassins de la région de Niamey. Note, ORSTOM Niamey, 10 pp, 3 cartes.

RAWLS W.J., BRAKENSIEK D.L., MILLER N. - 1983

Green-Ampt infiltration parameters from soils data. J. of Hydraulic Engineering, vol. 109, pp. 62-70.

RAWLS W.J., BRAKENSIEK D.L., SIMANTON J.R., KOHL K.D. - 1990

Development of a crust factor for a Green and Ampt model. Trans. ASAE, vol. 33 n° 4 pp. 1224-1228.

RIBSTEIN P. - 1990

Modèles de crues et petits bassins versants au Sahel. Ed. ORSTOM, collection Etudes et Thèses, Paris, 1990.

RIOU C. - 1975

La détermination pratique de l'évaporation. Application à l'Afrique Centrale. Mémoire ORSTOM n°80, Paris.

RISONS M. - 1995

Incidence de la complexité du milieu physique et des lois de comportement sur la réponse hydrologique d'un bassin versant. Modèle de représentation et de dynamique. Application au bassin de la Peyne. Thèse, Université de Montpellier II, 226 p. + annexes.

ROCHE M. - 1963

Hydrologie de surface. Gauthier-Villars, ORSTOM, Paris, 430 pp.

ROCHE P.A. - 1988

Les modèles. In Valiron F. (éditeur), Gestion des eaux, automatisation, informatisation et télégestion. Tome III, pp. 138-166.

RODIER J. - 1964

Régimes hydrologiques de l'Afrique noire à l'ouest du Congo. Mémoire ORSTOM, Paris.

ROGNON P. - 1991

Les sécheresses au Sahel replacées dans l'évolution climatique des vingt derniers millénaires. Sécheresse, n°3 vol. 2, pp. 199-210.

ROOSE E. J. - 1973

Dix-sept années de mesures expérimentales de l'érosion et du ruissellement sur un sol ferrallitique sableux de basse Côte d'Ivoire. Contribution à l'étude de l'érosion hydrique en milieu intertropical. ORSTOM, thèse de Docteur-Ingénieur, Abidjan, n°20, 125 pages.

ROOSE E., PIOT J. - 1984

Runoff, erosion and soil fertility restoration on the Mossi Plateau (Central Upper Volta). IAHS publ. n° 144, pp. 485-496.

ROSENBROCK H.H. - 1960

An automatic method of finding the greatest or least value of a function. Computer J., vol. 3, pp. 175-184.

ROUX F. - 1987

Les lignes de grains de COPT 81 : environnement, précipitations, cinématique et thermodynamique. Thèse d'Etat, Univ. Paris 7, 1987, 368 pages.

ROWELL D.P., MILFORD J.R. - 1992

On the generation of african squall lines. Am. Meteor. Society, vol. 6, June 92, pp. 1181-1193. ...

SAS/STATS - 1990

SAS/STATS user's guide. SAS Institute Inc., Cary, NC, USA.

SEGHIERI J., GALLE S., RAJOT J.L. - 1994

La brousse tigrée dans le Sahel Nigérien : étude de la co-fluctuation du stock hydrique et de la végétation annuelle. Compte rendu des X^e journées hydrologiques de l'ORSTOM, 13 et 14 septembre 1994, Montpellier, France. Ed. ORSTOM, col. Colloques et Séminaires.

SELLERS P.J., HALL F.G., ASRAR G., STREBEL D.E., MURPHY R.E. - 1988

The first ISLCSP field experiment (FIFE). Bull. Am. Meteorol. Soc., vol. 69, n°1.

SIMANTON J.R., WELTZ M.A., LARSEN H.D. - 1991

Rangeland experiments to parametrize the water erosion prediction project model : vegetation canopy cover effects. J. of Range Management, vol. 44, n°3, pp. 276-282.

SMILES D.E., KNIGHT J.H., PERROUX K.M. - 1982

Absorption of water by soil : the effect of surface crust. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 46, pp. 476-481.

TACKETT J.L., PEARSON R.W. - 1965

Some characteristics of soil crusts formed by simulated rainfall. *Soil Sci.*, vol. 99, pp. 407-413.

TAPSOBA D. - 1993

Contribution à l'étude des variations spatio-temporelles des précipitations au Burkina-Faso à partir du modèle de la loi des fuites. DEA, Université Paris Sud - Orsay, 94 pages + annexes.

TAUPIN J.D., LEBEL T., CAZENAVE F., CHIRON F., GATHELIER R., GREARD M., GUALDE R., KONG J., VALERO T. - 1991

EPSAT-Niger, campagne 1991. ORSTOM/DMN, 63 p. + annexes.

TAUPIN J.D., DEVER L., FONTES J.C., GUERO Y., OUSMANE B., VACHIER P. - 1991

Evaluation de l'évaporation à travers les sols par la modélisation des profils isotopiques sous climat sahélien. *Soil Water Balance in the Sudano-Sahelian Zone. Proceedings of the Niamey Workshop*, february 1991, AISH publ. n°199, pp. 159-171.

TAUPIN J.D., LEBEL T., CAZENAVE F., GREARD M., KONG J., LECOQ J., ADAMSON M., D'AMATO N., BEN MOHAMED A. - 1992

EPSAT-Niger, campagne 1992. ORSTOM/DMT, 63 p. + annexes.

THAUVIN V. - 1992

Etude de la répartition spatiale des précipitations en milieu sahélien à l'aide du réseau dense de pluviographes de l'expérience EPSAT-Niger. Thèse, Université de Montpellier II.

THEBE B. - 1987

Hydrodynamique de quelques sols du Nord-Cameroun. Bassins versants de Mouda. Contribution à l'étude des transferts d'échelle. Thèse, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier (France), 305 pages.

THIERY J., D'HERBES J.M., VALENTIN C. - 1995

A model for simulating the genesis of banding patterns in Niger. *J. of Ecology* (sous presse).

THONY J.L. - 1970

Etude expérimentale des phénomènes d'hystérésis dans les écoulements en milieu poreux non-saturés. Thèse de Docteur-Ingénieur, Université Scientifique et Médicale, Grenoble.

THONY J.L., VACHAUD G., CLOTHIER B.E., ANGULO-JARAMILLO R. - 1991

Field measurement of the hydraulic properties of soil. *Soil Technology*, vol. 4, pp. 11-123.

TOEBES C., OURYVAEV V. - 1970

Les bassins représentatifs et expérimentaux. Guide international en matière de recherche. Etudes et rapports d'hydrologie, UNESCO, Paris.

TOPP, G. C., DAVIS, J L., ANNAN A, P - 1980

Electromagnetic determination of soil water content : measurement in coaxial transmission lines. Water Res. Res. vol. 3. pp. 574.

TOUMA J. - 1984

Etude critique de la caractérisation hydrodynamique des sols non saturés : rôle de l'air, influence de l'écoulement multidimensionnel de l'eau. Thèse, Univ. Scientifique et Médicale et Institut National Polytechnique de Grenoble, 191 pages.

TOUMA J. - 1992

Simulation numérique de l'infiltration dans les sols encroûtés : croûte établie et en formation. Hydrologie Continentale, vol. 7 n°2, pp. 143-156.

USDA - 1978

Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning. USDA Agriculture handbook n°537.

VACHAUD G., THONY J. L. - 1971

Hysteresis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents. Water Res. Res. vol. 7 n°1, pp. 111-127.

VACHAUD G., DANCETTE C., SONKO S., THONY J. L. - 1978

Méthodes de caractérisation hydrodynamique in situ d'un sol non saturé. Application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique. Annales Agronomiques, vol. 29, n° 1, pp. 1-36.

VACHAUD G., PASSERAT DE SILANS A., BALABANIS P., VAUCLIN M. - 1985

Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. Soil Sci. Soc. Am. J., vol. 49, pp. 822-826.

VALENTIN C. - 1981

Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de région subdésertique. Dynamique de formation et conséquences sur l'économie d'eau. Thèse 3° cycle Paris VII, Ed. ORSTOM, Coll. Etudes et Thèses, Paris.

VALENTIN C. - 1991

Surface crusting in two alluvial soils of northern Niger. Geoderma, vol. 48, pp. 201-222.

VALENTIN C., CHEVALLIER P., FRITSCH E., JANEAU J.L. - 1990

Le fonctionnement hydrodynamique aux échelles ponctuelles. Chapitre dans "Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide". Ed. ORSTOM, col. Colloques et Séminaires, pp.147-163.

VALENTIN C., BRESSON L-M. - 1992

Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. Geoderma. vol. 55, pp. 225-245.

VAN GENUCHTEN M. - 1980

A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 44, pp. 892-898

VAN STAVEREN J.P., STOOP W.A. - 1985

Adaptation to toposequence land types in West Africa of different sorghum genotypes in comparison with local cultivars of sorghum, millet and maize. *Fiel Crop Res.*, vol. 11, pp. 11-35.

VANDERVAERE J.P. - 1995

Caractérisation hydrodynamique du sol in situ par infiltrométrie à disques. Analyse critique des régimes pseudo-permanents, méthode transitoire et cas des sols encroûtés. Thèse Université de Grenoble.

VANDERVAERE J.P., VAUCLIN M., CUENCE R.H. - 1994

Error analysis in estimating soil water balance of irrigated fields during the EFFEDA experiment. 1. Local satndpoint. *J. of Hydrol.*, vol. 156, pp. 351-370.

VANDERVAERE J.P., PEUGEOT C., VAUCLIN M., ANGULO JARAMILLO R., LEBEL T. - à paraître.

Estimating hydraulic conductivity of crusted soils using disk infiltrometers and micro-tensiometers. Accepté pour publicatrion dans *J. of Hydrol.*, n° spécial Hapex-Sahel.

VAUCLIN M. - 1971

Effets dynamiques sur la relation succion-teneur en eau lors d'écoulements en milieu saturé. Thèse de Docteur-Ingénieur, Université Scientifique et Médicale de Grenoble.

VAUCLIN M. - 1989

Flow of water and air in soils : theoretical and experimental aspects. in *Unsaturated flow in hydrologic modelling. Theory and practice.* Ed by H.J. Morel-Seytoux. Kluwer Academic Publ, NATO, series C, vol .275, pp. 53-91.

VAUCLIN M., HAVERKAMP R. VACHAUD G. - 1979

Résolution numérique d'une équation de diffusion non-linéaire. Application à l'infiltration de l'eau dans les sols non saturés. Presses Universitaires de Grenoble.

VAUCLIN M., HAVERKAMP R. - 1985

Solutions quasi analytiques de l'équation d'absorption de l'eau par les sols non saturés. I. Analyse critique. *Agronomie*, vol. 5, n°7, pp. 597-606.

VAUCLIN M., CHOPART J.L. - 1992

L'infiltrométrie multi-disque pour la détermination in-situ des caractéristiques hydrodynamiques de la surface d'un sol gravillonnaire de côte d'ivoire. *Agron. Trop.*

VEN TE CHOW, MAIDMENT D.R., WAYS L.W. - 1988

Applied hydrology, McGraw Hill ed., New York.

VERCAUTEREN E. - 1993

Contribution à l'étude de la répartition du stock hydrique sur la brousse tigrée au Niger. Rapport de stage à l'ORSTOM, Université Paris VII.

de VERDIERE P. - 1995

Etude comparée de trois systèmes agro-pastoraux dans la région de Filingué - Niger - . Les conséquences de la sédentarisation et de l'élevage pastoral au Sahel. Thèse INAPG - Univ. Hohenheim (Allemagne).

WALLACE J.S., GASH J.H.C., McNEIL D.D., SIVAKUMAR M.V.K. - 1989

Quantifying the water balance of dryland millet in Niger using state of the art evaporation techniques. Proceedings of the forum "The state of the art of hydrology and hydrogeology in the arid and semi-arid areas of Africa". Ouagadougou, Burkina-Faso, 18-23 february 1989. pp.353-360.

WEST L.T., CHIANG S.C., NORTON L.D. - 1992

The morphology of surface crusts. Advances in Soil Science. Soil Crusting, Chemical and Physical processes. Sumner M.E., Stewart B.A. editors, Lewis Publishers, , pp. 73-91.

WILLIAMS J.D., BUCKHOUSE J.C. - 1991

Surface runoff plot designed for use in watershed research. J. Of Range Management, vol. 44, n°4, pp.411-412.

WISCHMEIER, W.H. - 1959

A rainfall erosion index for an universal soil-loss equation. Soil Sci. Soc. Am. Proc. vol. 23, pp. 246-249.

WOODING R.A. - 1965

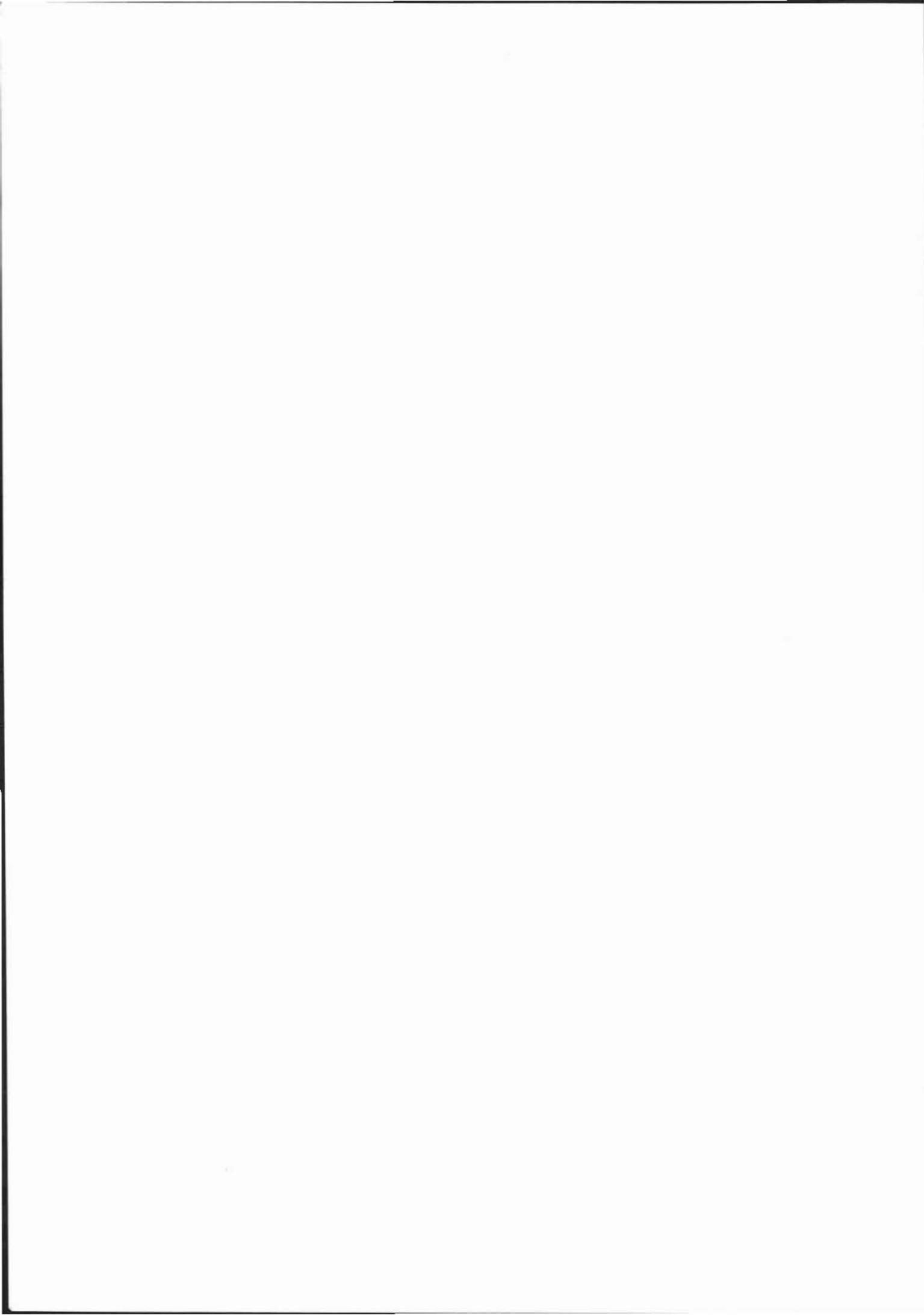
A hydraulic model for the catchment-stream problem. I. Kinematic wave theory. J. of Hydrol., vol. 3 n°3, pp. 254-267.

WOOLHISER D.A., LIGGETT J.A. - 1967

Unsteady, one dimensional flow over a plane. The rising hydrograph. Water Res. Res., vol. 3 n°3, pp. 753-771.

ZAYANI K. - 1987

Infiltration dans les sols avec croûte: étude expérimentale, numérique et quasi-analytique. Thèse d'Etat INPG.



Liste des figures

Figure 1. Carte géologique du Niger occidental	25
Figure 2. Position de FIT selon la saison sur l'Afrique de l'Ouest	27
Figure 3. Principaux paramètres climatiques enregistrés à la station de Niamey	29
Figure 4. Bilan climatique	31
Figure 5. Coupe verticale d'une ligne de grains se propageant d'est en ouest.....	32
Figure 6. Hyétoqramme de la ligne de grains du 13 juin 1993	32
Figure 7. Fluctuations des précipitation annuelles à Niamey entre 1905 et 1990.....	33
Figure 8. Localisation du site expérimental.....	40
Figure 9. Coupe transversale schématique du bassin de Banizoumbou, à la hauteur du site expérimental, en rive gauche.....	42
Figure 10. Coupe schématique de la toposéquence étudiée et position des tubes d'accès pour humidimètre neutronique (J).....	43
Figure 11. Carte de localisation des dispositifs de mesure.....	45
Figure 12. Parcelle de ruissellement	48
Figure 13. Relations génétiques entre les différentes croûtes.....	56
Figure 14. Sol non saturé. Interface eau-air dans un pore de rayon r ($P_c < P_{am}$).....	60
Figure 15. Profil d'humidité réel (pointillés) et sous les hypothèses de Green et Ampt (trait plein).	63
Figure 16. Evolution de l'infiltrabilité du sol dans le temps, dans le cas d'une pluie uniforme.....	64
Figure 17. Types de comportement de l'eau sur un versant. (D'après Dunne, 1978).	65
Figure 18. Vue schématique d'un appareillage TRIMS.	71
Figure 19. Détermination du front d'infiltration à partir de deux profils de teneur en eau successifs.	72
Figure 20. Bilan de masse dans la tranche de sol comprise entre le fond de la zone racinaire et le fond du tube de sonde à neutrons pendant le pas de temps Δt	75
Figure 21. Exemple de calcul de la pluie potentielle de ruissellement (a) sur une averse fictive de 31 mm. Seuil à 15 mm/h. Comparaison avec la CAM (b) pour un seuil fixe de même valeur.....	81
Figure 22. Détermination du seuil d'intensité I_1 et de la pluie d'imbibition P_f	83
Figure 23. Etude de sensibilité de P_r au seuil d'intensité. Evolution de la valeur maximale de l'écart $P_r(I_1) - P_r(I_{1i})$ en fonction des fluctuations de la valeur du seuil autour de la valeur centrale I_1 . Calcul pour $I_1=7$ et $I_1=18$ mm/h.	84
Figure 24. Distribution des averses au cours des saisons 1992 et 1993.....	93
Figure 25. Localisation de la parcelle de sol nu entre deux bandes de végétation et position des tubes de mesure d'humidité.	97
Figure 26. Composition de la surface de la parcelle de sol nu de plateau.	98
Figure 27. Ensemble des profils d'humidité du sol mesurés en 1992 dans le système sol nu-végétation. D'après Galle et Peugeot (1993).....	101
Figure 28. Tube 23 (sol nu de plateau). Enveloppe des mesures et profils du 29 août 1992, 20 janvier et 26 mai 1993. (D'après Peugeot et al., à paraître).	102
Figure 29. Evolution de la teneur en eau sur le tube 15 (bande de végétation). Enveloppe des mesures et profils de ressuyage entre le 16 septembre 1992 et le 26 mai 1993.	104
Figure 30. Tube n°15 (végétation). Rapport de la variation de stock à la pluie, et incertitude sur l'estimation du rapport.	105
Figure 31. Lame ruisselée en fonction de P_r sur la parcelle de sol nu de plateau et droite de régression. Les pointillés délimitent l'intervalle de confiance à 95 % sur les estimations de L_r par la régression linéaire.	107
Figure 32. Répartition du ruissellement de la bande nue sur la bande de végétation.	111

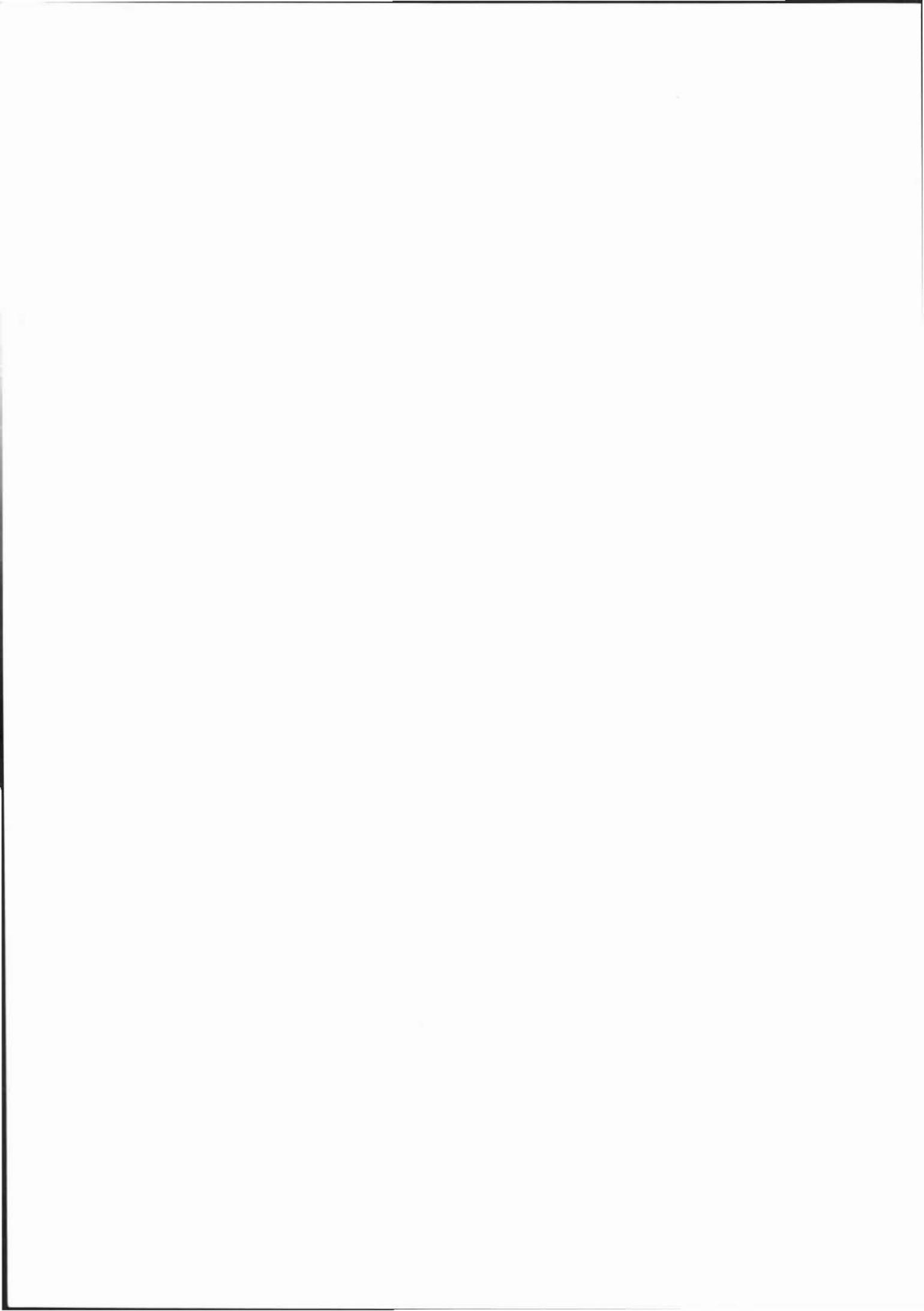
Figure 33. Bilan hydrologique saisonnier sur un système de plateau "sol nu-bande de végétation" (saison 1993).....	115
Figure 34. Composition de la surface de la parcelle de jachère.	118
Figure 35. Profil granulométrique du sol de jachère.....	119
Figure 36. Parcelle de jachère. Enveloppe des profils d'humidité (1992 et 1993) et profils du 29 août 1992, du 20 janvier et du 31 mai 1993.	120
Figure 37. Parcelle de jachère. Evolution du stock dans la tranche 0-340 cm au cours du temps.	121
Figure 38. Relation $L_r(Pr)$ sur la parcelle de jachère. Les pointillés délimitent l'intervalle de confiance à 95 % sur les estimations de L_r par la régression linéaire.....	123
Figure 39. Bilan hydrologique saisonnier sur la parcelle de jachère.....	125
Figure 40. Composition de la surface de la parcelle de mil.	127
Figure 41. Site de mil. Profil granulométrique.	128
Figure 42. Enveloppe des profils d'humidité mesurés sur la parcelle de mil en 1992 et 1993, et quatre profils particuliers.....	129
Figure 43. Effet du sarclage sur l'infiltration. Pluie de 39 mm avant la mesure du 12 septembre 1992 (sol encroûté), et pluie de 41,5 mm avant la mesure du 22 août 1993 (sarclage le 20 août).	130
Figure 44. Parcelle de mil. Evolution du stock dans la tranche 0-340 cm au cours du temps.	130
Figure 45. Relation $L_{r_{cum}}(Pr_{cum})$ sur la parcelle de mil. Année 1993.....	132
Figure 46. Bilan hydrologique saisonnier, parcelle de mil.....	136
Figure 47. Evolution de taux d'argiles + limons fins en fonction de la profondeur.	140
Figure 48. Différence entre les volumes de crue observés aux stations A et B (a), B et C (b) pour quelques événements de 1992 et aux stations D et E (c) pour quelques averses de 1993.	148
Figure 49. Evolution du coefficient d'écoulement pour différents bassins versants sahéliens. (b) : agrandissement pour les superficies inférieures à 10 km ²	150
Figure 50. Evolution du front d'infiltration en fonction du temps les tubes de la jupe.....	153
Figure 51. Rapport de la variation de stock à lame précipitée pour les tubes 1, 4 et 6. Les flèches signalent les valeurs du rapport significativement supérieures à 1.....	155
Figure 52. Moyenne et intervalle à +/- 1 écart-type du stock relatif en eau, calculés sur un ensemble de profils (0-340 cm) observés pour les 9 tubes du transect.	156
Figure 53. Points expérimentaux (θ , $K(\theta)$), relation ajustée et intervalle de confiance à 95% (σ) sur l'estimation $K(\theta)$ par l'ajustement à la profondeur 2 m.	159
Figure 54. Site de l'ourlet. Evolution du front d'infiltration dans le temps, saison 1993.....	171
Figure 55. Ressuyage du sol de septembre 1992 à juin 1993 sur le tube 28. Neufs profils présentés entre l'enveloppe des valeurs minimales et maximales d'humidité.	172
Figure 56. Rapport "variation de stock / hauteur d'averse" et intervalle d'incertitude, pour les tubes 8, 18 et 28.....	173
Figure 57. Points expérimentaux (K , θ) déterminés pour les tubes 7 et 8 : valeur moyenne (trait plein) et intervalle de confiance à 95 % sur l'estimation de la moyenne (trait pointillé).	175
Figure 58. Bilan hydrologique saisonnier, tube 28. Saison 1993.....	179
Figure 59. Bloc-diagramme de la toposéquence étudiée. Synthèse des processus de redistribution étudiés et quantification. Saison 1993.	184
Figure 60. Bloc-diagramme de synthèse de l'ensemble des résultats. Fonctionnement hydrologique d'un versant d'un bassin endoréique. type. Conséquences sur la recharge de l'aquifère.	192
Figure 61. Schématisation de la structure d'un bassin versant réel (a) dans SWATC (b).	204
Figure 62. Sous-systèmes définis dans le modèle. (D'après Morel-Seytoux et Al Hassoun, 1987).	204
Figure 63. Sous-systèmes retenus pour notre étude.	206
Figure 64. Organigramme du modèle SWATC.	210
Figure 65. Etude de sensibilité a priori pour la crue du 3 septembre 1993 sur la parcelle de sol nu de plateau.	213
Figure 66. Comparaison de l'épaisseur d'eau (e) sur le sol au numérateur (N) de la loi d'infiltration.	221

Figure 67. Validation du modèle. Comparaison de la lame ruisselée, du débit de pointe et de l'instant du débit de pointe simulés et observés. Parcelles de sol nu de plateau et de jachère.	224
Figure 68. Validation du modèle. Comparaison de la lame ruisselée, du débit de pointe et de l'instant du débit de pointe simulés et observés. Parcelle de piedmont dégradé.....	225
Figure 69. Validation du modèle. Comparaison de la lame ruisselée simulée et observée sur les deux échantillons de la parcelle de talus.....	225
Figure 70. Evolution du critère de Nash en fonction de la lame ruisselée observée sur les parcelles.	228
Figure 71. Hydrogrammes observés (trait gras) et simulés (trait fin) sur les deux parcelles en calage. De haut en bas, crue du 22 août, 30 juillet, 19 août et 18 septembre 1993.....	229
Figure 72. De haut en bas, parcelle de sol nu de plateau, talus de plateau, piedmont et jachère. Hydrogrammes observés (trait gras) et simulés (trait fin) en validation pour deux fortes crues : 20 juillet et 4 septembre 1994. Mêmes axes que sur la figure précédente.....	230
Figure 73. De haut en bas, parcelle de sol nu de plateau, talus de plateau, piedmont et jachère. Hydrogrammes observés (trait gras) et simulés (trait fin) en validation pour deux faibles crues : 3 et 13 août 1994. Mêmes axes que sur la Figure 71.	231
Figure 74. Bassins versants schématiques.....	240
Figure 75. Etude de sensibilité a priori pour la crue du 22 août 1992 sur le bassin A. Variations relatives de la lame ruisselée (a - c) et du débit de pointe (d - f) en fonction des différents paramètres.....	241
Figure 76. Validation du modèle SWATC H sur les bassins A, B et C. Comparaison de la lame ruisselée, du débit de pointe et de l'instant du débit de pointe observés et calculés.....	247
Figure 77. Calage. Hydrogrammes observés (trait gras) et simulé (trait fin) sur les bassins A, B et C (de haut en bas) pour deux fortes crues de l'échantillon de calage. Axe de droite : débit, axe de gauche : intensité de pluie, abscisses : heure locale (GMT+1).....	249
Figure 78. Calage. Hydrogrammes observés (trait gras) et simulé (trait fin) sur les bassins A, B et C (de haut en bas) pour deux faibles crues de l'échantillon de calage. Mêmes légendes que précédemment.....	250
Figure 79. Validation. Hydrogrammes observés (trait gras) et simulé (trait fin) sur les bassins A, B et C (de haut en bas) pour deux fortes crues de l'échantillon de validation. Mêmes légendes que précédemment.....	251
Figure 80. Validation. Hydrogrammes observés (trait gras) et simulé (trait fin) sur les bassins A, B et C (de haut en bas) pour deux faibles crues de l'échantillon de validation. Mêmes légendes que précédemment.....	252
Figure 81. Crues du 21 août et du 12 septembre 1992 observées (trait gras) et simulées (trait fin) sur le bassin B. Heure locale (GMT+1) en abscisse.....	254
Figure 82. Modèle empirique : Comparaison de la lame ruisselée observée à l'exutoire à la lame ruisselée calculée sur les versants (saisons 1992 et 1993).....	262
Figure 83. Comparaison des termes du bilan hydrologique calculés par les deux modèles sur les trois bassins.....	265
Figure 84. Redistribution de l'eau sur les trois sous-bassins, exprimée en fraction de lame précipitée. Saison 1992. Les flèches horizontales représentent le ruissellement et les flèches verticales l'infiltration.....	268
Figure 85. Contribution de chaque sous-bassin aux processus en jeu sur le bassin C. Saison 1992. Mêmes conventions que sur la Figure 84.....	270

Liste des tableaux

Tableau 1. Pluviomètres et pluviographes installés sur le site	46
Tableau 2. Caractéristiques des trois premières parcelles	49
Tableau 3. Caractéristiques des parcelles suivies en 1994. D'après Esteves (1995).....	49
Tableau 4. Implantation et caractéristiques des tubes pour humidimètre à neutrons	52
Tableau 5. Principaux états de surface identifiés sur la zone d'étude.....	59
Tableau 6. Relevés d'états de surface sur les parcelles.....	69
Tableau 7. Valeurs du seuil et de la pluie limite de ruissellement calculées pour chaque site.....	83
Tableau 8. Bornes supérieures de l'erreur sur la teneur en eau, le stock et la variation de stock.....	87
Tableau 9. Totaux saisonniers au poste SDC2.....	92
Tableau 10. Texture de l'horizon superficiel des sites étudiés	94
Tableau 11. Paramètres hydrodynamiques des principaux sols du site expérimental (croûte et sol sous-jacent). D'après Vandervaere (1995)	95
Tableau 12. Caractéristiques de l'aptitude au ruissellement de la parcelle de sol nu déterminées à partir de l'échantillon de crues observées en 1992 et 1993.....	106
Tableau 13. Régression linéaire $Lr(Pr)$ pour la parcelle de sol nu de plateau.....	108
Tableau 14. Sol nu de plateau. Coefficient d'écoulement calculé sur les volumes de crue observés et reconstitués.....	108
Tableau 15. Bilan hydrologique saisonnier sur le sol nu de plateau.....	110
Tableau 16. Bilan hydrologique au tube n°15 (végétation de brousse tigrée) en saison des pluies	113
Tableau 17. Incertitude sur l'estimation des paramètres du bilan sur le tube n°15.....	114
Tableau 18. Intervalle de variation des composantes du bilan sur le tube n°15	114
Tableau 19. Caractéristiques de l'aptitude au ruissellement de la parcelle de jachère déterminées à partir de l'échantillon de crues observées en 1992 et 1993.....	122
Tableau 20. Régression linéaire $Lr(Pr)$ pour la jachère.....	122
Tableau 21. Jachère. Coefficient d'écoulement calculé sur les volumes de crue observés et reconstitués	123
Tableau 22. Travail du sol sur la parcelle de mil	126
Tableau 23. Caractéristiques de l'aptitude au ruissellement de la parcelle de mil déterminées à partir de l'échantillon de crues observées en 1992 et 1993.....	131
Tableau 24. Régressions linéaires $Lr(Pr)$ pour la parcelle de mil selon le degré d'évolution de la surface du sol.....	133
Tableau 25. Parcelle de mil. Coefficient d'écoulement calculé sur les volumes de crue observés et reconstitués	133
Tableau 26. Répartition des états de surface en pourcentage de la superficie de chaque bassin. (D'après Rajot et Esteves, 1994).....	144
Tableau 27. Ecoulement annuel sur les bassins versants. (D'après Esteves, 1993).....	146
Tableau 28. Valeurs ajustées des paramètres K_0 et b , et écart-type	159
Tableau 29. Estimation des infiltrations profondes sous les tubes du transect.....	160
Tableau 30. Estimation de la profondeur de l'infiltration sous la surface du sol et de l'intervalle d'incertitude dans l'hypothèse d'une teneur en eau de $0,12 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$	161
Tableau 31. Bilan hydrologique saisonnier sur les tubes du champ de mil.....	167
Tableau 32. Sensibilité du bilan à l'incertitude sur l'estimation des composantes	168
Tableau 33. Estimation de la lame infiltrée sous le fond des tubes 7, 18 et 28. Les valeurs entre crochets définissent les bornes de l'intervalle de confiance sur l'estimation de la lame infiltrée	175
Tableau 34. Bilan hydrologique sur les tubes 7, 8, 18 et 28.....	178

Tableau 35. Gamme de variation du terme résiduel du bilan et du stock total sous l'influence des erreurs d'estimation des composantes du bilan.....	179
Tableau 36. Estimation de la lame infiltrée sous le bassin C en 1993.....	187
Tableau 37. Paramètres de l'infiltration dans le système monocouche et paramètres correspondants dans le système bi-couche "croûte/sol sous-jacent".....	209
Tableau 38. Valeurs des paramètres du modèle utilisées pour l'étude de sensibilité.....	212
Tableau 39. Valeurs des paramètres de la loi d'infiltration pour chaque parcelle.....	215
Tableau 40. Utilisation des échantillons de crues pour le calage et la validation.	218
Tableau 41. Simulations sans calage dans un sol monocouche. Lame ruisselée observée, simulée et écart relatif (en italique) correspondant.	218
Tableau 42. Valeurs des paramètres issues du calage.....	220
Tableau 43. Résistance hydraulique des croûtes simulées.....	222
Tableau 44. Estimation de la pression à l'interface sol-croûte.....	222
Tableau 45. Parcelles de ruissellement. Validation du modèle sur les crues de 1994.....	226
Tableau 46. Comparaison de la lame écoulée totale simulée et observée sur les échantillons de crues disponibles.....	231
Tableau 47. Valeurs de Hc et K obtenues par calage dans l'approche mono-couche et bi-couche de l'infiltration.....	234
Tableau 48. Performances du modèle dans l'approche mono-couche et bi-couche de l'infiltration pour la parcelle de sol nu de plateau.	235
Tableau 49. Caractéristiques des éléments des bassins versants simulés dans SWATCH.....	239
Tableau 50. Jeu de paramètres utilisé dans chaque bief pour l'étude de sensibilité.....	240
Tableau 51. Valeurs des paramètres de l'infiltration et du transfert dans les biefs.....	243
Tableau 52. Valeurs des paramètres de calage.....	245
Tableau 53. Bassins. Validation du modèle sur les crues de 1992.	246
Tableau 54. Comparaison de la lame écoulée annuelle observée et simulée.....	253
Tableau 55. Fonctions de production empiriques sur chaque état de surface.....	261
Tableau 56. Termes du bilan hydrologique en fraction de la lame précipitée sur les bassins A, B et C, calculés par le modèle SWATCH et le modèle empirique pour les saisons 1992 et 1993.....	264
Tableau 57. Ecart relatif ϵ entre les différents termes du bilan calculés par les deux modèles.....	266
Tableau 58. Redistribution de l'eau sur chaque sous-bassin exprimée en fraction de la pluie, calculée par le modèle SWATCH.	267
Tableau 59. Contribution des sous-bassins aux processus de redistribution de l'eau sur le bassin C, calculée par le modèle SWATCH pour les deux années.....	270
Tableau 60. Redistribution saisonnière de l'eau sur le bassin C, calculée par le modèle SWATCH.....	271
Tableau 61. Lame infiltrée sous la ravine, calculée par rapport à la surface du fond du lit.....	271



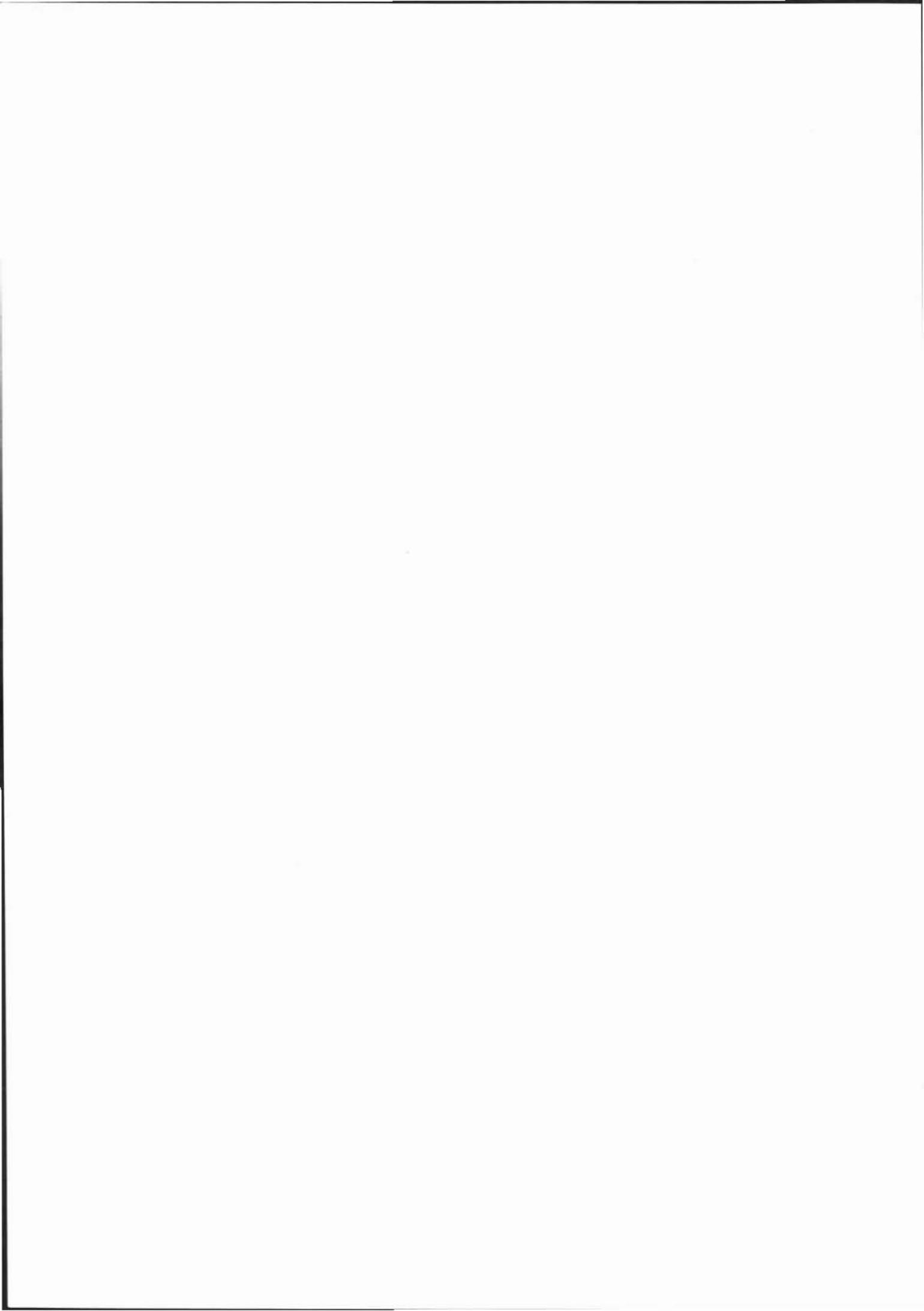
ANNEXES

ANNEXE 1 : CARTES

ANNEXE 2 : CONCEPTION DES PARCELLES DE RUISSELLEMENT

ANNEXE 3 : DONNEES EXPERIMENTALES

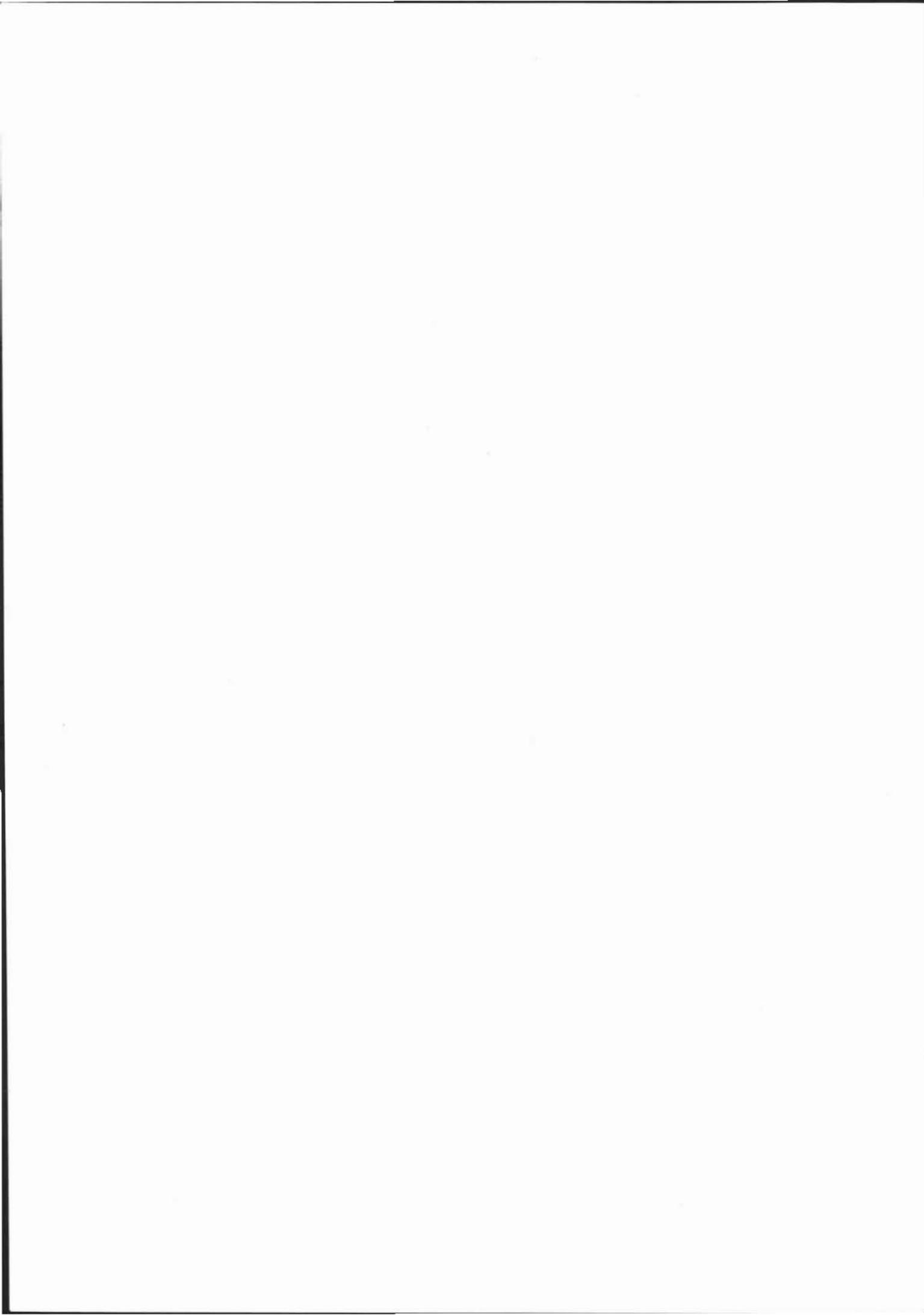
ANNEXE 4 : REPRESENTATION DES PROCESSUS HYDROLOGIQUES DANS SWATC



ANNEXE 1

CARTES

- Figure 1 : Carte des états de surface sur la parcelle de sol nu de plateau,
levée le 20 août 1992 A1.1
- Figure 2 : Carte des états de surface sur la parcelle de jachère,
levée le 21 août 1992 A1.2
- Figure 3 : Cartes des états de surface sur la parcelle de mil,
levées le 21 août 1992 et le 21 décembre 1992 A1.3
- Figure 4 : Carte des états de surface des bassins versants A, B C, D et E. A1.5



Amont



Parcelle de sol nu de plateau

-  Croûte d'érosion cryptogamique
-  Croûte d'érosion non cryptogamique
-  Croûte gravillonnaire
-  Croûte structurale
-  Croûte de ruissellement
-  Croûte de décantation
-  Sédiments
-  Tube d'accès pour humidimètre à neutrons
- 

dimensions : 5 x 26 m

Aval

Figure 1. Carte des états de surface sur la parcelle de sol nu de plateau, levée le 20 août 1992 par J.L. Rajot.

Amont



Parcelle de jachère

-  Croûte d'érosion cryptogamique
-  Croûte d'érosion non cryptogamique
-  Butte sableuse
-  Croûte de ruissellement
-  Tube d'accès pour humidimètre à neutrons
-  *Guiera senegalensis*
-  Branches mortes au sol
-  Micro-marches d'érosion
-  Terrier d'écureuil

dimensions : 5 x 20 m

Aval

Figure 2. Carte des états de surface sur la parcelle de jachère, levée le 21 août 1992 par J.L. Rajot

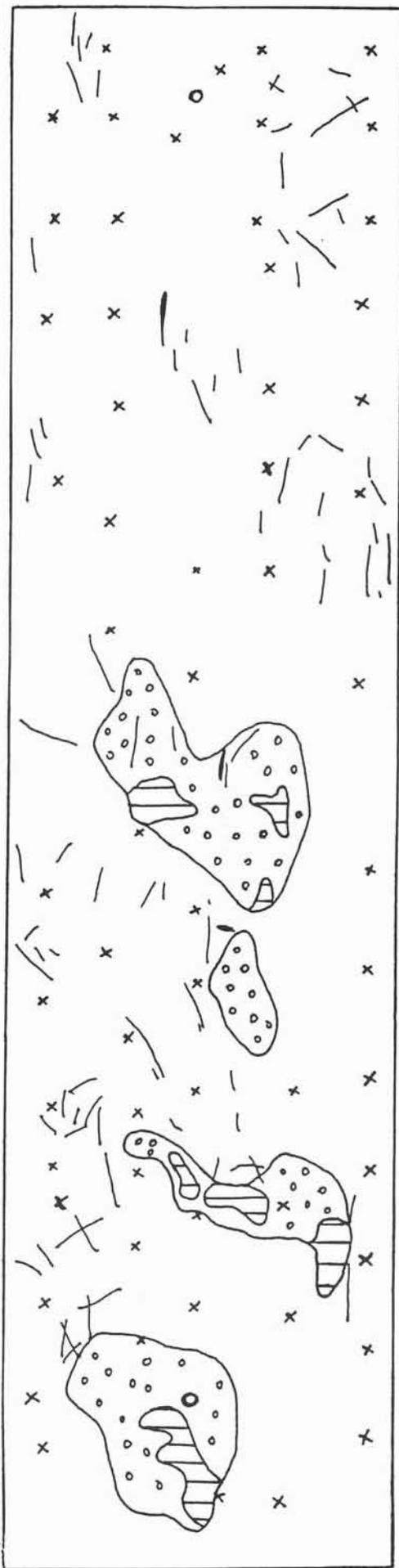
Parcelle de mil

-  Croûte structurale
-  Croûte d'érosion typique
-  Croûte d'érosion peu marquée
(impact des gouttes de pluie visibles)
-  Croûte de ruissellement
-  Tube d'accès pour humidimètre
à neutrons
-  Pied de mil
-  Fanés de mil de l'année
précédente au sol
-  Micro-marches d'érosion

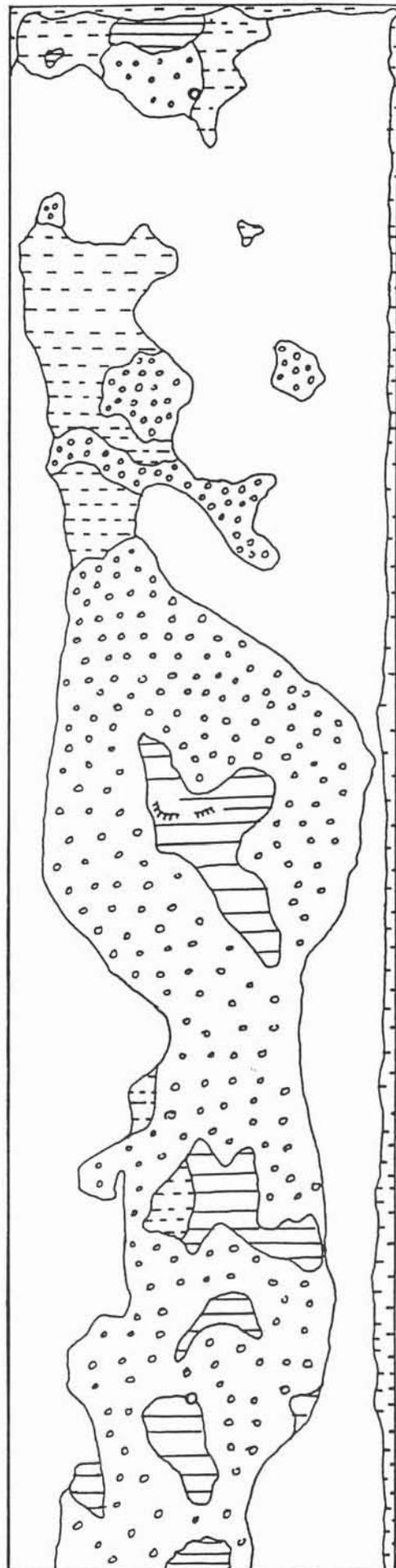
dimensions : 5 x 20 m

(Cartes au verso)

Amont

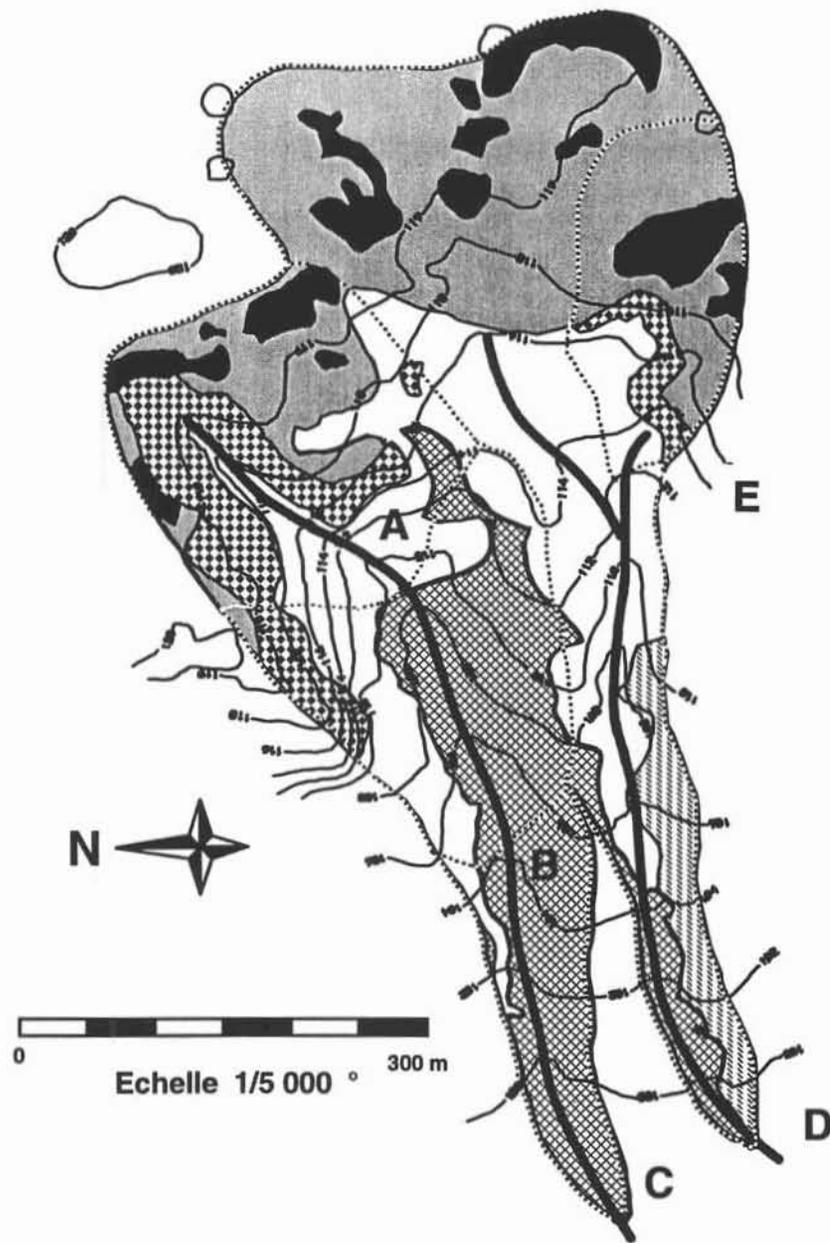


21 août 1992



21 décembre 1992

Figure 3. Cartes des états de surface sur la parcelle de mil (J.L. Rajot).



**Figure 4. Bassins versants des ravines
Carte des états de surface**

(d'après Esteves et Rajot, 1994)

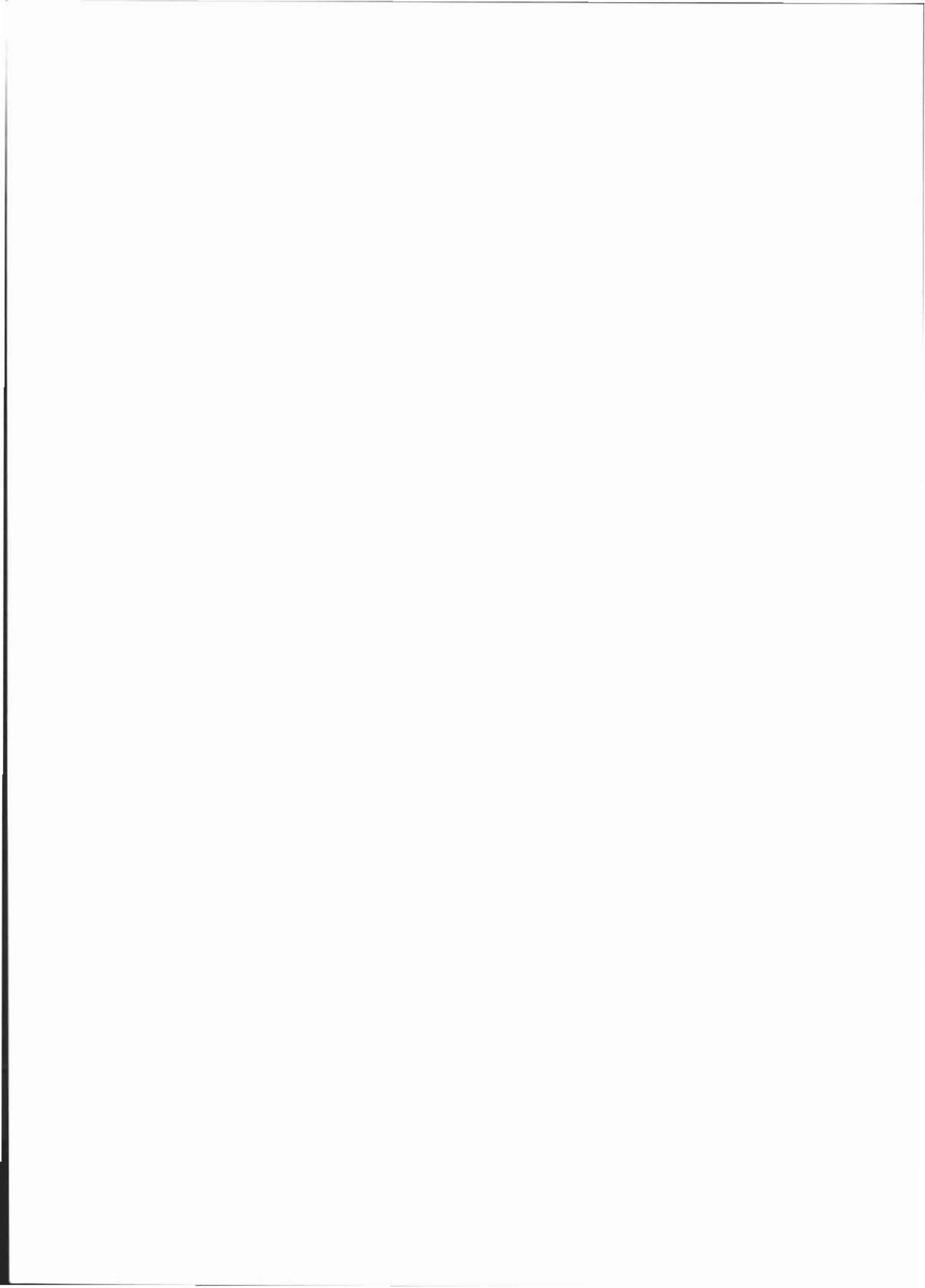
-  Champs de mil
-  Jachère dégradée
-  Piedmont dégradé
-  Talus de plateau
-  Sol nu de plateau
-  Végétation de plateau
-  Limite de bassin
-  Ravine



ANNEXE 2

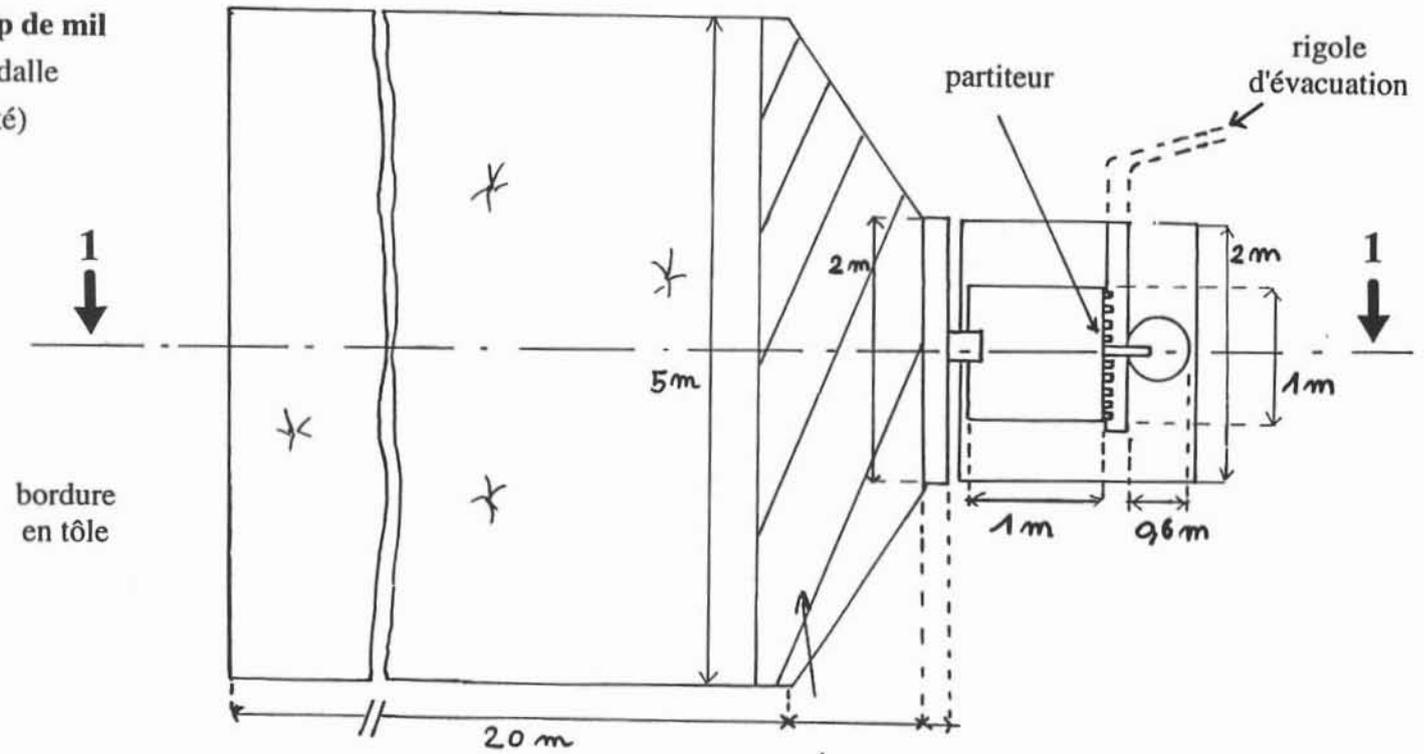
CONCEPTION DES PARCELLES DE RUISSELLEMENT

- Figure 1 : Vue de dessus d'une parcelle, coupe longitudinale et vue de droite A2.1
- Figure 2 : Détail de l'emplacement des capteurs de pression A2.2

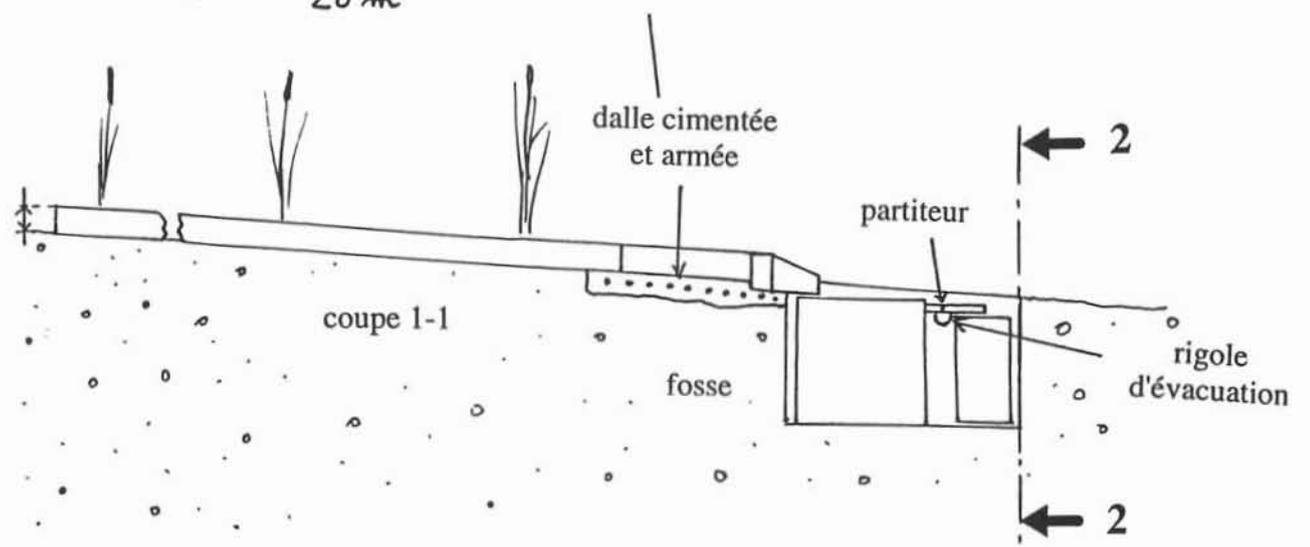
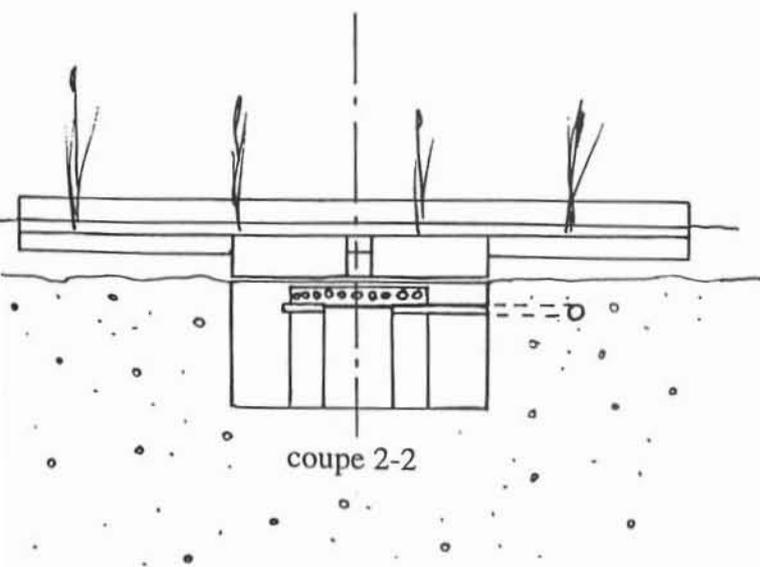


Conception d'une parcelle de ruissellement
Exemple pour la parcelle sur champ de mil
 (Le dispositif de couverture de la dalle et de la fosse n'est pas représenté)

VUE DE DESSUS

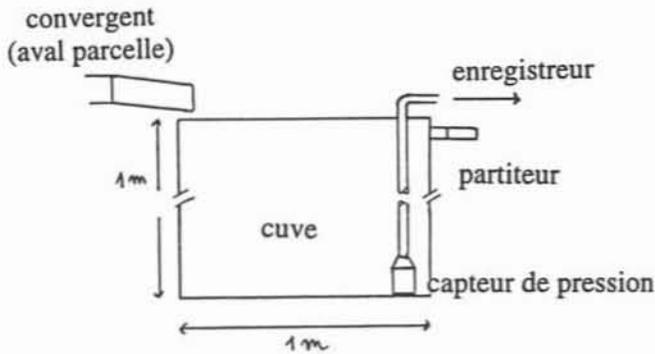


VUE DE DROITE



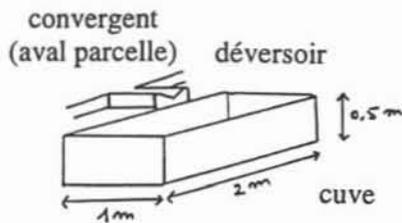
Enregistrement des crues sur parcelles

Dispositif 1 : capteur de pression en fond de cuve (parcelles de jachère et mil).

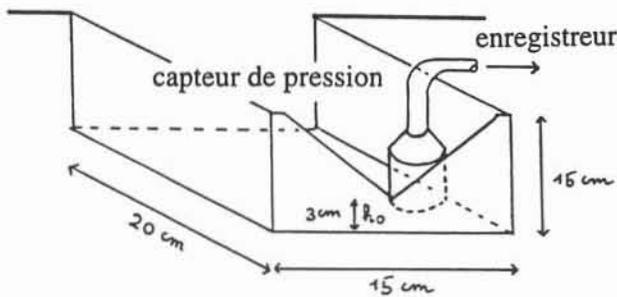


Le capteur mesure la hauteur d'eau h dans la cuve. L'hydrogramme de crue est calculé par dérivation du limnigramme $h(t)$ par rapport au temps, après lissage de $h(t)$ par une moyenne mobile.

Dispositif 2 : capteur de pression sur seuil en aval de la parcelle (sol nu de plateau).



détail déversoir



Le déversoir est un seuil triangulaire en mince paroi caractérisé par une hauteur de pelle h_0 . Pour une hauteur d'eau h (comptée depuis le fond du déversoir), le débit traversant le seuil s'exprime par la relation $Q = \alpha(h - h_0)^{5/2}$. Cette relation permet de connaître directement le débit à partir de la hauteur d'eau enregistrée par le capteur de pression. La valeur du paramètre α , caractéristique du seuil, est étalonnée in-situ.

Procédure d'acquisition des hauteurs d'eau

La centrale d'acquisition (ou enregistreur) interroge le capteur toutes les secondes. Elle est programmée pour n'enregistrer la hauteur d'eau que si elle a varié de ± 3 mm depuis le dernier enregistrement. Une procédure particulière est programmée pour repérer le début et la fin des crues. La hauteur d'eau est par ailleurs enregistrée systématiquement toutes les heures pour quantifier une éventuelle dérive dans le temps du signal des capteurs.

ANNEXE 3

DONNEES EXPERIMENTALES

Légende des tableaux	A3.1
Tableau 1 : caractéristiques des averses enregistrées en 1992	A3.2
Tableau 2 : caractéristiques des averses enregistrées en 1993	A3.3
Tableau 3 : crues observées sur la parcelle de sol nu de plateau	A3.4
Tableau 4 : crues observées sur la parcelle de jachère	A3.5
Tableau 5 : crues observées sur la parcelle de mil	A3.6



LEGENDE DES TABLEAUX

Tableaux 1 et 2

(La localisation des postes pluviométriques est précisée sur la figure 11, chapitre 2, p.45)

Hr début :	heure du début de l'averse, enregistrée sur le pluviographe SDC2
Hr fin :	heure de la fin de l'averse, enregistrée sur le pluviographe SDC2
I5 :	intensité maximale en 5 minutes, enregistrée sur le pluviographe SDC2
SDC2 :	pluviographe installé sur la jupe sableuse
S212 :	pluviographe installé sur le plateau en 1993 seulement
P3 :	pluviomètre installé sur le champ de mil
P4 :	pluviomètre installé au voisinage de la parcelle de jachère
P5 :	pluviomètre installé en aval de la toposéquence (ourlet)
P6 :	pluviomètre installé au voisinage de la parcelle de sol nu de plateau
12,5 :	cumul de deux averses
4,2 :	lame reconstituée à partir du cumul de deux pluies (cf. chapitre 3, § 1.1)
32,0 :	valeur manquante reconstituée (idem)

Tableaux 3, 4 et 5

P :	hauteur de pluie précipitée
Qmax :	débit de pointe
Vr :	volume ruisselé
Lr :	lame ruisselée
Cr :	coefficient de ruissellement ($Cr = \frac{Lr}{P}$)
- :	donnée manquante

Tableau 1. Caractéristiques des averses, saison 1992

Date	Hr début	Hr fin	I5 mm/h	SDC2 mm	p3 mm	p4 mm	p5 mm	p6 mm
24/05/92	18:11:36	18:23:49	13	2,5	-	-	-	-
04/06/92	21:31:33	22:53:25	24	6,0	5,9	5,5	6,8	8,1
05/06/92	00:34:18	01:01:56	10	3,0	2,4	2,3	2,8	3,4
06/06/92	19:37:57	19:55:35	39	7,5	7,2	7,8	6,6	7,2
13/06/92	00:51:11	00:57:05	17	2,5	2,6	3,8	4,2	4,8
25/06/92	09:44:00	09:56:53	24	4,0	3,6	4,3	4,7	4,3
30/06/92	05:41:29	07:52:37	95	41,5	32,1	37,0	30,1	42,5
07/07/92	15:23:46	15:36:21	33	5,0	3,3	4,8	3,7	5,3
09/07/92	-	-	-	0,4	0,5	0,5	0,3	0,5
11/07/92	11:47:27	12:17:53	27	7,5	7,3	7,8	8,1	6,8
13/07/92	14:18:09	15:46:44	18	7,5	6,3	6,3	4,2	6,9
18/07/92	01:13:39	04:30:26	31	12,5	12,8	12,3	14,0	11,2
22/07/92	15:52:01	18:14:56	91	28,0	25,5	26,5	23,3	23,6
26/07/92	-	-	-	0,4	0,8	0,8	0,8	0,7
27/07/92	16:41:25	17:15:11	73	8,0	8,3	7,3	10,6	4,3
31/07/92	13:57:22	15:02:42	47	27,5	29,0	29,9	27,6	40,8
31/07/92	17:02:30	19:05:23	6	3,5	1,6	1,6	1,5	2,2
08/08/92	15:28:42	19:59:47	48	14,5	11,8	13,0	12,4	16,7
10/08/92	08:14:41	11:02:15	6	7,0	7,1	7,1	6,6	7,5
11/08/92	22:14:41	23:51:33	24	5,0	4,6	4,8	4,3	5,5
16/08/92	00:04:51	02:24:38	26	15,0	14,6	13,1	14,9	20,0
18/08/92	08:35:50	09:04:02	0	1,0	1,0	0,5	1,0	1,1
21/08/92	22:27:39	03:29:25	71	52,0	48,9	49,2	45,0	48,0
22/08/92	23:29:56	23:45:52	54	6,5	7,9	6,9	7,8	6,8
24/08/92	20:55:18	21:27:11	60	7,5	7,8	7,3	7,2	5,3
25/08/92	16:39:11	17:55:16	22	7,5	7,6	6,9	7,3	7,4
25/08/92	19:17:26	23:06:57	18	12,5	12,7	11,5	12,2	12,3
27/08/92	10:40:12	12:22:34	24	5,5	5,7	4,8	4,7	5,0
28/08/92	07:38:14	07:41:45	6	1,5	1,5	1,4	1,6	1,3
28/08/92	12:48:38	13:22:55	41	11,5	11,3	10,4	12,5	10,0
29/08/92	02:42:30	04:25:41	43	140,0	12,2	14,7	14,3	16,1
30/08/92	03:01:50	08:08:49	32	17,5	17,0	17,1	16,0	17,5
30/08/92	18:18:17	19:04:38	100	14,5	15,2	13,8	15,3	14,6
06/09/92	23:23:35	02:49:04	72	26,0	26,2	23,6	25,2	21,9
07/09/92	03:51:36	04:01:36	24	3,5	3,8	3,4	3,4	3,2
11/09/92	23:57:00	01:51:46	119	39,0	38,7	38,9	38,5	31,3
14/09/92	21:04:52	02:06:42	11	20,0	18,8	19,0	19,6	20,6
15/09/92	18:23:56	18:26:58	12	2,0	2,8	2,5	2,5	1,0

total

450,8

Tableau 2. Caractéristiques des averses, saison 1993

Date	Hr début	Hr fin	I5 mm/h	SDC2 mm	S212 mm	p3 mm	p4 mm	p5 mm	p6 mm
30/05/93	16:25:32	16:55:47	88	18,5	16,5	14,6	15,1	13,6	13,7
01/06/93	23:49:46	00:47:38	80	35,5	30,0	32,2	30,2	32,0	26,0
03/06/93	06:43:09	09:06:36	6	3,5	2,5	3,1	2,7	2,9	2,7
06/06/93	05:01:50	06:54:18	13	4,0	4,0	3,6	3,2	5,0	4,1
13/06/93	21:31:36	02:21:46	69	46,0	40,0	39,3	43,1	39,9	37,7
16/06/93	22:01:23	22:31:09	120	16,0	16,0	10,1	13,6	13,5	13,8
30/06/93	-	-	-	0,3	-	0,5	0,4	0,3	0,4
06/07/93	08:43:14	09:17:25	24	7,5	11,0	7,6	8,0	7,1	10,1
07/07/93	21:52:05	-	54	13,5	12,5	13,7	14,5	12,9	12,7
10/07/93	-	-	-	2,0	-	2,3	2,3	2,3	2,3
14/07/93	00:27:23	01:06:44	74	13,5	11,0	11,8	10,7	10,5	10,1
16/07/93	17:18:04	17:40:55	30	4,5	6,5	4,2	4,2	3,7	6,0
16/07/93	20:50:55	22:12:25	4	2,0	3,0	1,4	1,4	1,4	2,0
19/07/93	01:34:15	04:33:10	66	29,0	34,5	27,0	27,3	21,9	31,7
21/07/93	21:55:06	23:42:23	2	3,0	4,0	3,0	2,7	2,5	3,4
23/07/93	-	-	-	0,4	-	0,2	0,4	0,1	0,5
29/07/93	23:38:47	23:53:57	53	9,5	9,5	9,2	8,5	8,9	8,4
30/07/93	07:08:53	09:29:27	112	28,5	25,5	27,5	25,7	26,8	25,3
31/07/93	16:00:38	17:55:30	48	7,0	8,5	7,1	7,1	6,5	8,2
05/08/93	06:20:01	09:50:06	18	14,5	13,5	13,5	15,2	15,6	12,4
08/08/93	03:32:10	06:40:29	51	19,0	26,0	17,8	20,0	20,2	22,5
09/08/93	-	-	-	0,3	-	0,3	0,3	0,2	0,4
13/08/93	15:49:18	21:18:35	78	42,5	37,0	37,1	40,1	41,1	35,0
17/08/93	22:09:26	23:20:02	44	16,5	17,0	16,9	17,1	17,6	15,8
19/08/93	11:50:41	12:12:20	50	7,0	10,5	8,0	6,5	8,3	9,9
22/08/93	04:01:58	07:39:44	114	41,0	42,0	40,5	40,7	40,7	40,3
27/08/93	04:49:37	06:14:24	17	6,5	8,0	5,6	6,2	6,4	6,5
30/08/93	01:55:34	02:07:37	30	3,5	3,5	6,5	6,2	5,6	6,6
30/08/93	20:37:59	21:42:14	6	2,0	0,0	1,7	1,5	1,3	1,7
01/09/93	07:42:51	08:12:59	0	1,0	1,0	0,8	1,0	1,0	1,0
03/09/93	04:24:54	06:12:28	90	33,0	36,5	30,5	31,0	30,2	39,2
07/09/93	-	-	-	0,4	-	0,5	0,6	0,4	0,6
13/09/93	08:45:01	11:15:13	122	44,5	55,5	43,5	40,2	39,1	56,2
18/09/93	02:02:27	05:20:47	39	12,5	12,0	11,4	12,2	12,7	11,7
26/09/93	21:49:54	21:59:17	18	3,0	4,5	2,7	3,7	2,4	4,6

total

491,4

Tableau 3 : Parcelle de sol nu de plateau (130 m²). Crues observées et reconstituées.
(pluies > 1 mm)

SAISON 1992

SAISON 1993

Date	P (P6) (mm)	Vr (l)	Lr (mm)	Cr (%)
24/05/92	2.5	<u>0.0</u>	<u>0.0</u>	<u>0.0%</u>
04/06/92	8.1	-	<u>3.0</u>	<u>36.8%</u>
05/06/92	3.4	<u>0.0</u>	<u>0.0</u>	<u>0.0%</u>
06/06/92	7.2	-	<u>3.8</u>	<u>53.3%</u>
13/06/92	4.8	-	<u>2.0</u>	<u>41.7%</u>
25/06/92	4.3	-	<u>1.6</u>	<u>37.4%</u>
30/06/92	42.5	-	<u>27.1</u>	<u>63.7%</u>
07/07/92	5.3	-	<u>2.3</u>	<u>44.2%</u>
11/07/92	6.8	265	2.0	30.0%
13/07/92	6.9	103	0.8	11.5%
18/07/92	11.2	333	2.6	22.9%
22/07/92	23.6	789	6.1	25.7%
27/07/92	4.3	117	0.9	21.0%
31/07/92	40.8	-	<u>29.7</u>	<u>72.8%</u>
31/07/92	2.2	<u>0.0</u>	<u>0.0</u>	<u>0.0%</u>
08/08/92	16.7	1057	8.1	48.7%
10/08/92	7.5	119	0.9	12.2%
11/08/92	5.5	-	<u>1.3</u>	<u>22.9%</u>
16/08/92	20.0	1674	12.9	64.4%
18/08/92	1.1	0	0.0	0.0%
21/08/92	48.0	-	<u>27.3</u>	<u>56.9%</u>
22/08/92	6.8	575	4.4	65.1%
24/08/92	5.3	245	1.9	35.6%
25/08/92	7.4	-	<u>2.9</u>	<u>38.6%</u>
25/08/92	12.3	-	<u>2.5</u>	<u>20.1%</u>
27/08/92	5.0	0	0.0	0.0%
28/08/92	1.3	<u>0.0</u>	<u>0.0</u>	<u>0.0%</u>
28/08/92	10.0	-	<u>5.7</u>	<u>56.7%</u>
29/08/92	16.1	-	<u>7.2</u>	<u>44.5%</u>
30/08/92	17.5	1723	13.3	75.7%
30/08/92	14.6	-	<u>9.2</u>	<u>62.7%</u>
06/09/92	21.9	-	<u>11.6</u>	<u>53.0%</u>
07/09/92	3.2	0	0.0	0.0%
12/09/92	31.3	-	<u>20.6</u>	<u>65.7%</u>
14/09/92	20.6	1220	9.4	45.6%
15/09/92	1.0	0	0.0	0.0%
total	447.0		220.8	Ke=0.50

Date	P (P6) (mm)	Qmax (l/s)	Vr (l)	Lr (mm)	Cr (%)
30/05/93	13.7	-	-	<u>11.0</u>	<u>80.4%</u>
01/06/93	26.0	-	-	<u>21.0</u>	<u>80.8%</u>
03/06/93	2.7	<u>0.0</u>	<u>0.0</u>	<u>0.0</u>	<u>0.0%</u>
06/06/93	4.1	-	-	<u>0.2</u>	<u>5.6%</u>
13/06/93	37.7	-	-	<u>22.2</u>	<u>58.8%</u>
16/06/93	13.8	-	-	<u>9.9</u>	<u>71.4%</u>
06/07/93	10.1	0.6	537	4.1	40.9%
07/07/93	12.7	0.6	441	3.4	26.7%
10/07/93	2.3	0.0	0	0.0	0.0%
14/07/93	10.1	2.5	876	6.7	66.7%
16/07/93	6.0	0.8	401	3.1	51.4%
16/07/93	2.0	<u>0.0</u>	<u>0.0</u>	<u>0.0</u>	<u>0.0%</u>
19/07/93	31.7	2.7	-	<u>21.8</u>	<u>68.7%</u>
21/07/93	3.4	0.0	0	0.0	0.0%
29/07/93	8.4	1.9	770	5.9	70.5%
30/07/93	25.3	3.1	2184	16.8	66.4%
31/07/93	8.2	1.5	541	2.8	34.5%
05/08/93	12.4	0.1	387	3.0	24.0%
08/08/93	22.5	0.9	-	<u>14.5</u>	<u>64.3%</u>
13/08/93	35.0	3.2	2879	22.1	63.3%
17/08/93	15.8	0.8	964	7.4	47.0%
19/08/93	9.9	1.1	609	4.7	47.3%
22/08/93	40.3	4.5	3497	26.9	66.7%
27/08/93	6.5	0.1	203	1.6	24.0%
30/08/93	6.6		241	1.9	28.1%
30/08/93	1.7	0.0	0	0.0	0.0%
01/09/93	1.0	0.0	0	0.0	0.0%
03/09/93	39.2	3.1	2955	22.7	58.0%
13/09/93	56.2	3.3	-	<u>38.7</u>	<u>68.9%</u>
18/09/93	11.7	0.6	412	3.2	27.1%
26/09/93	4.6	0.2	66	0.5	11.0%
total	481.6			276.1	Ke=0.58

13.3 quantité observée
9.2 quantité reconstituée

**Tableau 4 : Parcelle de jachère (100 m²). Crues observées et reconstituées.
(pluies > 1 mm)**

SAISON 1992

SAISON 1993

Date	P (P4) (mm)	Vr (l)	Lr (mm)	Cr (%)
24/05/92	-	-	<u>0.0</u>	-
04/06/92	5.5	-	<u>0.3</u>	<u>5.5%</u>
05/06/92	2.3	-	<u>0.0</u>	<u>0.0%</u>
06/06/92	7.8	-	<u>2.4</u>	<u>30.8%</u>
13/06/92	3.8	-	<u>1.1</u>	<u>28.9%</u>
25/06/92	4.3	-	<u>1.1</u>	<u>25.6%</u>
30/06/92	37.0	1039.5	10.3	28.0%
07/07/92	4.8	0.0	0.0	0.0%
11/07/92	7.8	68.0	0.7	8.7%
13/07/92	6.3	1.0	0.0	0.2%
18/07/92	12.3	65.0	0.6	5.3%
22/07/92	26.5	594.0	5.9	22.3%
27/07/92	7.3	166.0	1.7	22.6%
31/07/92	29.9	773.0	7.7	25.7%
31/07/92	1.6	<u>0</u>	<u>0</u>	<u>0.0%</u>
08/08/92	13.0	120.0	1.2	9.2%
10/08/92	7.1	0.0	0.0	0.0%
11/08/92	4.8	0.0	0.0	0.0%
16/08/92	13.1	58.0	0.6	4.4%
21/08/92	49.2	828.0	8.2	16.7%
22/08/92	6.9	198.0	2.0	28.6%
24/08/92	7.3	113.0	1.1	15.4%
25/08/92	6.9	70.0	0.7	10.1%
25/08/92	11.5	70.0	0.7	6.1%
27/08/92	4.8	<u>0</u>	<u>0</u>	<u>0.0%</u>
28/08/92	1.4	<u>0</u>	<u>0</u>	<u>0.0%</u>
28/08/92	10.4	-	<u>2.5</u>	<u>24.0%</u>
29/08/92	14.7	1004.6	10.0	68.0%
30/08/92	17.1	559.0	5.6	32.5%
30/08/92	13.8	912.8	9.1	65.8%
06/09/92	23.6	480.0	4.8	20.2%
07/09/92	3.4	0.0	0.0	0.0%
11/09/92	38.9	1158.5	11.5	29.6%
14/09/92	19.0	4.0	0.0	0.2%
15/09/92	2.5	4.0	0.0	1.6%
total	426.6		89.9	Ke=0.21

Date	P (P4) (mm)	Qmax (l/s)	Vr (l)	Lr (mm)	Cr (%)
30/05/93	15.1	-	105.0	1.1	7.0%
01/06/93	30.2	-	1037.2	10.4	34.3%
03/06/93	2.7	-	0.0	0.0	0.0%
06/06/93	3.2	-	0.0	0.0	0.0%
13/06/93	43.1	-	1109.4	11.1	25.7%
16/06/93	13.6	-	560.0	5.6	41.2%
06/07/93	8.0	0.54	90.0	0.9	11.3%
07/07/93	14.5	0.84	331.0	3.3	22.8%
10/07/93	2.3	0.00	0.0	0.0	0.0%
14/07/93	10.7	1.47	403.0	4.0	37.7%
16/07/93	<u>5.6</u>	0.00	0.0	0.0	0.0%
19/07/93	27.3	1.34	956.8	9.6	35.0%
21/07/93	2.7	0.00	0.0	0.0	0.0%
29/07/93	8.5	0.75	200.0	2.0	23.5%
30/07/93	25.7	2.06	857.0	8.6	33.3%
31/07/93	7.1	0.00	215.0	2.2	30.3%
05/08/93	15.2	-	8.0	0.1	0.7%
08/08/93	20.0	0.85	527.0	5.3	26.4%
13/08/93	40.1	1.49	981.7	9.8	24.5%
17/08/93	17.1	0.59	401.0	4.0	23.5%
19/08/93	6.5	1.01	211.0	2.1	32.5%
22/08/93	40.7	2.57	1370.3	13.7	33.7%
27/08/93	6.2	0.00	0.0	0.0	0.0%
30/08/93	6.2	0.21	56.0	0.6	9.0%
30/08/93	1.5	0.00	0.0	0.0	0.0%
01/09/93	1.0	0.00	0.0	0.0	0.0%
03/09/93	31.0	1.15	930.3	9.3	30.0%
13/09/93	40.2	-	1206.0	12.1	30.0%
18/09/93	12.2	0.11	17.0	0.2	1.4%
26/09/93	3.7	0.00	0.0	0.0	0.0%
total	461.9			115.7	Ke=0.25

13.3 quantité observée
9.2 quantité reconstituée

Tableau 5 : Parcelle de mil (100 m²). Crues observées et reconstituées.
(pluies > 1 mm)

SAISON 1992

SAISON 1993

Date	P (P3) (mm)	Vr (l)	Lr (mm)	Cr (%)
24/05/92	-	0	0.0	-
04/06/92	5.9	0	0.0	0.0%
05/06/92	2.4	0	0.0	0.0%
06/06/92	7.2	-	-	<u>0.0%</u>
13/06/92	2.6	0	0.0	0.0%
25/06/92	3.6	0	0.0	0.0%
30/06/92	32.1	431	4.3	13.4%
07/07/92	3.3	0	0.0	0.0%
11/07/92	7.3	8	0.1	1.1%
13/07/92	6.3	0	0.0	0.0%
18/07/92	12.8	10	0.1	0.7%
22/07/92	25.5	271	2.7	10.6%
27/07/92	8.3	181	1.8	21.8%
31/07/92	30.6	116	1.2	3.8%
08/08/93	11.8	38	0.4	3.4%
10/08/92	7.1	0	0.0	0.0%
11/08/92	4.6	0	0.0	0.0%
16/08/92	14.6	26	0.3	1.8%
18/08/92	1.0	0	0.0	0.0%
21/08/92	48.9	176	1.8	3.6%
22/08/92	7.9	96	1.0	12.1%
24/08/92	7.3	106	1.1	14.5%
25/08/92	20.3	39	0.4	1.9%
27/08/92	5.7	0	0.0	0.0%
28/08/92	1.5	0	0.0	0.0%
28/08/92	11.3	-	<u>2.0</u>	<u>17.7%</u>
29/08/92	12.2	641	6.4	52.5%
30/08/92	17.0	384	3.8	22.6%
30/08/92	15.2	840	8.4	55.3%
06/09/92	26.2	-	<u>4.1</u>	<u>15.6%</u>
07/09/92	3.8	0	0.0	0.0%
11/09/92	38.7	-	<u>8.3</u>	<u>21.4%</u>
14/09/92	18.8	12	0.1	0.6%
15/09/92	2.8	0	0.0	0.0%

total 424.6 48.1 Ke=0.11
(sauf 24/5/92)

Date	P (P3) (mm)	Qmax (l/s)	Vr (l)	Lr (mm)	Cr (%)
30/05/93	14.6	-	66	0.7	4.5%
01/06/93	32.2	-	561	5.6	17.4%
03/06/93	3.1	-	0	0.0	0.0%
06/06/93	3.6	-	0	0.0	0.0%
13/06/93	39.3	-	914	9.1	23.3%
16/06/93	10.1	-	414	4.1	41.0%
06/07/93	7.6	-	20	0.2	2.6%
07/07/93	13.7	-	108	1.1	7.9%
14/07/93	11.8	0.10	47	0.5	4.0%
16/07/93	5.6	0.00	0	0.0	0.0%
19/07/93	27.0	0.32	273	2.7	10.1%
21/07/93	3.0	0.00	0	0.0	0.0%
29/07/93	9.2	0.27	85	0.9	9.2%
30/07/93	27.5	1.84	805	8.1	29.3%
31/07/93	7.1	0.00	26	0.3	3.6%
05/08/93	13.5	0.00	6	0.1	0.4%
08/08/93	17.8	0.59	206	2.1	11.6%
13/08/93	37.1	0.89	677	6.8	18.2%
17/08/93	16.9	0.28	156	1.6	9.2%
19/08/93	8.0	1.66	225	2.2	28.1%
22/08/93	40.5	0.43	176	1.8	4.3%
27/08/93	5.6	0.00	0	0.0	0.0%
30/08/93	6.5	0.00	0	0.0	0.0%
30/08/93	1.7	0.00	0	0.0	0.0%
03/09/93	30.5	0.68	146	1.5	4.8%
13/09/93	43.5	1.80	949	9.5	21.8%
18/09/93	11.4	0.00	0	0.0	0.0%
26/09/93	2.7	0.00	0	0.0	0.0%

total 451.1 58.6 Ke=0.13

13.3 quantité observée
9.2 quantité reconstituée

20.3 quantité résultant du cumul
sur deux averses

ANNEXE 4

Représentation des processus hydrologiques dans SWATC

Table des matières - Annexe 4

1. Processus hydrologiques de versants.....	3
1.1. Fonction de production.	3
1.1.1. Définitions préliminaires.....	3
1.1.2. Loi de Green et Ampt modifiée pour un écoulement bi-phasique.....	4
1.1.3. De la théorie à la pratique.....	7
1.2. Fonction de transfert.....	8
1.2.1. Onde cinématique mono-dimensionnelle.....	8
1.2.2. Condition initiale et conditions aux limites utilisées dans SWATC.H.....	10
2. Processus hydrologiques en chenal.....	13
2.1. Alimentation des biefs depuis les versants.....	13
2.2. Fonction de transfert.....	13
3. Modifications apportées au modèle.....	15
3.1. Paramètres effectifs d'un système "croûte-sol sous-jacent".....	15
3.1.1. Aspects théoriques.....	15
3.1.2. Mise en oeuvre dans SWATC.H.....	18
3.2. Infiltration sous le chenal.....	22
3.2.1. Fonction de production.....	22
3.2.2. Fonction de transfert.....	24

Dans cette annexe, nous présentons les relations fondamentales qui permettent de conceptualiser les processus dans SWATC. Aux paragraphes 1 et 2, nous exposons les principes de trois des modules qui sont utilisées dans la version initiale du modèle (non modifiée) : fonction de production et de transfert sur les versant, et fonction de transfert en chenal. Au paragraphe 3, nous présenterons les modifications de ces modules pour adapter le modèle à notre contexte. Elles concernent la fonction de production sur les versants (approche bi-couche) et la fonction d'infiltration dans la ravine.

1. Processus hydrologiques de versants

1.1. Fonction de production.

Bien qu'habituellement négligé, l'air joue un rôle important dans les transferts d'eau en milieu poreux, en particulier dans les sols. Dans un article de synthèse, Morel-Seytoux (1973) présente un ensemble de résultats expérimentaux qui l'attestent.

Dans une approche bi-phasique, le sol est le siège de l'écoulement simultané de deux fluides non miscibles, l'eau et l'air. La formalisation mathématique de l'écoulement dans ce contexte est présentée par exemple dans Touma (1984) ou Vauclin (1989).

1.1.1. Définitions préliminaires

Soient :

* μ_w et μ_a : la viscosité dynamique de l'eau et de l'air [Poise] = $[ML^{-1}T^{-1}]$

* k : la perméabilité intrinsèque du milieu $[LT^{-1}]$

* kr_w et kr_a la perméabilité relative de l'eau et de l'air [], fonctions de la teneur en eau du sol θ ,

* $\lambda_i = \frac{k \cdot kr_i}{\mu_i}$: la mobilité de la phase i $[L^2M^{-1}]$

On définit la fonction f_w par la relation : $f_w = \frac{\lambda_w}{\lambda_a + \lambda_w} = \frac{1}{1 + \frac{\mu_w}{\mu_a} \frac{kr_a}{kr_w}}$

C'est une fonction de la teneur en eau du sol, par l'entremise des perméabilités relatives kr_a et kr_w . Si θ_i est la teneur en eau initiale du sol, c'est à dire avant le début d'une averse, on définit : $f_i = f_w(\theta_i)$.

On rappelle par ailleurs (cf. chapitre 2, § 3.1.2.4, p. 64) que le temps de submersion correspond à l'instant auquel le sol devient saturé en surface.

Enfin, dans les paragraphes qui suivent, les pressions capillaires (inférieures à la pression atmosphérique) sont des grandeurs négatives.

1.1.2. Loi de Green et Ampt modifiée pour un écoulement bi-phasique

Morel-Seytoux (1975, 1976) à partir des hypothèses classiques à propos du sol (isotrope, indéformable, etc..) et de celles formulées par Green et Ampt (**G&A**) (profil initial uniforme et écoulement purement convectif ou écoulement piston, voir chap. 2, § 3.1.2.3, p. 62), a développé une loi d'infiltration de type G&A, modifiée pour prendre en compte les effets d'air dans l'écoulement. **L'eau est considérée comme un fluide incompressible et l'air comme un gaz incompressible mais visqueux.**

La relation obtenue s'écrit :

$$i = \frac{K}{\beta} \cdot \frac{H_c(\theta_i) + \frac{(1-f_i) \cdot I}{\theta_s - \theta_i}}{\frac{(1-f_i) \cdot I}{\theta_s - \theta_i} - \left(1 - \frac{1}{\beta}\right) \cdot \frac{(1-f_i) \cdot I_p}{\theta_s - \theta_i}} \quad (\text{Eq. A1})$$

dans laquelle :

- I est la lame infiltrée cumulée à un instant t, I_p est lame infiltrée cumulée au moment de la submersion du sol.
- $i = \frac{dI}{dt}$ est l'intensité d'infiltration,
- $H_c(\theta_i)$ la poussée capillaire effective,
- K est la conductivité hydraulique à saturation du sol
- β est un facteur de correction de la résistance visqueuse (adimensionnel), fonction de θ_s , θ_i , des mobilités λ et des viscosités dynamiques μ des fluides

La poussée capillaire effective H_c a été exprimée par des relations variées depuis la publication de la loi de Green et Ampt (1911), moyennant des hypothèses simplificatrices. Une revue bibliographique est proposée par Neuman (1976). Dans la formulation bi-phasique de la loi de Green et Ampt, Morel-Seytoux et Kanji (1974) montrent que H_c s'exprime de manière bien définie et exacte par une relation dérivable :

$$H_c(h_i) = \int_{h_i}^0 f_w dh \quad (\text{Eq. A2})$$

dans laquelle h_i est la pression capillaire initiale, c'est à dire la pression de l'eau du sol en dessous du front d'infiltration. A chaque pression capillaire h correspond une teneur en eau volumique du sol θ ; on confondra dans la suite les grandeurs $H_c(h_i)$ et $H_c(\theta_i)$. Outre la connaissance de la fonction f_w (voir ci-dessous), la relation (A2) nécessite la connaissance de h_i . Or, dans la plupart des cas, c'est la teneur en eau correspondante θ_i qui est connue.

La poussée capillaire effective H_c prend sa valeur maximale $H_{c_{\max}}$ pour les valeurs très grandes (en valeur absolue) de la pression capillaire h_i , c'est à dire pour des teneurs en eau proches de la teneur en eau résiduelle du sol θ_r . On a donc $H_{c_{\max}} = H_c(\theta_r)$. Morel-Seytoux (1978) montre que pour une teneur en eau initiale quelconque θ_i , la poussée capillaire correspondante peut être calculée par la relation :

$$H_c(\theta_i) = [1 - (\theta_i^*)^6] \cdot H_{c_{\max}} \quad (\text{Eq. A3})$$

dans laquelle θ_i^* est la teneur en eau relative définie par

$$\theta_i^* = \frac{\theta_i - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (\text{Eq. A4})$$

La fonction $f_w(\theta)$, tout comme le paramètre β , dépend en particulier de la perméabilité relative de l'eau et de l'air kr_w et kr_a . Si la perméabilité relative de l'eau est généralement connue ou mesurée, c'est plus rarement le cas pour celle de l'air.

Cependant, l'allure de la relation $f_w(\theta)$ (Morel-Seytoux, 1975, 1976) montre que les valeurs de f_w sont proches de 0 sauf pour les teneurs en eau voisines de la saturation. Par conséquent, on a dans la plupart des cas $f_w(\theta_i) = f_i = 0$.

L'équation A1 s'écrit dans ces conditions :

$$i = \frac{K}{\beta} \cdot \frac{H_c(\theta_i) + \frac{I}{\theta_s - \theta_i}}{\frac{I}{\theta_s - \theta_i} - (1 - \frac{1}{\beta}) \cdot \frac{I_p}{\theta_s - \theta_i}} \quad (\text{Eq. A5})$$

Soit le facteur de rétention-succion S_f défini par la relation :

$$S_f = H_c(\theta_i) \cdot (\theta_s - \theta_i) \quad (\text{Eq. A6})$$

Si t_p est le temps de submersion, l'intégration de l'équation (A5) par rapport au temps mène à la relation utilisée dans le modèle pour calculer l'infiltration :

$$\frac{K}{\beta}(t - t_p) = I(t) - I(t_p) - \left[S_f + I(t_p) \cdot (1 - \frac{1}{\beta}) \right] \cdot \ln \left[\frac{S_f + I(t)}{S_f + I(t_p)} \right] \quad (\text{Eq. A7})$$

Cette relation, implicite en $I(t)$, est résolue grâce à un algorithme itératif.

Le calcul du temps de submersion utilise la relation établie initialement par Mein et Larson (1973) et généralisée pour des intensités de pluie variables par Morel-Seytoux (1978) sous la forme :

$$t_p = t + \frac{1}{r} \left[\frac{S_f}{r^* - 1} - I(t) \right] \quad (\text{Eq. A8})$$

avec
$$r^* = \frac{r}{K_s} \quad (\text{Eq. A9})$$

où t est le temps, $I(t)$ l'infiltration cumulée à l'instant t , r l'intensité de la pluie, K_s la conductivité hydraulique à saturation et S_f le facteur de rétention-succion défini ci-dessus.

Remarques

Si l'on suppose que le sol est saturé dès le début de l'infiltration, alors $I_p = 0$ et l'équation (A5) s'écrit, après réarrangement des termes :

$$i = \frac{K}{\beta} \cdot \left(\frac{H_c(\theta_i) \cdot (\theta_s - \theta_i)}{I} + 1 \right) \quad (\text{Eq. A10})$$

On peut remarquer que cette loi d'infiltration ne diffère de sa formulation classique monophasique (équation 7, chap. 2, p. 63) que par la présence du **facteur de correction de viscosité β au dénominateur**. La valeur de β est supérieure à 1 (voir ci-dessous), ce qui implique que l'infiltration est réduite si l'on tient compte des effets d'air. Cela est conforme à l'intuition que l'on

peut avoir du processus d'infiltration : l'écoulement d'air, par des effets de compression ou de résistance visqueuse a tendance à ralentir l'infiltration de l'eau dans le sol. Lorsque les effets d'air sont négligés, alors $\beta=1$ et l'on retrouve l'équation 7 du chapitre 2.

Par ailleurs, l'équation A5 implique que **la hauteur d'eau y sur la surface du sol n'est pas prise en compte dans le calcul de l'infiltration**. Si c'était le cas, le numérateur de cette équation s'écrirait :

$$Hc(\theta_i) + y + \frac{I}{\theta_s - \theta_i}$$

Négliger la variable y revient à supposer que sa valeur est faible devant celle des deux autres termes, soit :

$$y \ll Hc(\theta_i) + \frac{I}{\theta_s - \theta_i}$$

Cette hypothèse simplificatrice, posée par le **concepteur** du modèle, sera testée au paragraphe 4.2.4.1 du chapitre 4.

1.1.3. De la théorie à la pratique

La mise en oeuvre de l'équation (A7) nécessite la connaissance de la valeur de β . Celle-ci peut être déterminée par calage ou à partir de son expression analytique (Morel-Seytoux, 1973 ; Vauclin, 1989). Morel-Seytoux et Kanji (1974) montrent que pour une gamme variée de sols, on a $1,1 < \beta < 1,7$ et conseillent d'utiliser la valeur $\beta=1,4$ dans le cas général. C'est la valeur qui a été retenue ici. La sensibilité du modèle à la valeur de ce paramètre sera évaluée au paragraphe 4.2.1.1. du chapitre 4.

A chaque pas de temps t le modèle calcule le temps de submersion t_p (fonction de l'intensité de la pluie et de la lame infiltrée cumulée) par la relation (A8). Puis, il vérifie si la **submersion** a eu lieu :

- Si $t \leq t_p$, la submersion n'a pas encore eu lieu, et l'intensité d'infiltration est égale à l'intensité de la pluie soit :

$$i(t) = r \quad (\text{Eq. A11})$$

La pluie nette est nulle et il n'y a pas de ruissellement

- Si $t \geq t_p$, la submersion a déjà eu lieu. Le sol est saturé en surface, et une partie seulement de la pluie ruisselle. Le modèle calcule l'infiltration cumulée à la fin du pas de temps courant (c'est

à dire à $t+\Delta t$ ou Δt est la durée du pas de temps) par la relation (A7), puis l'**intensité d'infiltration moyenne pendant le pas de temps** par la relation :

$$\bar{i} = \frac{I(t+\Delta) - I(t)}{\Delta t} \quad (\text{Eq. A12})$$

dans laquelle $I(t)$ et $I(t-\Delta t)$ sont respectivement la lame infiltrée cumulée à la fin du pas de temps courant et à la fin du pas de temps précédent, soit au début du pas de temps courant.

La **pluie nette** r_n est alors déterminée par différence avec l'intensité de la pluie :

$$r_n = r - \bar{i} \quad (\text{Eq. A13})$$

C'est ce flux qui est **transféré vers l'aval** par la fonction de transfert que nous examinons à présent.

1.2. Fonction de transfert

Sur les versants, le calcul du transfert du ruissellement est réalisé grâce à l'équation de **l'onde cinématique monodimensionnelle** résolue par la **méthode des caractéristiques** pour une **formulation simple** des conditions initiales et à la limite.

1.2.1. Onde cinématique mono-dimensionnelle

L'équation de l'onde cinématique résulte du couplage de **l'équation de continuité** (Eq. A14), traduisant la conservation de la masse, avec **l'équation dynamique** reliant le débit d'écoulement à la hauteur d'eau (Eq. A15). Dans le cas d'un transfert mono-dimensionnel, ces équations se formulent :

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = Q \quad (\text{Eq. A14})$$

$$q = \alpha y^m \quad (\text{Eq. A15})$$

où, y est la hauteur d'eau, q le débit d'eau par unité de largeur à la surface du sol, Q le débit total des apports par unité de surface, fonctions de x et de t . Les paramètres α et m sont les coefficients de la loi dynamique : α dépend de la pente de la surface, du type d'écoulement (turbulent, laminaire), de la rugosité de la surface. Sa valeur est calculée par le modèle à partir

des valeurs de la **pen**te du plan et de la **rugosité** (au sens de Manning) spécifiées par l'utilisateur. La valeur du paramètre m , liée au type d'écoulement, est spécifiée par l'utilisateur.

Notons que l'infiltration ayant été prise en compte précédemment par la fonction de production, le débit Q représente les seuls apports dus à la pluie nette.

Le couplage des équations (A14) et (A15) mène à l'équation de l'onde cinématique monodimensionnelle exprimée en hauteur d'eau :

$$\frac{\partial y}{\partial t} + C(x, t) \frac{\partial y}{\partial x} = Q \quad (\text{Eq. A16})$$

avec
$$C = \frac{dq}{dy} = \alpha m \cdot y^{m-1} \quad (\text{Eq. A17})$$

C est la **célérité de l'onde**.

La relation (A16) est une équation différentielle de type hyperbolique, et comme les équations de ce type, elle possède une **solution analytique simple**. On montre en effet que si dans l'espace (x, t) on se déplace d'une quantité $dx=C \cdot dt$, la hauteur d'eau y , solution de l'équation (A16), est telle que $dy = Q(x, t) dt$ (Figure 1). Cette méthode de résolution porte le nom de "**méthode des caractéristiques**" (Wooding, 1965 ; Woolhiser et Liggett, 1967).

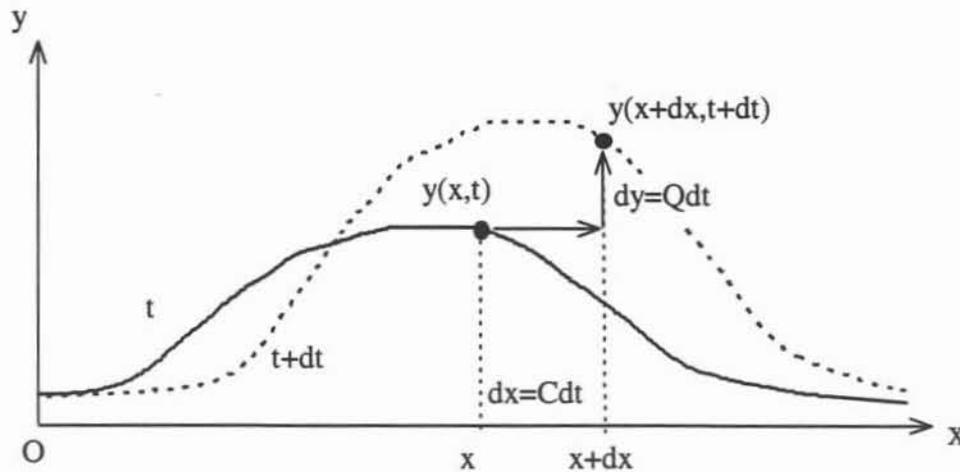


Figure 1. Onde cinématique - méthode des caractéristiques.

La distribution des hauteurs d'eau sur la surface à l'instant $t+dt$ peut donc se déduire de celle de l'instant t en effectuant, en chaque point, une translation d'axe Ox et de valeur $dx=Cdt$, et une translation d'axe Oh , de valeur $dy=Qdt$, égale à l'apport au point d'abscisse x entre les deux

instants. Cette propriété permet une résolution aisée de l'équation de l'onde cinématique, moyennant la connaissance de la condition initiale et d'une condition aux limites.

1.2.2. Condition initiale et conditions aux limites utilisées dans SWATC.H.

Dans le modèle SWATC.H, l'équation de l'onde cinématique est résolue à partir d'une formulation très simple de la condition initiale et de la condition à la limite supérieure.

- **Condition initiale :**

La hauteur d'eau est uniforme au début de chaque pas de temps. La valeur initiale de la hauteur d'eau est calculée par la moyenne spatiale du profil de hauteur $y(x)$, qui existe sur la portion de versant considérée à la fin du pas de temps précédent, augmentée de l'éventuel apport de l'amont (voir ci-dessous).

- **Condition à la limite supérieure :**

C'est une condition de flux nul. Si l'unité de versant considérée u est alimentée en eau par une unité $u-1$ située en amont, le volume d'eau reçu par u , pendant le pas de temps, est réparti **instantanément** au début du pas de temps sous la forme d'une **lame d'eau uniforme** qui s'ajoute à celle déjà présente (condition initiale).

Notons que les calculs sont réalisés d'abord pour les unités amont puis pour les unités suivantes, ce qui fait qu'au pas de temps t , l'ensemble des processus affectant les unités en **amont** de l'unité u ont été quantifiés.

Il résulte de ces deux conditions une **discontinuité** du profil de hauteur d'eau à la limite supérieure et au temps initial, la cote passant brusquement de 0 à une valeur non nulle y_0 .

Le transfert du ruissellement se ramène donc au transfert d'un **échelon de hauteur d'eau** vers l'aval de chaque unité.

Soit L la longueur de l'unité de versant considérée. La grandeur que l'on cherche à connaître à la fin de chaque pas de temps est la hauteur d'eau y à l'abscisse $x=L$, notée y_L dans la suite, afin de calculer le débit à l'aval de l'unité par la relation dynamique (A15).

Soit, à $t=0$, une lame d'eau uniforme de hauteur y_0 répartie sur l'unité de versant (Figure 2). Soient M , N et P les points d'abscisse $x=0$ et d'ordonnée respective $y=0$, $y=y_0$ et $y=y_1 < y_0$. A l'instant $t+dt$, l'échelon de hauteur d'eau a été transféré vers l'aval, et comme sur la Figure 1, les points M' , N' et P' se déduisent des points M , N et P par deux translations : la première d'axe Ox et de valeur $dx=C(y).dt = \alpha m.y^{m-1}.dt$ qui traduit le transfert de l'eau vers l'aval, et la seconde

d'axe Oy et de valeur $dy = r_n dt$ qui représente l'apport en eau (pluie nette) pendant le pas de temps, r_n étant exprimée en unité de débit.

A la fin du pas de temps t , soit à $t+\Delta t$, trois cas de figure peuvent se présenter :

- $x_{N'} < L$

Dans ce cas, le "bord" de l'échelon de hauteur d'eau (point N' sur la Figure 2) n'est encore parvenu à l'abscisse $x=L$ et l'on a $y_L = y_0 + r_n \Delta t$, où r_n est la pluie nette exprimée en unité de débit.

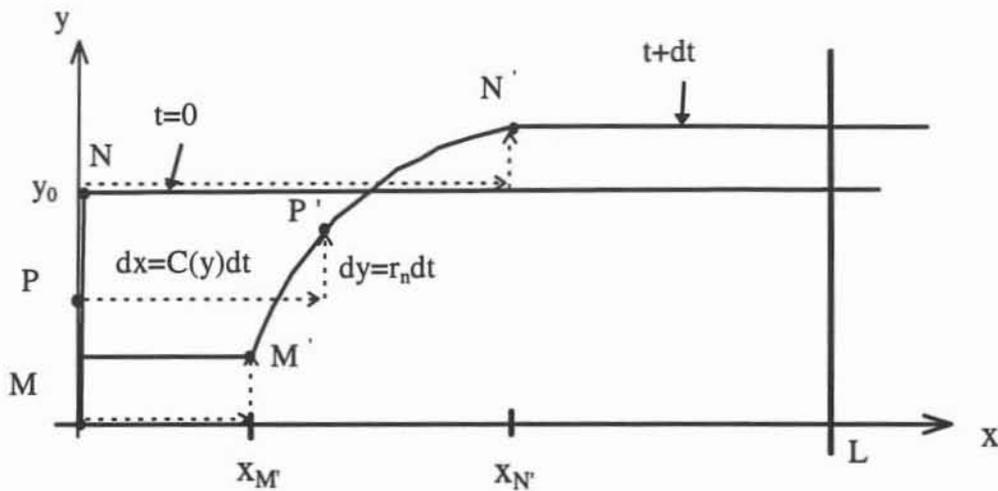


Figure 2. Transfert de la hauteur d'eau sur un versant dans SWATC.

- $x_{M'} \leq L \leq x_{N'}$

Les relations A16 et A17 permettent de calculer l'équation $y=F(x, t)$ de la courbe M' P' N' à tout instant t (Figure 2). Pour tout point P d'ordonnée $y_1 < y_0$ à l'instant initial, la hauteur d'eau y_L à l'extrémité du versant à la fin du pas de temps est donnée par $y_L = y_1 + r_n \Delta t$. La hauteur initiale y_1 est déterminée de manière **inverse** comme la solution de l'équation $y_1 = F(L, t+\Delta t)$, et permet de calculer y_L .

En d'autres termes on recherche la hauteur d'eau y_1 à l'instant initial qui a généré la hauteur d'eau que l'on observe à l'extrémité du versant à la fin du pas de temps.

- $x_{M'} \geq L$

Dans ce cas, l'ensemble de l'échelon initial a dépassé l'abscisse $x=L$ et la hauteur d'eau y_L n'est due qu'à l'apport de la pluie, soit $y_L = r_n \Delta t$.

La valeur de y_L étant déterminée dans l'un des trois cas précédents, la hauteur d'eau **moyenne** \bar{y}_L à l'abscisse $x=L$, estimée pendant le pas de temps, est calculée comme la **moyenne temporelle** des valeurs de y_L pendant le pas de temps.

Le **débit moyen** \bar{q} sortant de l'unité de versant est alors calculé par la relation (A15) soit :

$$\bar{q} = \alpha \cdot \bar{y}_L^m$$

Avant de renouveler le calcul pour le pas de temps suivant, il faut répartir l'eau uniformément sur l'unité pour définir la condition initiale y_0 du pas de temps suivant. Pour cela, le bilan de masse dans la portion de versant est écrit pour le pas de temps qui vient de s'écouler, soit, pour une largeur unitaire de versant :

$$y_0(t + \Delta t) = y_0(t) + r_n \Delta t - \frac{\bar{q}}{L} \Delta t$$

où $y_0(t)$ est la hauteur d'eau initiale (uniforme) au début du pas de temps t . Si la quantité obtenue est négative, elle est ramenée à 0.

Les calculs présentés ici sont utilisés pour déterminer la **branche montante** de l'hydrogramme de crue. Pour la **branche descendante** (qui correspond à la décrue, après l'arrêt de la pluie), la méthode est comparable et nous renvoyons au manuel (Morel-Seytoux et Al Hassoun, 1987) pour les détails.

L'avantage principal de cette procédure est la rapidité du calcul. Elle a cependant **deux inconvénients** principaux (Matias et Morel-Seytoux, 1995). **Le premier est le lissage** de l'hydrogramme (aplatissement et allongement) dû à la répartition uniforme du flux à chaque pas de temps, et qui tend à accélérer les faibles hauteurs d'eau et à ralentir les fortes hauteurs d'eau par rapport à la méthode de l'onde cinématique proprement dite, cela de manière d'autant plus prononcée que le pas de temps de simulation est court, puisque l'approximation est appliquée plus souvent. **Le second inconvénient est l'accélération** du transfert, dû à l'apport instantané d'une partie de l'eau en aval de l'unité de versant.

Ces deux inconvénients **ont des effets opposés, et peuvent se compenser**. Dans une étude récente consacrée au test de cette méthode de calcul du transfert, Matias et Morel-Seytoux (1995) montrent que malgré ces approximations, on obtient une relative compensation avec des pas de temps courts et un nombre réduit d'unités de versant en cascade. Les résultats obtenus sont satisfaisants.

2. Processus hydrologiques en chenal

2.1. Alimentation des biefs depuis les versants

La fonction de production a pour objet de calculer à chaque pas de temps le débit arrivant dans un bief. Nous présentons ici la méthode mise en oeuvre **originellement** dans SWATCH La prise en compte de l'infiltration dans le lit est présentée au paragraphe 3.

A chaque pas de temps, le débit total alimentant un bief est la **somme du débit des versants** (incluant le ruissellement hortonien et le cas échéant l'écoulement interne et l'écoulement de retour) et du **débit provenant du bief amont**.

Soient b-1, b et b+1 trois biefs d'un cours d'eau, tels que l'exutoire du bassin soit l'exutoire du bief b+1 (Figure 3). Dans SWATCH, le débit des versants alimentant un bief donné est injecté de manière **ponctuelle par moitié à l'amont et par moitié à l'aval du bief**, sauf pour le **dernier bief** d'un cours d'eau pour lequel la **totalité** du débit est injectée ponctuellement à **l'amont** (Figure 3).

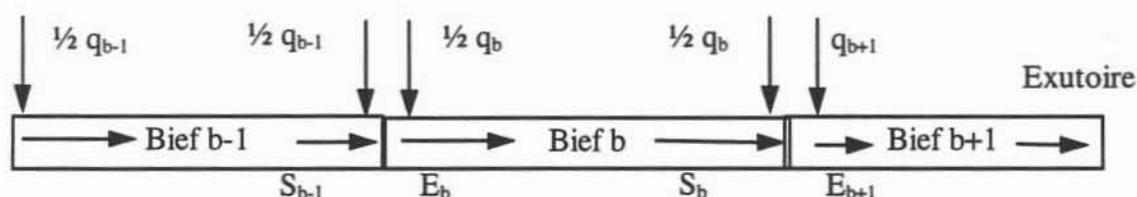


Figure 3. Injection du débit des versants dans les biefs.

Cette alimentation **non distribuée** est une hypothèse simplificatrice posée par le concepteur du modèle.

Le bilan de masse au noeud amont du bief b s'écrit à chaque pas de temps :

$$E_b = S_{b-1} + \frac{1}{2} L_{b-1} q_{b-1} + \frac{1}{2} L_b q_b \quad (\text{Eq. A18})$$

où E_b et S_b sont les débits moyens d'entrée et de sortie du bief, q_b est le débit moyen par unité de longueur de bief provenant des versants connectés au bief b et L_b est la longueur du bief b.

2.2. Fonction de transfert

Le débit d'alimentation E_b du bief b étant calculé par la relation A18, la fonction de transfert permet de calculer la valeur du débit de sortie S_b à chaque pas de temps. Dans le modèle SWATCH trois méthodes de calcul du transfert sont laissées au choix de l'utilisateur:

- la méthode de l'onde cinématique
- la méthode de Muskingum
- la méthode du réservoir linéaire avec temps de retard.

Pour des raisons de simplicité, nous avons retenu la troisième qui est une méthode **conceptuelle** fondée sur l'analogie entre l'écoulement dans le chenal et la vidange d'un réservoir. La méthode de l'onde cinématique utilisée dans les biefs est la même que celle décrite précédemment pour les versants. La méthode de Muskingum est présentée dans le manuel de l'utilisateur, mais l'on peut également consulter Ven Te Chow et al. (1988).

Soit un réservoir caractérisé par une constante de temps C et un temps de retard τ (Figure 4). La réponse du réservoir à un créneau d'excitation se formule de la manière suivante:

- Si $t \leq \tau$, alors $S(t) = 0$
- Si $t \geq \tau$, alors $S(t) = 1 - e^{-\frac{t-\tau}{C}}$

Lorsque cette méthode est choisie dans le modèle SWATC, **chaque bief est considéré comme un réservoir** caractérisé par une constante de temps C et un temps de retard τ , dont les valeurs sont spécifiées par l'utilisateur. Ces deux paramètres peuvent varier d'un bief à l'autre.

Le débit de sortie S_b du bief b à un instant t est le résultat de la convolution des excitations du réservoir au cours des **trois derniers pas de temps** et du débit de sortie au pas de temps précédent (Morel Seytoux et Al Hassoun, 1987), soit :

$$S_b(t) = \alpha E_b(t) + \beta E_b(t-\Delta t) + \gamma E_b(t-2\Delta t) + \rho S_b(t-\Delta t) \quad (\text{Eq. A19})$$

où α , β , γ et ρ sont des coefficients fonction de C et τ .

La courbe de tarage de chaque bief (Eq. A20) permet ensuite de calculer la hauteur d'eau moyenne y (uniforme) dans le bief considéré à la fin de chaque pas de temps par la relation :

$$S_b(t) = \frac{\tau^{1/3} \cdot L \cdot y(t)^{5/3}}{n} \quad (\text{Eq. A20})$$

τ est la pente du bief, L la longueur et n le coefficient rugosité au sens de Manning.

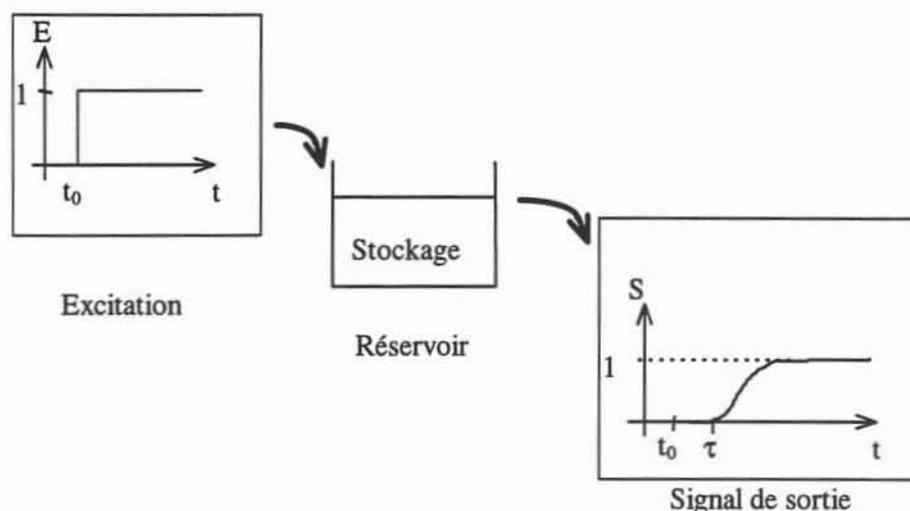


Figure 4. Réponse d'un réservoir linéaire avec temps de retard à un échelon unitaire de débit. D'après Morel-Seytoux et Alhassoun (1987).

3. Modifications apportées au modèle

3.1. Paramètres effectifs d'un système "croûte-sol sous-jacent"

3.1.1. Aspects théoriques

Soit, dans le cas général, un système croûte/sol sous-jacent et soient K_c et K_{ss} la conductivité hydraulique de la croûte et celle du sol sous-jacent, et θ_i et h_i la teneur en eau initiale du sol sous la croûte et la pression correspondante.

3.1.1.1. Conductivité équivalente

On définit la résistance hydraulique R d'une tranche de sol par le rapport de l'épaisseur de sol à sa conductivité hydraulique. Le système **bi-couche** est équivalent à une **association en série de deux résistances hydrauliques**, et dans ces conditions, la résistance hydraulique de l'association est la somme des résistances soit :

$$R_{\text{assoc.}} = R_{\text{croûte}} + R_{\text{sous-jacent}} \quad (\text{Eq. A21})$$

Soient \tilde{K} la conductivité hydraulique globale du système sol-croûte et z_f la profondeur du front d'infiltration. L'équation A21 s'écrit alors :

$$\frac{z_f}{\tilde{K}} = \frac{e}{K_c} + \frac{z_f - e}{K_{ss}} \quad (\text{Eq. A22})$$

soit, donnant la conductivité globale :

$$\tilde{K} = \frac{K_c K_{ss} z_f}{e K_{ss} + (z_f - e) K_c} \quad (\text{Eq. A23})$$

La conductivité globale du système est donc la **moyenne harmonique** des conductivités des deux couches. Ce résultat classique est présenté par exemple par Rawls et al. (1990) ou Ahuja et Schwartzendruber (1992).

3.1.1.2. Loi d'infiltration de Green et Ampt dans un sol bi-couche

La formulation de loi d'infiltration de Green et Ampt pour un système bi-couche a été présentée dans la littérature, en particulier par les auteurs cités ci-dessus.

La **résistance hydraulique** de la croûte est supposée **constante** au cours de l'infiltration, ce qui revient à dire que la croûte est saturée dès le début de l'infiltration et que sa structure, donc ses propriétés hydrauliques, sont stationnaires. Dans ce cas, K_c (Eq. A23) est la conductivité hydraulique à saturation de la croûte et nous la noterons K_{s_c} .

Hillel et Gardner (1970) ont développé un modèle de Green et Ampt bi-couche en considérant une **valeur constante de la pression à l'interface h_0** . Mais du fait de la résistance hydraulique de la croûte, le sol sous-jacent n'atteint pas la saturation au cours de l'infiltration. La pression capillaire à l'interface sol croûte h_0 décroît au cours du temps (en valeur absolue), mais reste non nulle. Corrélativement la conductivité hydraulique du sol sous-jacent $K_{ss}(h_0)$ augmente au cours du temps, sans atteindre sa valeur maximale $K_{s_{ss}}$. Ahuja (1974, 1983) montre en effet que l'hypothèse d'une pression constante à l'interface peut conduire à des erreurs importantes dans le calcul du volume infiltré, essentiellement pour les fortes résistances de croûte.

La conductivité hydraulique du sol sous-jacent K_{ss} est donc une fonction de h_0 , pression à l'interface, elle-même variable dans le temps. Elle sera notée $\mathbf{K}(h_0(t))$ dans la suite.

Dans un sol constitué bi-couche croûte/sol sous-jacent, soit θ_0 la teneur en eau du sol sous-jacent, variable dans le temps, correspondant à la pression h_0 (Figure 5), uniforme dans la tranche de sol (e, z_f) .

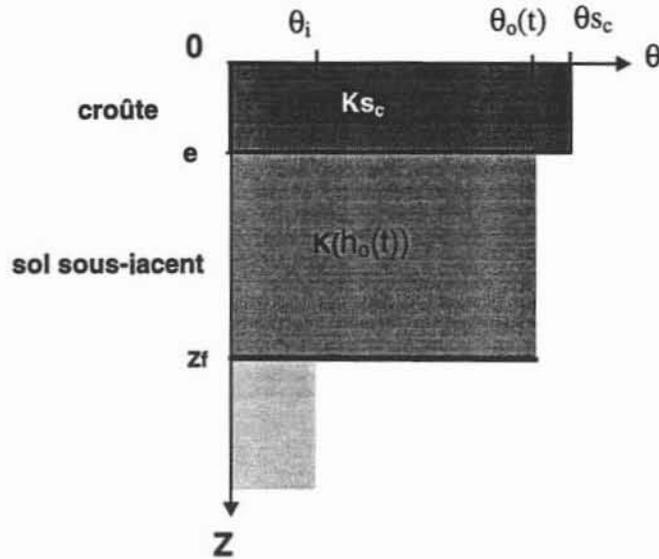


Figure 5. Représentation d'un sol bi-couche sous les hypothèses de Green et Ampt. Profils de teneur en eau dans la croûte (θ_{s_c}), le sol sous-jacent ($\theta_o(t)$) et sous le front d'infiltration (θ_i).

La profondeur du front d'infiltration à l'instant t s'exprime, en fonction de la lame infiltrée cumulée à cet instant et de la porosité efficace (Ahuja et Schwartzendruber, 1992), par la relation :

$$z_f(t) = S \frac{I(t)}{\theta_o - \theta_i} \quad (\text{Eq. A24})$$

où S est un facteur correctif qui permet de tenir compte de l'approximation que constitue la répartition de l'eau du sol dans un profil rectangulaire, conséquence de l'hypothèse d'un écoulement purement convectif inhérente au modèle de Green et Ampt. Ahuja (1983) signale que la valeur $S=1$ permet de conserver des résultats de très bonne qualité.

Il vient donc, d'après A 23 :

$$\tilde{K}(t) = \frac{K_{s_c} K(h_o(t)) z_f(t)}{e K(h_o(t)) + (z_f(t) - e) K_{s_c}} \quad (\text{Eq. A25})$$

avec
$$z_f(t) = \frac{I(t)}{\theta_o - \theta_i} \quad (\text{Eq. A26})$$

La poussée capillaire effective H_c qui intervient dans l'équation d'infiltration s'exprime, nous l'avons vu au paragraphe 1, sous la forme (Eq. A2) :

$$Hc(\theta_i) = \int_{h_i}^0 f_w dh$$

Mais, la fonction f_w dépend de la perméabilité relative de l'air qui n'est pas connue. La poussée capillaire effective est donc estimée par une autre relation :

$$Hc(\theta_i) = \int_{h_i}^0 kr_w dh = \int_{h_i}^0 \frac{K(h)}{K_s} dh \quad (\text{Eq. A27})$$

utilisée par différents auteurs (Neuman, 1976 ; Ahuja, 1983). En d'autres termes, la poussée capillaire effective est calculée par l'intégrale de la perméabilité relative à l'eau kr_w par rapport à la pression capillaire, dans un domaine de pression $[h_i ; 0]$ s'étendant de la condition initiale à la saturation du sol.

Dans le système bi-couche, la pression capillaire à l'interface sol-croûte h_o est non nulle. La saturation n'est pas atteinte, et la poussée capillaire effective s'écrit alors, en adaptant l'éq. A27 au domaine de variation de la pression capillaire $[h_i ; h_o]$ (Ahuja et Schwartzendruber, 1992) :

$$Hc(h_i, h_o) = \int_{h_i}^{h_o} \frac{K(h)}{K_s} dh \quad (\text{Eq. A28})$$

Les relations A25, A26 et A28 permettent donc de **simuler** un sol bi-couche à partir de paramètres équivalents, et à calculer l'infiltration par l'équation A7 comme s'il s'agissait d'un système mono-couche.

3.1.2. Mise en oeuvre dans SWATCCH

La mise en oeuvre des trois relations présentées ci-dessus dans le modèle SWATCCH consiste les appliquer à l'équation A7 pour permettre le calcul de l'infiltration. Cela impose certaines contraintes et comme tous les paramètres ne peuvent être calculés à partir des données dont nous disposons, nous avons fait certaines approximations qui sont justifiées ci-dessous.

3.1.2.1. Calcul de $K(h_o(t))$

La relation de Gardner (1958) qui lie la conductivité hydraulique du sol à la pression capillaire s'écrit :

$$K(h) = K_s e^{\alpha h} \quad (\text{Eq. A29})$$

L'un des intérêts de cette relation est qu'elle est aisée à intégrer. Elle nous permet de connaître les relations $K(h)$ des croûtes et des sols sous-jacents, les paramètres α et K_s ayant été déterminés par les essais d'infiltration (Vandervaere, 1995).

L'équation A29 ci-dessus, permet de calculer la conductivité hydraulique non saturée $K(h_o(t))$ du sol sous-jacent dès lors que l'on dispose de la valeur de la pression à l'interface $h_o(t)$. Dans notre cas, la pression h_o n'est pas connue, et l'on est contraint de faire une hypothèse simplificatrice.

La pression à l'interface est supposée **constante dans le temps** et la conductivité hydraulique du sol sous jacent $K(h_o)$, constante également, est considérée comme un **paramètre de calage** de la loi d'infiltration dans le sol bi-couche. Bien que contradictoire avec les résultats d'Ahuja (1983), cette hypothèse est nécessaire à l'application de la procédure dans le modèle SWATC. Ahuja (1983) montre qu'elle est d'autant moins vérifiée que la résistance hydraulique de la croûte est forte (cf. § 3.1.1.2). La validité de cette hypothèse sera évaluée à partir du calcul de la résistance hydraulique de la croûte dans nos conditions expérimentales.

La valeur de $K(h_o)$ étant connue, l'équation A29 permet de calculer la valeur de h_o :

$$h_o = \frac{1}{\alpha} \ln \frac{K(h_o)}{K_s} \quad (\text{Eq. A30})$$

3.1.2.2. Calcul de z_f

La profondeur du front d'infiltration dépend de la teneur en eau θ_o du sol sous la croûte (Eq. A26), que l'on peut calculer à partir de la valeur de h_o , donnée ci dessus par A30. Or, les **courbes de rétention** des sols étudiés ici, liant la pression capillaire h à la teneur en eau du sol θ **ne sont pas connues**. Il n'est donc pas possible de calculer θ_o à partir de la valeur de la pression à l'interface h_o .

La Figure 6 montre à titre d'exemple la courbe de rétention d'un sable, d'un limon et d'une argile, tirées de la littérature (Van Genuchten, 1980). Il apparaît que pour des pressions **inférieures à 100 cm**, la teneur en eau du sol reste voisine de la teneur en eau à saturation.

Compte tenu de ces résultats, nous formons l'hypothèse que la teneur en eau du sol sous-jacent θ_o est proche de la teneur en eau à saturation θ_s :

$$\theta_o \approx \theta_s \quad (\text{Eq. A31})$$

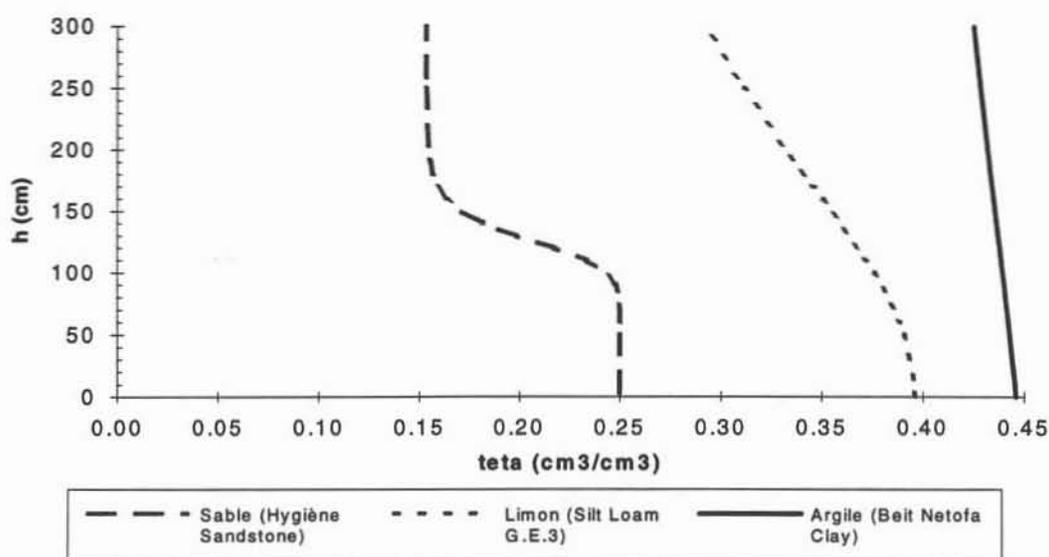


Figure 6. Courbes de rétention. Données tirées de Van Genuchten (1980).

Lors des simulations, la valeur de h_0 calculée par l'équation (A30) permettra de contrôler *a posteriori* la validité de cette hypothèse.

La profondeur du front d'infiltration s'écrit alors :

$$z_f(t) = \frac{I(t)}{\theta_s - \theta_i} \quad (\text{Eq. A32})$$

3.1.2.3. Calcul de \tilde{K}

La relation A7 qui permet le calcul de l'infiltration est clairement implicite en $I(t)$, mais le remplacement de K_s par \tilde{K} pour le sol bi-couche simulé rajoute une fonction de $I(t)$. Pour ne pas réécrire l'algorithme itératif de résolution de l'équation A7, la valeur de \tilde{K} est calculée à chaque pas de temps à partir de la profondeur du front au **pas de temps précédent** $z_f(t-\Delta t)$. Le pas de temps de calcul est suffisamment faible (une minute) pour que la variation de z_f d'un pas de temps à l'autre reste faible.

La conductivité hydraulique de l'association croûte/sol sous-jacent s'écrit alors :

$$\tilde{K}(t) = \frac{K_{s_c} K(h_0) z_f(t-\Delta t)}{e K(h_0) + (z_f(t-\Delta t) - e) K_{s_c}} \quad (\text{Eq. A33})$$

3.1.2.4. Calcul de la poussée capillaire effective

Le dernier paramètre de l'équation A7 à déterminer est le facteur de rétention-suction S_f . La poussée capillaire effective $H_c(\theta_i)$ du sol mono-couche utilisée par le modèle est calculée par la relation (A2) en fonction de la teneur en eau initiale du sol et de sa valeur maximale H_c . Or Morel-Seytoux (1978) précise que dans la plupart des cas, on a la relation

$$H_c(\theta_i) \approx H_{c_{\max}} \quad (\text{Eq. A34})$$

Cette approximation n'est invalidée que pour des teneurs en eau initiales très proches de la saturation. Dans notre étude, la teneur en eau initiale mesurée est inférieure à $0,1 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ et les valeurs de θ_s et θ_r sont de l'ordre de $0,3 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ et $0,02 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ respectivement. Nous avons vérifié qu'avec ces valeurs on avait pour toutes les averses simulées $H_c(\theta_i) > 0,9 H_{c_{\max}}$.

Dans le système bi-couche, la poussée capillaire effective s'écrit (A28, p. 18) :

$$H_c(h_i, h_o) = \int_{h_i}^{h_o} \frac{K(h)}{K_s} dh$$

ou, compte tenu de A29,

$$H_c(h_i, h_o) = \int_{h_i}^{h_o} e^{\alpha h} dh = \frac{1}{\alpha} (e^{\alpha h_o} - e^{\alpha h_i}) \quad (\text{Eq. A35})$$

Par analogie avec le sol mono-couche (éq. A34), on fait l'hypothèse que **la poussée capillaire effective $H_c(h_i, h_o)$ est proche de sa valeur maximale**, atteinte pour un sol très sec, soit lorsque $h_i \rightarrow -\infty$ ou $\theta_i = \theta_r$.

$H_{c_{\max}}(h_o)$ s'écrit :

$$H_{c_{\max}}(h_o) = \int_{-\infty}^{h_o} e^{\alpha h} dh = \frac{1}{\alpha} e^{\alpha h_o} \quad (\text{Eq. A36})$$

La Figure 7 représente l'évolution de la perméabilité relative k_{rw} en fonction de la pression h . La forme de la courbe permet de justifier l'hypothèse. $H_{c_{\max}}(h_o)$ surestime $H_c(h_i, h_o)$, mais la quantité négligée, représentée par la surface sous la courbe entre $-\infty$ et h_i , est faible dès lors que le sol est suffisamment sec, c'est à dire h_i élevé en valeur absolue. On a vu ci-dessus que c'était le cas pour les situations simulées.

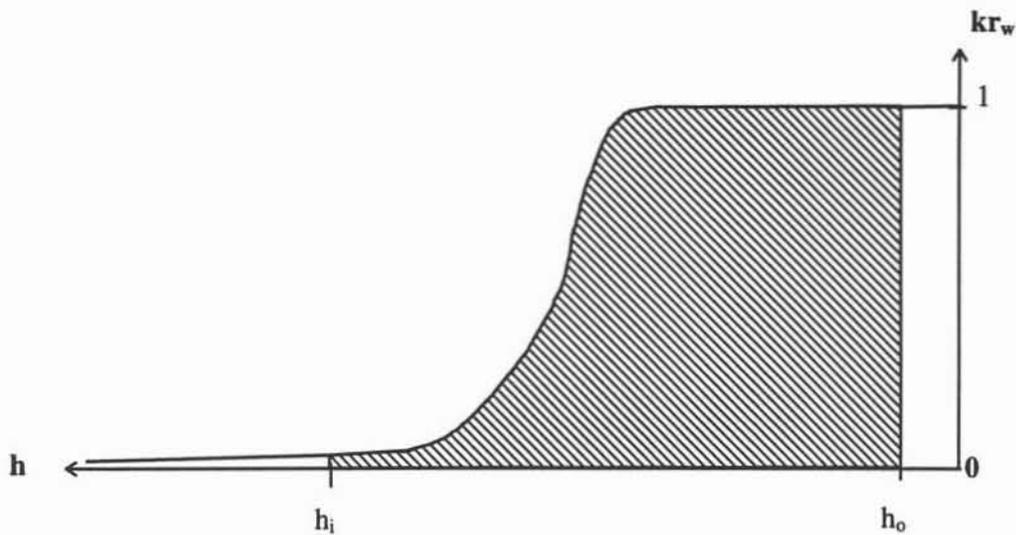


Figure 7. Evolution de la perméabilité relative à l'eau en fonction de la pression capillaire h (d'après Morel-Seytoux et Kanji, 1976). L'intégrale de $kr_w(h)$ entre la pression à l'instant initial h_i et la pression à l'interface h_o (surface hachurée) représente la poussée capillaire effective $Hc(h_i, h_o)$, conformément à l'équation A28.

De l'approximation

$$Hc(h_i, h_o) \approx Hc_{\max}(h_o) \quad (\text{Eq. A37})$$

il résulte donc, compte tenu de A29

$$Hc(h_i, h_o) \approx \frac{1}{\alpha} e^{\alpha h_o} = \frac{1}{\alpha} \frac{K(h_o)}{K_s} \quad (\text{Eq. A38})$$

Cela permet d'exprimer la poussée capillaire effective en fonction des paramètres dont on connaît une valeur (α , $K(h_o)$, K_s) et de s'affranchir du fait que la pression capillaire initiale h_i correspondant à θ_i n'est pas connue.

On connaît maintenant tous les paramètres intervenant dans l'équation A7, moyennant toutefois certaines hypothèses simplificatrices.

3.2. Infiltration sous le chenal.

3.2.1. Fonction de production

Pour le calcul de l'infiltration dans le bief, nous réutilisons la fonction de production qui permet le calcul de l'infiltration sur les versants pour un sol **mono-couche** (Eq. A7).

Dans la relation de Mein et Larson généralisée, qui permet de calculer le temps de submersion t_p (Eq. A8), l'intensité de la pluie r est remplacée par le débit total $\tilde{q}_{b_{total}}$ apporté au bief b , exprimé dans la même unité que l'intensité de la pluie, soit :

$$\tilde{q}_{b_{total}} = \frac{Q_{b_{total}}}{A_b} \quad (\text{Eq. A39})$$

où $Q_{b_{total}}$ est le débit total provenant des versants connectés au bief Q_b augmenté du débit provenant du bief amont $Q_{b_{amont}}$, et A_b est la surface du bief b . On pose alors, par analogie avec A9 :

$$\tilde{q}^* = \frac{\tilde{q}_{b_{total}}}{K_{s_b}} \quad (\text{Eq. A40})$$

où K_{s_b} est la conductivité hydraulique à saturation du bief.

Il vient alors

$$Sf_b = (Hc_b(\theta_{ib}) + y_b(t)) \cdot (\theta_{sb} - \theta_{ib}) \quad (\text{Eq. A41})$$

où Hc_b est la poussée capillaire effective du sol sous le bief, fonction de la teneur en eau initiale dans le bief, θ_{sb} et θ_{ib} sont la teneur en eau à saturation et initiale dans le bief et $y_b(t)$ la hauteur d'eau dans le bief b . Cette formulation du facteur de rétention-succion, bien qu'analogue à la relation A6 utilisée sur les versants, en diffère puisqu'elle tient compte de la charge d'eau en surface dans l'infiltration.

Par analogie avec A8, le temps de submersion dans le bief est finalement calculé par la relation :

$$t_{pb} = t + \frac{1}{\tilde{q}} \left[\frac{Sf_b}{\tilde{q}^* - 1} - I_b(t) \right] \quad (\text{Eq. A42})$$

où $I_b(t)$ est la lame cumulée infiltrée sous le bief à l'instant t .

A chaque pas de temps, le modèle contrôle si la submersion a eu lieu :

- Si $t \leq t_{pb}$, la totalité de l'apport au bief s'infiltré, et il n'y a pas d'écoulement.

- Si $t \geq t_{pb}$, le modèle calcule l'infiltration cumulée à la fin du pas de temps courant par la relation A7, S_f étant remplacé par S_{f_b} (Eq. A39).

Pour éviter la résolution **d'équations implicites**, les quantités $y_b(t)$ et $I_b(t)$ sont assimilées respectivement à la hauteur d'eau et à la lame infiltrée, calculées **à la fin du pas de temps précédent**. Les équations A39 et A40 s'écrivent donc, en toute rigueur, avec les variables $y_b(t-\Delta t)$ et $I_b(t-\Delta t)$, où Δt est la durée du pas de temps .

L'intensité d'infiltration moyenne dans le bief pendant le pas de temps courant est calculée par l'accroissement de la lame cumulée infiltrée pendant le pas de temps, soit :

$$\bar{i}_b(t) = \frac{I_b(t + \Delta t) - I_b(t)}{\Delta t} \quad (\text{Eq. A43})$$

Le débit disponible pour l'écoulement dans le bief b, appelé **débit excédentaire** Q_{e_b} , est déterminé en **soustrayant le débit d'infiltration au débit total apporté au bief** $Q_{b_{total}}$:

$$Q_{e_b}(t) = Q_{b_{total}}(t) - \bar{i}_b(t) \cdot A_b \quad (\text{Eq. A44})$$

où A_b est la surface du bief b (Figure 8).

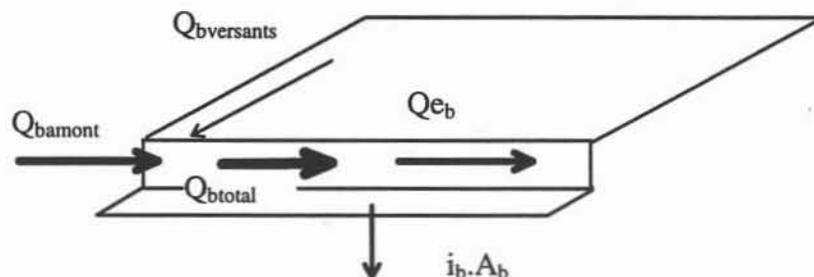


Figure 8. Calcul du débit excédentaire Q_{e_b} par soustraction de l'infiltration au débit total apporté au bief. Vue en perspective.

3.2.2. Fonction de transfert

Le calcul du transfert en chenal utilise la procédure décrite au paragraphe 2 qui met en jeu le débit des versants et le débit du bief amont (équation A18). Il est donc nécessaire de **séparer** la contribution des **versants** et la contribution du **bief amont** au débit excédentaire Q_{e_b} . Nous

procédons pour cela de manière simple (Figure 9), en calculant, à chaque pas de temps et pour chaque bief b, la **contribution des versants** $qe_{b \text{ versants}}$ au débit excédentaire Qe_b **au prorata de l'apport des versants** $Q_{b \text{ versants}}$ dans le débit total (débit excédentaire + débit d'infiltration sous le bief), soit :

$$qe_{b \text{ versants}} = Qe_b \frac{Q_{b \text{ versants}}}{Q_{b \text{ total}}} \quad (\text{Eq. A45})$$

et de même pour la contribution du bief amont :

$$qe_{b \text{ amont}} = Qe_b \frac{Q_{b \text{ amont}}}{Q_{b \text{ total}}} \quad (\text{Eq. A46})$$

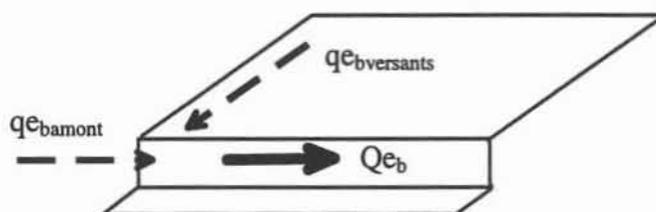
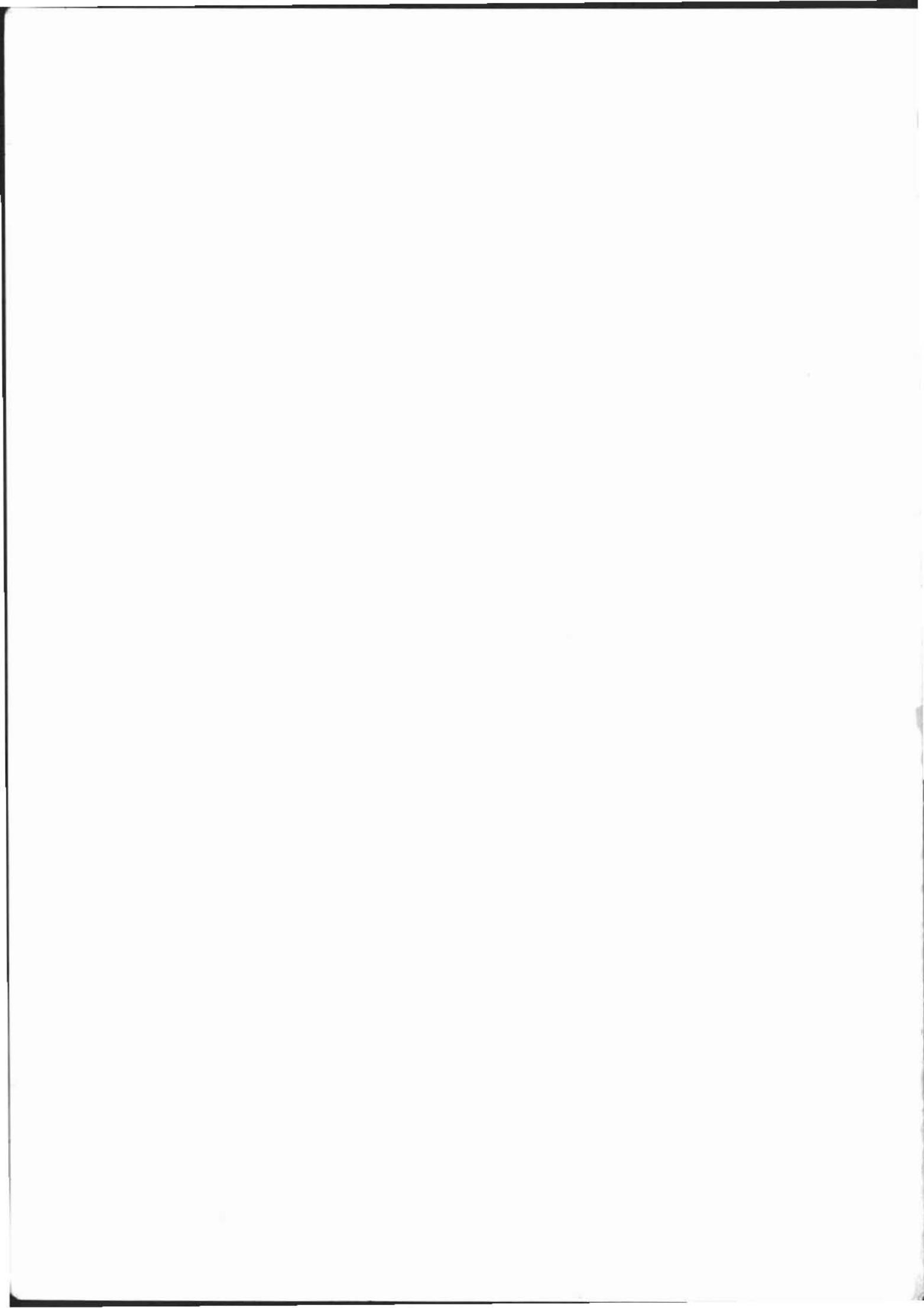


Figure 9. Décomposition du débit excédentaire Qe_b en contribution des versants et de l'amont. Vue en perspective.

Pour calculer le débit à l'exutoire du bief b, on substitue les débits $qe_{b \text{ versants}}$ et $qe_{b \text{ amont}}$ aux débits q_b et S_{b-1} des équation A18 et A19 qui s'écrivent alors :

$$E_b = qe_{b-1 \text{ amont}} + \frac{1}{2} L_{b-1} qe_{b-1 \text{ versants}} + \frac{1}{2} L_b qe_{b \text{ versants}} \quad (\text{Eq. A47})$$

$$Qe_b(t) = \alpha E_b(t) + \beta E_b(t-\Delta t) + \gamma E_b(t-2\Delta t) + \rho Qe_b(t-\Delta t) \quad (\text{Eq. A48})$$



Résumé

Cette étude a pour objectif la caractérisation du fonctionnement hydrologique d'une toposéquence sahélienne de l'ouest Nigérien. Des études antérieures menées en zone sahélienne ont montré que les caractéristiques de la surface du sol (type de croûte, micro-relief, densité de végétation), réunies dans la notion d'état de surface, sont déterminantes dans les mécanismes de l'infiltration et du ruissellement dans cette région. On cherche à quantifier les mécanismes de redistribution horizontale de l'eau de pluie (partition infiltration/ruissellement et transfert de l'eau en surface) à l'échelle de la toposéquence, sous l'influence de la répartition spatiale des états de surface.

Les données expérimentales issues de parcelles de ruissellement (cent mètres carrés), représentatives d'un type d'état de surface, montrent que l'infiltration est faible sur les zones à encroûtement permanent (sol nu de plateau, jachère) ; le ruissellement y représente 50 et 25 pour-cent, respectivement, de la pluie annuelle. Sur les surfaces cultivées, la destruction des croûtes par le sarclage et leur reconstitution ultérieure induisent une forte variabilité temporelle de l'infiltration, et le ruissellement est estimé à moins de 12 pour-cent de la pluie.

A l'échelle de la toposéquence, on montre que l'infiltration est limitée aux premiers mètres du sol, excepté dans les zones d'accumulation d'eau (végétation de plateau, zone d'épandage des crues, ravine) dans lesquelles la lame infiltrée peut dépasser 2 à 3 fois la pluie annuelle. Le stockage d'eau dans le sol est nul d'une saison à l'autre sur l'ensemble des sites étudiés et seules les zones d'accumulation d'eau sont susceptibles d'alimenter le drainage profond en direction de l'aquifère.

Pour compléter les résultats expérimentaux et quantifier les transferts d'eau en saison des pluies à l'échelle de la toposéquence, le modèle hydrologique SWATC (distribué, à bases physiques) a été modifié pour simuler l'infiltration par une approche bi-couche des transferts (croûte/sol sous-jacent). Le modèle est tout d'abord calé à l'échelle de la parcelle, supposée représentative des processus de versants. Les paramètres du modèle définis sur les parcelles (i.e. pour chaque état de surface) sont ensuite affectés aux unités à état de surface homogène définies sur les bassins par cartographie. Cette représentation simplifiée du milieu permet une reconstitution satisfaisante des crues observées à l'exutoire des bassins après calage des paramètres du transfert en chenal.

La lame infiltrée en profondeur sous le plus grand des bassins (0,9 km carré) en fin de saison des pluies est évaluée par modélisation à 12 pour-cent de la pluie, mais une partie de cette eau, non quantifiée, s'évapore en saison sèche et l'on estime que la fraction qui draine vers l'aquifère est faible. La contribution de ce type de toposéquence à la recharge annuelle de la nappe semble donc marginale par rapport à celle des mares, étudiée par ailleurs.

Mots clés :

Sahel - Sols encroûtés - Parcelle de ruissellement - Ruissellement - Infiltration - Modélisation hydrologique - Bilan hydrologique.

Abstract

The aim of this study is to characterise the hydrologic behaviour of a sahelian catena in western Niger. From previous studies, it is acknowledged that soil surface characteristics (crust type, micro-relief, vegetation density), referred to as soil surface features, play a determinant role in infiltration and runoff processes. We intend here to quantify the horizontal redistribution of water on the catena (that is the partition infiltration/runoff and subsequent surface transfer), as affected by the spatial distribution of soil surface features.

Experimental data from runoff plots (hundred square meters), representative of one type of soil surface feature, show that infiltration is low on areas with permanent crusting (plateau bare soil, fallow); runoff is estimated respectively to 50 and 25 percent of the annual rainfall. On cultivated areas, crusts destruction by the weeding operations and subsequent restoration induce a high temporal variability of infiltration, and runoff is estimated to less than 12 percent of the rainfall depth.

On the catena, infiltration is limited to the first meters of the soil, except in the areas fed with high quantities of water (plateau vegetation, flood spreading zone, gully) where the infiltration depth is higher than 2 to 3 times the rainfall depth. There is no water storage in the soil from one season to the next, and only the zones of water accumulation are likely to feed deep drainage towards the aquifer.

In order to strenghten the experimental results and to establish a seasonal water balance on the catena, the physically based, distributed, SWATC^H hydrologic model was modified to allow the simulation of infiltration in a two-layer soil system (crust/subsoil). The model is first calibrated at the plot scale, assumed to be representative of the hillslope processes. The model parameters defined on each plot (i.e. for each soil surface feature) are then affected to zones of homogeneous surface feature defined on the catchments from a surface feature map. After calibration of the channel transfer parameters, this simplified representation of the watersheds lead to a satisfactory simulation of observed discharges.

The deep infiltration depth computed by the model over the wider catchment (0,9 square km) at the end of the rainy season represents 12 percent of the rainfall depth. But, as a part of this water amount (not quantified) is evaporated in dry season, the fraction of water draining towards the aquifer is probably low. It is concluded that the contribution of this type of catena to annual groundwater recharge is low regarding that provided by the pools, studied elsewhere.

Key words :

Sahel - Crusted soils - Runoff plot - Runoff - Infiltration - Hydrologic modelling - Water balance.



