UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

Thèse de

Jean-Baptiste CHARLIER

Pour l'obtention du grade de

Docteur de l'Université de Montpellier II

Spécialité : Structure et évolution de la Terre et des autres planètes

Ecole Doctorale SIBAGHE

Fonctionnement et modélisation hydrologique d'un petit bassin versant cultivé en milieu volcanique tropical

Soutenue publiquement le

18 décembre 2007

devant le jury composé de :

M. Philippe CATTAN	Chercheur, CIRAD Guadeloupe	Co-directeur de thèse
M. Francesc GALLART	Investigador Científico, CSIC Barcelone	Rapporteur
M. Roger MOUSSA	Directeur de Recherche, INRA Montpellier	Directeur de thèse
M. Charles PERRIN	Ingénieur, CEMAGREF Antony	Examinateur
M. Christian VALENTIN	Directeur de Recherche, IRD Bondy	Rapporteur
M. Marc VOLTZ	Directeur de Recherche, INRA Montpellier	Président

Thèse préparée au sein du Laboratoire Agronomie de l'Unité Propre de Recherche Systèmes bananes et ananas du CIRAD PERSYST en Guadeloupe

et du Laboratoire d'étude des Interactions Sol - Agrosystème – Hydrosystème, Unité Mixte de Recherches INRA / IRD / SupAgro à Montpellier

REMERCIEMENTS

Cette thèse est l'aboutissement d'un travail réalisé en Guadeloupe, au laboratoire d'Agronomie du CIRAD PERSYST et en collaboration avec l'UMR LISAH à Montpellier. Travailler au sein de ces deux organismes pendant respectivement 2 et 1 ans m'a permis de rencontrer et de travailler avec des gens d'horizons divers autant par leur culture que par leur savoir-faire. Je garde un souvenir fort de ces rencontres des deux côtés de l'Atlantique.

Tout a commencé au CIRAD en Guadeloupe, et c'est donc bien évidemment avec Philippe Cattan que je commence ces remerciements. Philippe m'a accueilli dans son labo, et m'a laissé une grande autonomie dans mon travail, et notamment dans la gestion du terrain lors de cette thèse. Je reconnais en lui une grande rigueur scientifique qui m'a guidée au mieux dans mes recherches au jour le jour. Je garde un souvenir très attachant de ces années au CIRAD, pleines d'humour et de bonne humeur. L'aboutissement de cette thèse lui incombe fortement.

De l'autre côté de l'Atlantique, Roger Moussa a été pour moi un directeur de thèse exemplaire, un professeur d'hydrologie idéal et a réussi - chose peu évidente au départ pour quelqu'un qui ne regardait que ses piézomètres – à me faire aimer les modèles. Roger a tout d'un grand hydrologue, deux fois est-il venu en période de carême, et deux fois a-t-il apporté des millimètres et des millimètres de pluie, à en faire pâlir les hydrologues de Montpellier.

Ceci nous ramène donc à Montpellier, où Marc Voltz a su par ses conseils implacables et sa rigueur scientifique poser les piliers de cette thèse. Même de loin, Marc a gardé un regard attentif à mon travail.

Je suis reconnaissant à François Côte, responsable de l'UPR système banane et ananas du CIRAD PERSYST de m'avoir accueilli dans son unité. Je remercie également Patrice Guillaume et Marc Voltz pour l'accueil dans les laboratoires respectifs du CIRAD en Guadeloupe et du LISAH à Montpellier.

Je remercie vivement Francesc Gallart et Christian Valentin pour avoir accepté la rude tâche d'être rapporteurs. J'en suis très honoré. Je remercie beaucoup Charles Perrin d'avoir examiné dans le détail mon travail et accepté d'être membre de mon jury de thèse.

Ce travail m'a fait rencontrer des chercheurs de tous bords, qui m'ont conseillé, critiqué et apporté beaucoup lors de mes comités de pilotage. Tout d'abord, un grand merci à Yves-Marie Cabidoche, dit Maï, pour sa soif de science qui m'a contaminé. Ses connaissances sur la Guadeloupe en font un référent. Un grand merci également à Patrick Lachassagne pour m'avoir initié à l'hydrogéologie

volcanique. Il a su faire le grand écart entre le monde des hydrologues de surface et le monde des hydrologues du souterrain, mondes trop souvent cloisonnés en hydrologie.

Merci à Bernard Ladouche qui n'aura vu Féfé qu'à travers les analyses corrélatoires et les diagrammes binaires. Bernard s'est rendu disponible et patient quand il le fallait. Merci également à Christian Floure qui a largement participé au découpage méticuleux de chaque unité hydrologique de Féfé.

Je remercie Marc Dorel pour ses conseils de pédologues et pour ses connaissances du terrain autour de Féfé.

Germain Onapin (*Zindien Cambrefort*) a été le compagnon de toutes les expérimentations sur le bassin de Féfé. Son travail au jour le jour a permis d'obtenir des données en continu sur les 3 ans de cette thèse. Je n'oublierai pas nos discussions sur le terrain, sur fond de Gwo Ka et de biguine, et les parties de cueillette de fruits à pain, citrons, ananas, ou avocats. Mési on pil ti mal, travay la sé osi travay aw. An pa ka oublié tout bitin la ou ka fèt ban mwen. Vou sé zanmi an mwen. Kiembé red.

Colbert Béhary dit *Kick Douglas* est venu en renfort pour le terrain et a participé à une grande partie des campagnes de mesure sur Féfé. Merci !

Claire Eme a apporté sa touche d'originalité dans le laboratoire d'Agronomie pour un été en 2006, et a fait un sacré boulot sur le terrain. Elle était quelquefois accompagnée de Pierre Desbois (le Chef manoeuuuvre) qui, je crois, a apprécié la fameuse carotteuse à percussion.

D'autres personnes ont participé aux travaux de terrain… Je remercie la diaspora Lakhia (Jules & Steevy), John, Clair, Max, et toute l'équipe du garage.

Sans oublier mes remerciements chaleureux à Moïse Naranin.

Une mention spéciale à tous les amis et collègues du CIRAD de Guadeloupe avec qui j'ai partagé mon colombo et quelques soirées mémorables : Mylène, Yolande dit *Man Yoyo*, Béatrice, Teresa, Marie, Isabelle, Paul dit *Meynard De Meynard*, Olivier dit *Le Moulien du Moule*, toute l'équipe de l'administration.

Une autre mention spéciale à l'équipe du LISAH qui ne m'a pas dépaysé pour le côté convivialité : dans l'ordre des arrivées au labo le matin : Stéphane, Cécile, Nicolas, Mikee, Jako, François, tous les autres et David.

Enfin, à celle avec qui je partage ma vie et qui a subi les joies et le stress d'un thésard, tout au long de cette thèse. Mési Sésil, ou sé doudou an mwen.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION **9**

CHAPITRE 1 : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE SUR LE FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DES BASSINS VERSANTS EN CLIMAT TROPICAL HUMIDE ET EN CONTEXTE CULTIVE **13**

1.1 Introduction *13*

1.2 Processus hydrologiques à l'échelle du bassin versant *14*
1.2.1 Ecoulements régis par le couvert végétal 14
1.2.2 Ecoulements de surface 16
1.2.3 Ecoulements souterrains 18
1.2.4 Synthèse sur la genèse des crues 21

1.3 Spécificités du contexte tropical et du milieu cultivé *22*
1.3.1 Le milieu tropical humide 22
1.3.2 Processus spécifiques au milieu cultivé 27
1.3.3 Limite des études de bassin en climat tropical humide 30
1.3.4 En résumé 32

1.4 Modélisation des processus hydrologiques de la parcelle au bassin versant *32*
1.4.1 Les modèles hydrologiques 33
1.4.2 Approches de modélisation en milieu tropical humide 37
1.4.3 Approches de modélisation prenant en compte les spécificités du milieu cultivé 37
1.4.4 En résumé 39

CHAPITRE 2 : SITES ET CARACTERISTIQUES DU MILIEU **41**

2.1 Introduction *41*

2.2 Cadre de l'étude *41*
2.2.1 Géographie 41
2.2.2 Climat 41
2.2.3 Géologie du Sud Basse-Terre 44
2.2.4 Sol 45
2.2.5 Occupation du sol par la banane 47

2.3 Description générale des sites d'étude *47*
2.3.1 Le bassin versant de Féfé 48
2.3.2 Le sous-bassin versant Moïse Haut 50
2.3.3 La parcelle Espérance Haut 51

2.4 Bassin de Féfé : acquisition de données géologiques, pédologiques et d'occupation du sol *52*
2.4.1 Géologie 52
2.4.2 Sols et occupation des sols 56

2.5 Conclusion *60*

PARTIE I : FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE D'UN PETIT BASSIN VERSANT VOLCANIQUE TROPICAL 61

CHAPITRE 3 : BILAN ET PROCESSUS HYDROLOGIQUES A L'ECHELLE GLOBALE D'UN BASSIN VERSANT VOLCANIQUE TROPICAL 63

Résumé 63

3.1 Introduction 64

3.2 Study site 66
3.2.1 Site description 66
3.2.2 Field methods 68

3.3 Data processing 69
3.3.1 Hydrological data 69
3.3.2 Terms of the water balance 70
3.3.3 Time series partitioning 71

3.4 Main hydrological processes 74
3.4.1 Annual water balance 74
3.4.2 Impact of antecedent moisture conditions on hydrological processes 75
3.4.3 Relations between water compartments at the storm event scale 76
3.4.4 Discussion 80

3.5 Conceptual Lumped hydrological model 83
3.5.1 Model structure 83
3.5.2 Calibration strategy 85
3.5.3 Sensitivity analysis 86
3.5.4 Calibration and validation 87
3.5.5 Domain and limits of application of the model 87

3.6 Conclusion 89

CHAPITRE 4 : CARACTERISATION DU FONCTIONNEMENT HYDROGEOLOGIQUE D'UN BASSIN VOLCANIQUE SELON DEUX APPROCHES HYDRODYNAMIQUE ET HYDROGEOCHIMIQUE 90

Résumé 90

4.1 Introduction 91

4.2 Description du site d'étude 92
4.2.1 Situation 92
4.2.2 Dispositif expérimental 94

4.3 Approche géologique et hydrogéologique 94
4.3.1 Structure géologique du site de Féfé 94
4.3.2 Paramètres hydrodynamiques 97
4.3.3 Contexte hydrogéologique 99
4.3.4 Traitement des chroniques de pluie, débit et piézométrie 99
4.3.5 Fonctionnement hydrogéologique 106

4.4 Approche hydrogéochimique 108
4.4.1 Méthodologie 108
4.4.2 Variabilité des éléments 112
4.4.3 Identification de compartiments géochimiques 115

4.5 Révision du premier modèle conceptuel 117
4.5.1 Les hypothèses validées 117
4.5.2 Les hypothèses non validées 118

4.6 Discussion et conclusion 119

CHAPITRE 5 : TRANSPORT D'UN NEMATICIDE DANS LES EAUX DE SURFACE ET DE NAPPES SUR UN BASSIN VERSANT VOLCANIQUE TROPICAL 121

Résumé *121*

5.1 Introduction *122*

5.2 Matériel et méthodes *123*
5.2.1 Site d'étude 123
5.2.2 Mesures hydrologiques 125
5.2.3 Épandages 126
5.2.4 Échantillonnage 126
5.2.5 Méthode d'analyse en laboratoire 129
5.2.6 Quantification de matière épandue et transportée 130

5.3 Résultats *130*
5.3.1 Caractéristiques des chroniques hydrologiques lors des deux campagnes d'épandage 130
5.3.2 Persistance du cadusafos dans les andosols 131
5.3.3 Transport à l'échelle du sous-bassin et du piézomètre 135
5.3.4 Transport à l'échelle du bassin versant 136

5.4 Discussion *139*

5.5 Conclusion *141*

PARTIE II : INFLUENCE DU MILIEU CULTIVE SUR LE RUISSELLEMENT AUX ECHELLES DE LA PARCELLE ET DU BASSIN VERSANT. 143

CHAPITRE 6 : Modélisation du ruissellement sur une parcelle, en tenant compte de la redistribution de la pluie par le bananier (stemflow) 145

Résumé *145*

6.1 Introduction *146*

6.2 Approche de modélisation *148*
6.2.1 Bilan 148
6.2.2 Structure du modèle 149
6.2.3 Les propriétés et les paramètres du modèle 151

6.3 Application du modèle sur une parcelle de banane *152*
6.3.1 Site d'étude : la parcelle « Espérance Haut » 152
6.3.2 Fonction stemflow pour le bananier 154
6.3.3 Procédures de calage 154

6.4 Résultats *157*
6.4.1 Analyse de sensibilité 157
6.4.2 Comparaison globale des approches avec et sans stemflow pour les périodes de calage et de validation 161
6.4.3 Analyse événement par événement 162

6.5 Discussion et Conclusion *165*

CHAPITRE 7 : MODELISATION HYDROLOGIQUE SPATIALISEE DES CRUES, DE LA PARCELLE AU SOUS-BASSIN ET AU BASSIN VERSANT, EN MILIEU CULTIVE TROPICAL 167

Résumé *167*

7.1 Introduction *168*

7.2 Le site d'étude *170*
7.2.1 Situation 170
7.2.2 Dispositif expérimental 172
7.2.3 Analyse des données 173
7.2.4 Evénements de crue 173
7.2.5 Contraintes pour la modélisation spatialisée 176

7.3 Le modèle MHYDAS *178*

7.4 Application de MHYDAS aux échelles de la parcelle et du sous-bassin *184*

7.5 Segmentation de l'espace et stratégie de paramétrisation à l'échelle du bassin versant *185*
7.5.1 Segmentation de l'espace 185
7.5.2 Spatialisation des variables d'entrée et des conditions initiales 188
7.5.3 Critères de calage et procédure 189

7.6 Calage, validation et application de MHYDAS à l'échelle du bassin versant *191*
7.6.1 Analyse de sensibilité 191
7.6.2 Stratégie de calage et de validation 195
7.6.3 Calage du modèle 195
7.6.4 Validation 198
7.6.5 Effet d'échelle 199
7.6.6 Bilan sur les événements de calage individuel 201

7.7 Discussion et conclusion *202*

CONCLUSION **205**

ANNEXES **213**

LISTE DES FIGURES **227**

LISTE DES TABLEAUX **231**

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES **233**

INTRODUCTION

Enjeux

La caractérisation du fonctionnement des systèmes hydrologiques est primordiale, notamment dans la perspective de la gestion et de la protection des ressources en eaux de surface et souterraines, dans la prévision des crues ou des risques d'érosion. Dans le contexte spécifique des petites îles, la ressource en eau est généralement peu diversifiée pour des raisons climatiques ou de petite taille des bassins versants. Le problème se pose en particulier aux Antilles et en Amérique Centrale où les régions volcaniques sont caractérisées par une forte pression anthropique. Une dégradation des ressources littorales, telles que la qualité de l'eau, la flore et la faune, y est attribuée aux pollutions d'origine agricole (Kammerbauer et Moncada, 1998; Rawlins *et al.*, 1998; Li *et al.*, 2001).

Les plantations de banane sont par exemple à l'origine de nombreux problèmes sanitaires et de l'installation de pollutions chroniques sur les ressources en eau à l'échelle du bassin versant (Henriques *et al.*, 1997; Castillo *et al.*, 2000). Une dramatique illustration des conséquences possibles d'une pollution agricole à grande échelle est celle de la contamination par la chlordécone (pesticide de la famille des organochlorés) des écosystèmes volcaniques en Guadeloupe et en Martinique, malgré une interdiction définitive d'appliquer la molécule à compter de 1993. La chlordécone se retrouve aujourd'hui dans les eaux de captage d'eau potable à des concentrations dépassant cent fois la norme de potabilité, ainsi que dans les sols, la faune aquatique et les plantes (Balland *et al.*, 1998; Beaugendre et Edmond-Mariette, 2005). Dans ce contexte tropical volcanique, les enjeux environnementaux sont d'une part de caractériser les processus hydrologiques de systèmes cultivés en banane à l'échelle du bassin versant et d'autre part de développer des outils de modélisation pour évaluer la dispersion des pesticides dans l'environnement et tester des scénarios d'occupation du sol afin de proposer des alternatives aux pratiques actuelles.

Contexte général

Le milieu tropical humide est caractérisé par des pluies abondantes avec de fortes intensités, et par des sols généralement perméables. De nombreuses études ont porté sur les processus dominants en contexte de forêts tropicales. Elles ont mis en évidence une très forte composante évaporatoire (Schellekens *et al.*, 2000; Bruijnzeel, 2004) et des processus souterrains prépondérants, y compris dans la genèse des crues (Bonell, 1993). Bien que de nombreux travaux aient porté sur le fonctionnement hydrologique de bassins en milieu tropical humide, l'affluence de sites d'étude en contexte forestier pose la question de leur représentativité dans le paysage tropical étendu au milieu cultivé. En effet, la littérature abonde dans le sens d'une modification significative du régime hydrologique après déforestation et mise en culture (Bosch et Hewlett, 1982; Fritsch, 1992; Andreassian, 2004).

Le milieu volcanique des zones de subduction (par exemple ceinture de Feu du Pacifique, Arc des Petites Antilles) est à dominante explosive (stratovolcans), et alterne entre la mise en place de dômes, d'effondrements sectoriels successifs, de coulées pyroclastiques, laviques et de retombées aériennes à plus large échelle (Macdonald et al., 2000). Il en résulte une forte variété lithologique et une très forte variabilité spatiale et verticale de la structure et des propriétés hydrodynamiques des systèmes hydrologiques accentuée par les processus d'altération en climat tropical (Lachassagne, 2006). C'est entre autre pour ces raisons que l'hydrologie en milieu volcanique andésitique a été relativement peu étudiée (Foster et al., 1985) et qu'on ne dispose pas de schéma de fonctionnement hydrologique conceptuel à l'échelle du bassin versant.

Une caractéristique importante du contexte cultivé est l'influence des discontinuités des aménagements anthropiques, comme les terrasses, le parcellaire, les chemins ou encore le réseau de fossés, sur la variabilité des processus hydrologiques (Gallart *et al.*, 1994; Moussa *et al.*, 2002; Carluer et Marsily, 2004). Ces discontinuités modifient aussi bien le chemin de l'eau en surface que le partage des flux surface-souterrain. D'autre part, les pratiques culturales influencent fortement le continuum climat-plante-sol, à deux niveaux essentiels : celui de l'interception et de la redistribution de la pluie au sol par la végétation (Levia et Frost, 2003; Llorens et Domingo, 2007), et celui du partage ruissellement-infiltration, fortement influencé par les états de surface (Casenave et Valentin, 1992).

En hydrologie, les processus diffèrent selon les échelles spatiales : parcelle, sous-bassin, bassin, et selon les échelles temporelles : échelles de la crue ou de la chronique. A chaque échelle d'étude correspond des processus prédominants, comme le partage ruissellement-infiltration à l'échelle de la parcelle, les échanges nappe-fossés à l'échelle du sous-bassin, les relations pluie-débit et nappe-rivière à l'échelle du bassin versant, et des effets spécifiques liés aux états initiaux et aux propriétés du milieu. Pour identifier les termes du bilan, nous avons besoin de comprendre les chemins de l'eau en surface et en souterrain, et les connexions entre les différents compartiments d'eau. Les méthodes d'approche peuvent être expérimentales, ou faire appel à la modélisation. Concernant les expérimentations, il s'agit de définir la structure du système et d'établir un schéma conceptuel de fonctionnement. Quant à la modélisation, il s'agit de vérifier les hypothèses de fonctionnement de base et d'intégrer la variabilité spatiale des processus.

Objectifs

L'objectif de cette thèse est de caractériser et de modéliser le fonctionnement hydrologique d'un petit bassin versant volcanique sous climat tropical, dans un contexte cultivé en banane. L'approche développée couple expérimentation et modélisation, aux trois échelles spatiales de la parcelle, du sous-bassin et du bassin versant, et aux deux échelles temporelles de la crue et de la chronique. Elle vise à :

- **I : caractériser les processus hydrologiques d'un petit bassin versant volcanique tropical**
- **II : déterminer l'influence du milieu cultivé sur le ruissellement**

Le site d'étude est le petit bassin versant de Féfé (17,8 ha), situé sur l'île volcanique de la Basse-Terre, en Guadeloupe. Ce bassin expérimental est représentatif du milieu volcanique de type andésitique, en contexte tropical humide, et est situé en zone bananière.

Organisation du mémoire

La thèse est structurée en sept chapitres. Les deux premiers chapitres sont :

- **Chapitre 1** : ***Revue bibliographique sur le fonctionnement hydrologique des bassins versants en climat tropical humide en contexte cultivé.***
- **Chapitre 2 :** ***Site et caractéristiques du milieu.*** Ce chapitre présente le contexte guadeloupéen du site d'étude, puis le dispositif expérimental sur le bassin versant de Féfé, ainsi qu'une synthèse des reconnaissances géologiques, pédologiques et de l'occupation du sol.

Les cinq autres chapitres suivants présentent les résultats. Ils sont regroupés en deux parties I (Fonctionnement) et II (Influence du milieu), et sont rédigés sous la forme d'articles scientifiques qui peuvent être lus indépendamment. Chaque article traite d'une problématique précise, ayant un objectif bien défini, et comporte la présentation du dispositif expérimental lui correspondant.

PARTIE I : Fonctionnement hydrologique d'un petit bassin versant volcanique tropical

Cette première partie vise à caractériser les processus hydrologiques d'un petit bassin versant volcanique tropical. Elle porte sur une expérimentation pluridisciplinaire comprenant géologie, hydrologie de surface, hydrologie souterraine, hydrogéochimie, et du traçage. Elle vise à identifier les chemins de l'eau en surface et en souterrain, et à établir le bilan hydrologique. Elle permet d'établir un schéma de fonctionnement et de définir les contraintes à la modélisation.

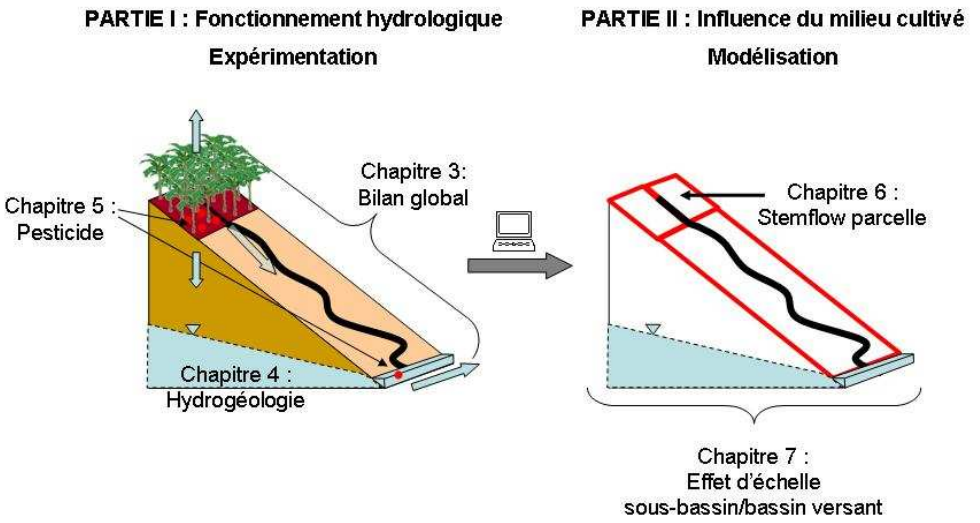
- **Chapitre 3** : ***Bilan et processus hydrologiques à l'échelle globale d'un bassin versant volcanique tropical.*** (article accepté à *Hydrological Processes*). L'étude hydrologique du bassin versant est réalisée à une échelle globale. Le bilan est établi lors d'une année moyenne, et l'étude des processus de surface a permis d'élaborer un schéma de fonctionnement global. Un modèle à réservoir développé sur cette base permet de reproduire les dynamiques du débit et de la piézométrie.
- **Chapitre 4** : ***Caractérisation du fonctionnement hydrogéologique d'un bassin volcanique selon deux approches hydrodynamique et hydrogéochimique.*** L'étude des écoulements souterrains à l'échelle du bassin hydrogéologique de Féfé est élargie aux formations géologiques qui composent le bassin. Plusieurs approches géologique, hydrodynamique et hydrogéochimique sont utilisées pour caractériser la structure et la nature du système, les compartiments d'eau du sous-sol, ainsi que les connexions entre ces compartiments.
- **Chapitre 5** : ***Transport d'un nématicide dans les eaux de surface et de nappes sur un bassin versant volcanique tropical.*** Les relations entre les écoulements de surface et les écoulements souterrains, aux deux échelles du sous-bassin et du bassin versant, sont étudiées, et les

principaux mécanismes de contamination des compartiments de sol et d'eau par le nématicide cadusafos sont mis en évidence.

PARTIE II : Influence du milieu cultivé sur le ruissellement aux échelles de la parcelle et du bassin versant.

Cette seconde partie vise à déterminer l'influence du milieu cultivé sur le ruissellement, à l'échelle temporelle de la crue, aux trois échelles spatiales de la parcelle, du sous-bassin et du bassin versant. Le modèle hydrologique spatialisé MHYDAS a été modifié sur la base du schéma de fonctionnement établi en Partie I.

- **Chapitre 6** : ***Modélisation du ruissellement sur une parcelle, en tenant compte de la redistribution de la pluie par le bananier (stemflow).*** Dans un premier temps, l'approche de modélisation est conduite sur une parcelle sans remontée de nappe, tenant compte de l'effet de la concentration de la pluie par la végétation, qui augmente le ruissellement. Elle est réalisée à l'aide du modèle MHYDAS qui considère la parcelle comme une entité.
- **Chapitre 7** : ***Modélisation hydrologique spatialisée des crues, de la parcelle au sous-bassin et au bassin versant, en milieu cultivé tropical.*** Dans un second temps, la modélisation est distribuée et basée sur le schéma de fonctionnement établi dans la Partie I. Elle intègre les processus de redistribution de la pluie en parcelles, de réinfiltration en fossés, et permet d'étudier l'effet d'échelle.



Cette thèse est financée par le Région Guadeloupe, le Ministère de l'Ecologie et du Développement durable, et la Communauté Européenne dans le cadre du projet « Gestion des risques environnementaux liés à l'activité agricole à l'échelle du bassin versant dans la zone bananière guadeloupéenne »

CHAPITRE 1 : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE SUR LE FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DES BASSINS VERSANTS EN CLIMAT TROPICAL HUMIDE ET EN CONTEXTE CULTIVÉ

1.1 Introduction

Ce chapitre fait l'état des connaissances relatives au fonctionnement hydrologique de petits bassins versants. En introduction sont d'abord précisés les deux termes centraux de ce mémoire que sont le bassin versant et son fonctionnement hydrologique. Le bassin versant représente l'unité géographique sur laquelle se base l'analyse du cycle hydrologique et de ses effets (Musy, 2003). Le bassin versant est considéré comme un système, avec les précipitations comme entrées principales et les différents flux d'évapotranspiration et d'écoulements de surface et souterrains comme sorties. Ainsi, le fonctionnement hydrologique de bassin peut être marqué par des processus hydrologiques dominants ou des combinaisons de processus dominants qui varient dans l'espace et dans le temps (Ambroise, 1999). L'interaction entre les différents processus décrits dans cette partie répond à une certaine organisation fonctionnelle, spatiale et temporelle du bassin. Déterminer le fonctionnement hydrologique d'un bassin, c'est alors associer ces processus dominants avec des compartiments délimités spatialement et verticalement, en rapport avec les caractéristiques du milieu géologique, pédologique ou agronomique et en rapport avec leurs périodes d'apparition.

D'un point de vue spatial, les processus à l'échelle du bassin sont intimement liés aux processus à l'échelle locale. C'est pourquoi l'échelle d'étude retenue ici varie de la parcelle au bassin versant ; la parcelle étant définie comme une zone homogène quant à ses propriétés de surface et homogène dans son fonctionnement, et le bassin versant étant considéré comme un assemblage de plusieurs parcelles. D'un point de vue temporel, l'approche événementielle lors des crues fait appel à des transferts rapides, alors que l'approche annuelle pour caractériser un cycle hydrologique nécessite l'établissement d'un bilan sur des chroniques pluriannuelles. Aussi, l'échelle d'étude temporelle retenue varie de la crue à la chronique annuelle. Pour caractériser la variabilité spatiale et temporelle à l'échelle du bassin versant, la démarche adoptée comprend deux volets : un volet expérimental et un volet de modélisation spatialisée.

Ce chapitre est structuré en trois parties avec une revue sur i) les processus hydrologiques existants à l'échelle du bassin versant, ii) le fonctionnement de systèmes hydrologiques en climat tropical et en contexte cultivé, et iii) les approches de modélisation pour caractériser le milieu tropical cultivé de la parcelle au bassin versant.

1.2 Processus hydrologiques à l'échelle du bassin versant

La pluie qui constitue l'entrée du système est divisée en différentes composantes que sont l'évapotranspiration, les écoulements de surface et les écoulements souterrains, synthétisés sur la Figure 1-1 et l'Equation 1-1. La synthèse bibliographique des processus hydrologiques présentés dans cette section fait référence aux ouvrages suivants : Ambroise (1999), Beven (2001), De Marsily (1981), Chow *et al.* (1988), et Musy (2003).

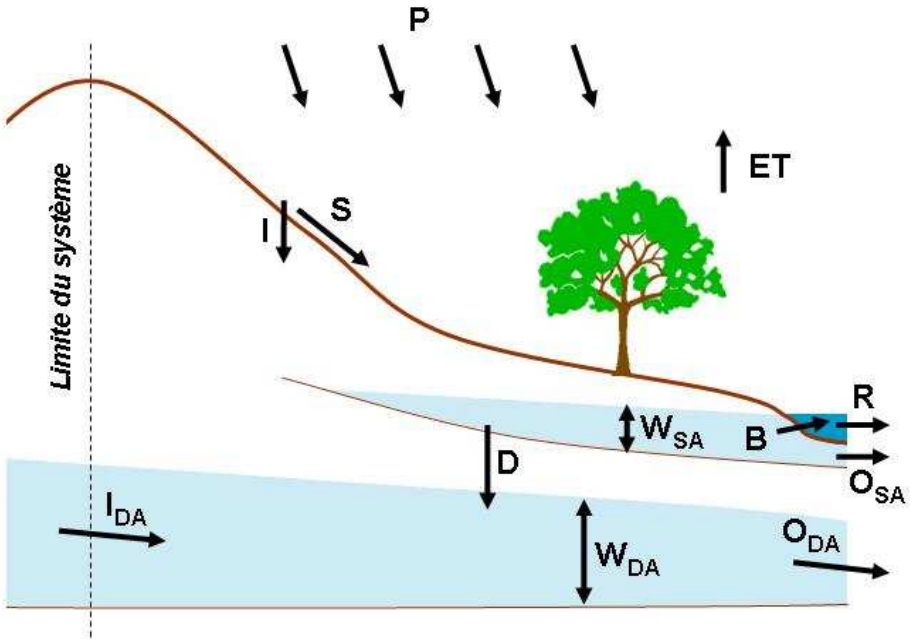


Figure 1-1 Principaux processus hydrologiques au sein d'un bassin versant.

avec P la pluie, ET l'évapotranspiration, I l'infiltration, R le ruissellement total (*Runoff*), S le ruissellement de crue (*Stormflow*), B le drainage de nappe ou débit de base (*Baseflow*), W_{SA} le stock de la nappe superficielle (*Shallow Aquifer*), D la percolation profonde (*Deep percolation*), W_{DA} le stock de la nappe profonde (*Deep Aquifer*), O_{SA} les pertes latérales de la nappe superficielle (*Outflows*), I_{DA} les apports amont de la nappe profonde (*Inflows*), O_{DA} les pertes latérales de la nappe profonde.

(1-1)

à la surface : $P = ET + S + I$

dans l'aquifère superficiel : $\Delta W_{SA} = I - B - O_{SA} - D$

dans l'aquifère profond : $\Delta W_{DA} = D + I_{DA} - O_{DA}$

1.2.1 Ecoulements régis par le couvert végétal

En présence de végétation, une partie de la pluie est interceptée par le couvert végétal. Celui-ci contrôle en partie les flux évaporés qui n'atteindront jamais le sol, ainsi que la redistribution de la

pluie au sol. Les processus d'interception et d'évapotranspiration étant liés, ils sont donc présentés conjointement dans cette partie.

1.2.1.1 Interception et redistribution

Le couvert végétal intercepte la pluie incidente et en stocke une partie qui s'évapore directement sans atteindre le sol (Figure 1-2, Equation 1-2). L'interception tient compte du taux d'évaporation, de la capacité de stockage de la canopée, de la résistance aérodynamique et de la radiation globale (Rutter *et al.*, 1971; Gash *et al.*, 1995). Ce terme peut jouer un rôle important, notamment dans le cas de couverts végétaux denses, comme en contexte forestier, où durant la pluie une fraction de l'eau interceptée peut s'évaporer.

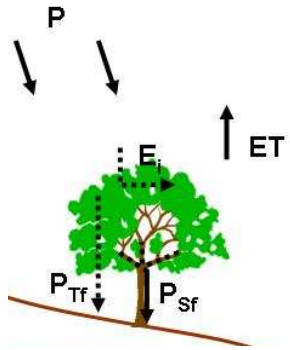


Figure 1-2 Processus hydrologiques régis par le couvert végétal.

avec E_i l'interception, P_{Sf} le stemflow, et P_{Tf} le throughfall.

(1-2) $$P_{Sf} + P_{Tf} = P - E_i$$

La part de la pluie incidente non interceptée par la canopée est redistribuée au sol selon deux mécanismes : le *stemflow* ou écoulement le long du tronc canalisant les flux depuis les branches et les feuilles, et le *throughfall* qui est la somme de la pluie directe au sol – sans contact avec la plante – et de l'égouttement du feuillage mouillé. Le partage de ces deux flux est directement gouverné par la structure de la plante. Les effets de la redistribution peuvent être opposés selon le type de végétation : soit une diminution des intensités maximales de pluie au sol dans le cas de couverts discontinus favorisant le throughfall (Keim et Skaugset, 2003), soit la formation de ruissellement au pied du tronc dans le cas de plantes ayant une structure globale en entonnoir (Herwitz, 1986; Cattan *et al.*, 2007a).

1.2.1.2 Evapotranspiration

L'évapotranspiration est un processus complexe composé d'une évaporation physique de l'eau de surface et du sol et d'une évaporation physiologique (transpiration). D'une manière générale, l'évapotranspiration est conditionnée par les conditions climatiques, et les conditions liées au sol et à la végétation. Ce terme du bilan est difficile à estimer. Il peut être approché à partir des besoins en eau des cultures représentés par l'évapotranspiration maximale ETM. L'ETM est déterminé à partir de la

correction de l'évapotranspiration potentielle ETP d'une culture de référence par un coefficient appelé "coefficient cultural" (kc) :

(1-3) $ETM = kc\,ETP$ exprimé en lame d'eau [L]

La détermination de l'ETP peut être réalisée à l'aide de formules empiriques ou à bases physiques, comme l'équation de Penman-Monteith (Equation 1-4) dérivée de la combinaison du bilan d'énergie avec le transfert aérodynamique :

(1-4) $$ETP = \frac{R_n\,\Delta + \frac{\rho\, c_P\, \delta e}{r_a}}{\lambda\left(\Delta + \gamma\left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)\right)} \qquad \text{avec } \Delta = \frac{4098\, e_S}{(T + 237.3)^2}$$

avec ETP [mm s^{-1}], R_n le rayonnement net [W m^{-2}], Δ la pente de la courbe de pression de vapeur à la température moyenne de l'air [kPa $°C^{-1}$], ρ la densité de l'air à pression constante [kg m^{-3}], c_P la capacité thermique de l'air humide [J kg^{-1} $C°^{-1}$], δe la différence entre la pression de vapeur saturante e_S [kPa] et la pression de vapeur effective dans l'air e_e [kPa] ($\delta e = e_S - e_e$), r_a la résistance aérodynamique [s m^{-1}], λ la chaleur latente de vaporisation de l'eau [J kg^{-1}], γ la constante psychrométrique [kPa $C°^{-1}$].

Toutefois, pour que le processus d'évaporation puisse se produire, il faut d'une part que le système ait la capacité de fournir de l'eau (facteur limitant) et, d'autre part, que l'air ambiant ne soit pas saturé et exerce une demande évaporative. L'évaporation réelle ETR dépend donc des conditions météorologiques mais aussi de la disponibilité en eau. Quand la demande est satisfaite, on considère alors que ETR = ETM.

1.2.2 Ecoulements de surface

A la surface du sol, l'eau redistribuée en stemflow et throughfall est partagée entre le ruissellement et l'infiltration (Figure 1-3). La partie ruisselée se propage jusqu'au réseau et transite à l'exutoire du bassin. Les écoulements de surface incluent les écoulements dans le réseau hydrographique en période de crue et d'étiage, ainsi que les écoulements à la surface du sol sur les versants en période de crue.

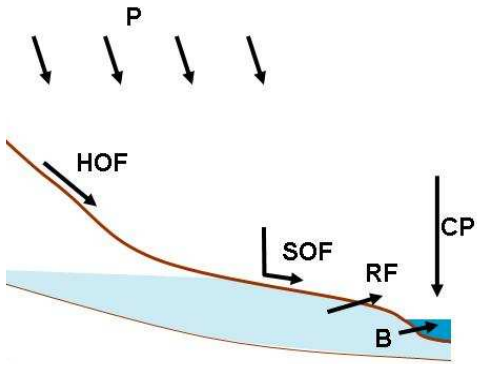


Figure 1-3 Processus hydrologiques de surface.

avec HOF le ruissellement hortonien (*Horton Overland Flow*), RF l'exfiltration (*Return Flow*), SOF le ruissellement sur surface saturée (*Saturation Overland Flow*), CP la précipitation directe (*Channel Precipitation*).

1.2.2.1 Ecoulements dans le réseau hydrographique

Le premier processus est la précipitation directe tombant sur la surface libre du réseau hydrographique. Même si la surface du cours d'eau est très faible, ce processus peut devenir important lors des crues de bassin (Dunne et Black, 1970), notamment dans le cas où les contributions des versants ne dépassent pas quelques pourcents.

Le second processus est celui issu du drainage de la nappe superficielle et qui constitue le débit de base du cours d'eau pérenne à l'exutoire du bassin. A l'échelle de l'année, le débit de base est un terme important du bilan de bassin. A l'échelle de la crue, la contribution de ce processus aux écoulements dans le réseau est variable et peut être dans certains cas négligeable comme en contexte méditerranéen avec une faible couverture végétale, et dans d'autres cas prépondérant comme en contexte tempéré ou de zones humides (Ambroise, 1998). Les écoulements issus du milieu souterrain sont détaillés dans la section suivante.

1.2.2.2 Ecoulements sur les versants

Les écoulements de surface sur les versants apparaissent lors des événements pluvieux et participent aux écoulements rapides de crue. Deux concepts principaux existent : le ruissellement hortonien et le ruissellement sur surfaces saturées.

Le ruissellement hortonien ou ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration représente la saturation de la surface « par le haut » lorsque l'intensité des précipitations dépasse cette capacité d'infiltration du sol, et que l'excès est évacué en ruissellement de surface (Horton, 1933). Différents modèles d'infiltration ont été proposés pour calculer cette capacité d'infiltration et sont évoqués dans la partie concernant les écoulements souterrains en zone non saturée. Les zones actives au ruissellement hortonien sont donc celles ayant des faibles capacités d'infiltration en surface comme certains sols argileux, les encroûtements, ou encore les voies de communication.

Le ruissellement sur surfaces saturées ou par saturation du sol défini par Cappus (1960) représente la saturation de la surface « par le bas » lorsque l'ensemble du profil est déjà saturé. Deux écoulements participent à ce processus : le ruissellement de la pluie sur les surfaces saturées et l'exfiltration de la nappe plus en aval (Dunne et Black, 1970). La capacité d'infiltration du sol n'est alors plus le facteur déterminant le ruissellement. Ces zones de ruissellement sont à surface variable selon la dynamique et l'altitude de la nappe par rapport à la topographie et sont appelées « zones contributives à surface variable ». Ces surfaces sont propices au ruissellement lorsque la nappe est proche de la surface et sont donc localisées principalement dans les zones humides, en bas de versant et à proximité des cours d'eau.

1.2.2.3 Propagation du ruissellement

Le ruissellement apparu sur les versants se propage vers l'aval à la surface du sol, puis vers le réseau hydrographique. Les écoulements sont représentés dans le système de Saint-Venant qui combine l'équation de conservation de la matière (Equation 1-5) et la conservation de la quantité de mouvement (Equation 1-6). Les hypothèses de base supposent un écoulement monodirectionnel, une distribution hydrostatique des pressions et l'absence d'apports ou de pertes latéraux.

(1-5) $$\frac{\partial y}{\partial t} + y\frac{\partial V}{\partial x} + V\frac{\partial y}{\partial x} = 0$$

(1-6) $$\frac{\partial V}{\partial t} + V\frac{\partial V}{\partial x} + g\frac{\partial y}{\partial x} + g(s_f - s) = 0$$

avec g l'accélération de la pesanteur [LT^{-2}], s la pente du fond du cours d'eau en x [LL^{-1}], s_f la pente de la ligne de charge en x à l'instant t [LL^{-1}], t le temps [T], V la vitesse moyenne en x à l'instant t, x l'abscisse [L], y la profondeur d'eau en *x* à l'instant t, compté à partir du fond [L].

Les équations de Saint-Venant dépendent des conditions aux limites amont et aval du tronçon, des conditions initiales à t = 0 et des caractéristiques géométriques de la rivière.

La propagation des crues peut être résolue en négligeant certains termes, amenant à l'équation de l'onde diffusante (Moussa et Bocquillon, 1996) qui est souvent utilisée pour simuler les transferts dans le réseau hydrographique et à la surface des versants.

1.2.3 Ecoulements souterrains

Les écoulements souterrains se produisent dans le milieu poreux du sous-sol qui peut être non saturé ou saturé. Les écoulements dans la zone non saturée concernent les processus proches de la surface du sol (infiltration) et plus en profondeur (percolation). Les écoulements en zone saturée concernent les écoulements de nappe, mais également les écoulements de subsurface sur les versants qui conceptuellement s'apparentent à des nappes perchées formées temporairement lors des épisodes

pluvieux (Figure 1-4). L'interface entre la zone non saturée et la zone saturée est la surface piézométrique.

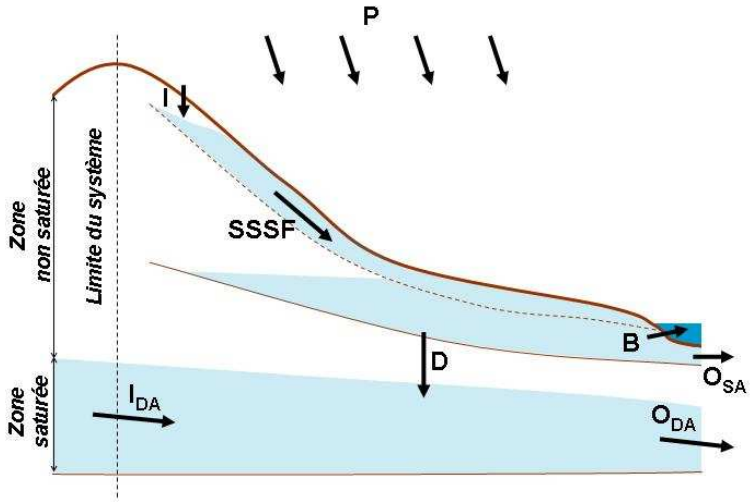


Figure 1-4 Processus hydrologiques souterrains.

avec SSSF le ruissellement de subsurface lors des crues (SubSurface Storm flow).

1.2.3.1 Les processus

La percolation au dessus d'un niveau lithologique moins perméable peut conduire à la formation d'une nappe plus ou moins temporaire par saturation du milieu poreux qui le recouvre (Ambroise, 1999). Lerner (1997) distingue trois mécanismes de recharge de la nappe : (i) la recharge directe par infiltration et percolation verticale à travers la zone non saturée, (ii) la recharge indirecte par infiltration à partir du lit du cours d'eau, et (iii) la recharge localisée ou concentrée au droit de zones dépressionnaires. Ce processus de recharge est prédominant dans les régions où le terme d'évapotranspiration reste inférieur à la pluie comme en climat tropical humide.

L'écoulement de subsurface ou hypodermique latéral dans les versants est le processus essentiel d'une contribution d'eau souterraine au ruissellement de crues. Ces écoulements en conditions saturées ou non saturées résultent d'un ralentissement voire d'un blocage de la percolation par un niveau sous-jacent significativement moins perméable, favorisant alors des écoulements latéraux dans la couche superficielle. Hewlett et Hibbert (1967) expliquent l'origine de ce ruissellement par le mécanisme d' « effet piston » qui suppose que l'eau nouvelle de la pluie appliquant une charge sur le versant, chasse l'eau préexistante en bas de versant par la propagation d'une onde de pression. Ce processus participe au ruissellement retardé de crue. Les zones favorables à l'écoulement de subsurface sont des versants où le profil de sol est caractérisé par une infiltrabilité élevée en surface et avec une forte décroissance de cette capacité d'infiltration. Ce peut également être le cas de versants où le substratum considéré comme imperméable est peu profond.

Les écoulements de nappe sont essentiellement latéraux mais la variabilité spatiale et verticale des aquifères est fonction de la géométrie et des propriétés hydrodynamiques des formations lithologiques formant les réservoirs. Les nappes peuvent être soit libres quand l'eau est à la pression atmosphérique, soit captives quand l'eau est sous pression entre deux niveaux imperméables. La superposition de couches aux perméabilités et porosités contrastées peut générer plusieurs niveaux de nappes. Ce cas est fréquent dans les formations géologiques verticalement hétérogènes comme en contexte sédimentaire ou volcanique.

La prise en compte des nappes dans le cas d'un système hydrologique limité au bassin versant pose le problème des écoulements souterrains entre bassins mitoyens. Ainsi selon la position des limites de partage des eaux en surface (crêtes topographiques) et en souterrain (crêtes piézométriques), les écoulements souterrains peuvent dans un cas représenter des pertes au système et dans un autre cas des apports. Genereux et Jordan (2006) évoquent le fait que ces écoulements souterrains peuvent diminuer les écoulements de surface des bassins desquels ils proviennent, et peuvent augmenter le ruissellement de celui qui les reçoit.

Les écoulements de nappe ont plusieurs exutoires possibles : (i) les sources, (ii) le drainage par le réseau hydrographique là où la surface topographique recoupe la surface piézométrique, (iii) les écoulements verticaux par percolation profonde d'une nappe superficielle vers une nappe sous-jacente plus profonde. A l'échelle du bassin versant, les flux de drainage par le réseau hydrographique constituent l'essentiel des débits hors période de crue et forment le débit de base (en opposition au débit de crue).

1.2.3.2 Ecoulements en zone non saturée

L'infiltration est le processus d'entrée principal de la zone non saturée et est gouverné par la loi de Richards (1931) :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] - \frac{\partial}{\partial z} K \qquad (1\text{-}7)$$

avec t le temps [T], z la profondeur orientée positivement vers le bas [L], θ la teneur en eau volumique [L^3L^{-3}], K(θ) la conductivité hydraulique [LT^{-1}], et Ψ(θ) le potentiel matriciel [L].

Ce modèle dépend des deux relations K(θ) et Ψ(θ) qui caractérisent les propriétés hydrodynamiques du sol et qui sont des fonctions fortement non linéaires. Aussi, les solutions analytiques en zone non saturées existent pour certaines hypothèses simplificatrices amenant à différents modèles d'infiltration (Green et Ampt, 1911; Philip, 1957; Morel-Seytoux, 1978). D'autres modèles empiriques (Horton, 1933) ou conceptuels (Diskin et Nazimov, 1995) rendent compte de l'évolution de la capacité d'infiltration du sol au cours d'un événement pluvieux.

1.2.3.3 Ecoulements en zone saturée

Les écoulements dans une zone saturée non confinée sont décrits par l'équation de Boussinesq qui combine les deux lois de conservation de la masse et de conservation de l'énergie :

(1-8) $$\frac{\partial}{\partial x}\left(h\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(h\frac{\partial h}{\partial y}\right)=\frac{\theta_s}{T}\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{Q}{T}$$

avec x, y les deux composantes bidimensionnelles, avec Q le débit prélevé par unité de surface de la nappe [LT^{-1}], T la transmissivité [L^2T^{-1}]. Cette équation a une solution sous les hypothèses simplificatrices de Dupuit pour lesquelles les lignes de courant sont horizontales et les charges hydrauliques constantes sur la verticale. Son application n'est donc valable que pour des gradients de pente très faibles.

Quand l'ensemble du système est saturé, des modèles simplifiés comme la loi de Darcy sont utilisées dans le cas d'échanges entre souterrain et réseau hydrographique où l'on considère les flux uniformes sur la section du cours d'eau. La loi de Darcy montre que le débit est proportionnel à la différence de gradient hydraulique entre deux points.

(1-9) $$Q=-KA\frac{\partial h}{\partial l}$$

avec Q le débit [L^3T^{-1}], K la conductivité hydraulique [LT^{-1}], A l'Aire [L^2], h la charge hydraulique entre deux points [L], et l la distance entre deux points [L].

1.2.4 Synthèse sur la genèse des crues

A la base d'une synthèse des processus mis en jeu lors des épisodes pluvieux, Dunne (1983) réalise l'exercice difficile d'associer les processus hydrologiques avec les conditions pédoclimatiques et géomorphologiques (Figure 1-5). Horizontalement, les deux extrêmes représentent d'un côté le milieu aride ou semi-aride qui est le domaine du ruissellement hortonien principalement contrôlés par les états de surface, et d'un autre le milieu humide qui est le domaine du ruissellement sur surfaces saturées et du ruissellement de subsurface dans lesquels la dynamique interne est prépondérante.

En conclusion de cette partie sur les processus hydrologiques à l'échelle du petit bassin versant, différents déterminants des processus hydrologiques sont identifiés :

- La structure du couvert végétal est un déterminant de la répartition spatiale de la pluie au sol,
- Les états de surface sont un déterminant du partage ruissellement-infiltration, et donc du processus hortonien,

- La topographie et les propriétés hydrodynamiques en profil de la couche superficielle sont deux déterminants des processus souterrains lors des crues (écoulements de subsurface et sur surfaces saturées) et en étiage (débit de base),
- Les propriétés hydrodynamiques en souterrain et la géométrie des dépôts sont deux déterminants des processus de recharge et des écoulements de nappe.

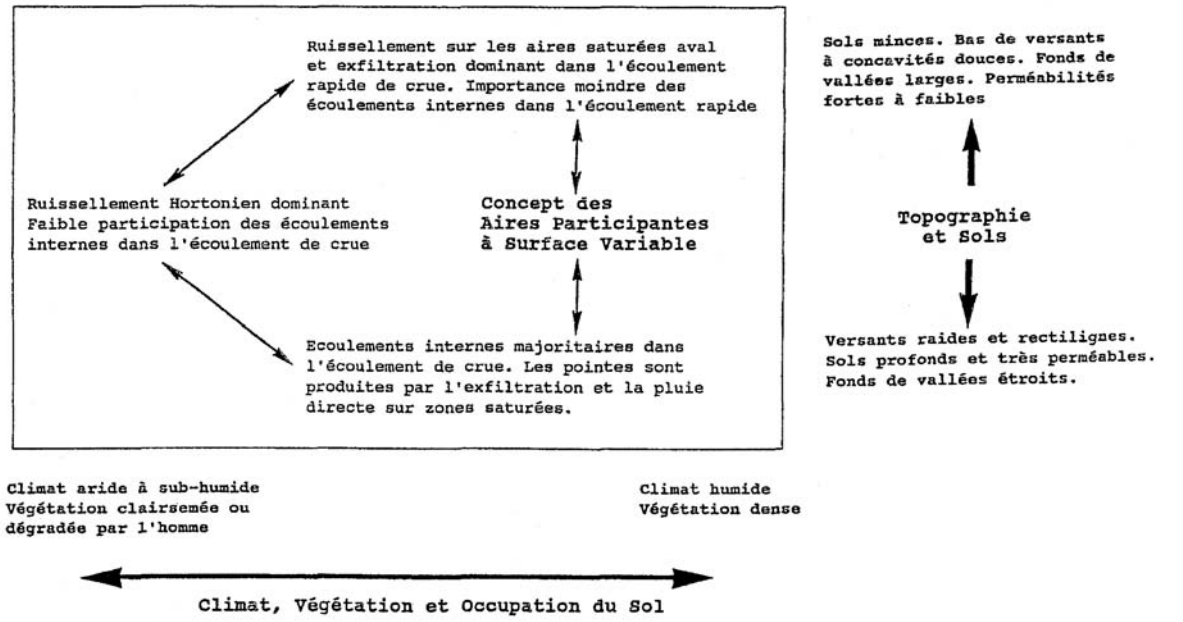


Figure 1-5 Illustration schématique de l'occurrence de divers processus de ruissellement en relation avec leurs facteurs morphoclimatiques (d'après Dunne (1983), traduit par Fritsch (1992)).

1.3 Spécificités du contexte tropical et du milieu cultivé

1.3.1 Le milieu tropical humide

Le climat tropical humide ou équatorial est un type de climat intertropical, principalement centré autour de l'Equateur. D'après la classification de Köppen (Peel *et al.*, 2007), la température est relativement constante et élevée toute l'année avec des moyennes mensuelles supérieures à 18°C. Les pluies annuelles sont d'environ 2 000 mm an^{-1} et dépassent l'évapotranspiration annuelle. La saison sèche peu marquée est caractérisée par des pluies mensuelles supérieures à 60 mm. Ce climat est généralement associé à une végétation dense notamment dans les régions forestières et à des sols évolués très perméables. En découlent des spécificités sur les processus hydrologiques aussi bien au niveau des processus régis par le couvert végétal que de ceux issus du partage ruissellement-infiltration.

Une synthèse sur les processus hydrologiques dans un contexte tropical humide est proposée aux deux échelles de la parcelle et du bassin versant, ainsi qu'aux échelles de la crue et du bilan annuel. Le Tableau 1-1 résume les caractéristiques et les principaux processus hydrologiques évoqués dans cette section pour différents bassins d'étude.

1.3.1.1 Influence de la végétation

Dans une revue sur les processus d'interception et de redistribution de la pluie par le couvert, Crockford et Richardson (2000) rapportent que l'interception en zone tropicale constitue entre 8,9 et 39 % de la pluie selon le type de végétation. Cependant, l'essentiel des données concernant les études sur la répartition de la pluie par la végétation est focalisée sur les forêts tropicales dont la surface foliaire ainsi que l'épaisseur de canopée assurent une interception allant jusqu'à 50 % de la pluie incidente annuelle, soit 1 800 mm an^{-1} (Schellekens *et al.*, 2000). Les valeurs de stemflow données par Crockford et Richardson (2000) sont inférieures à 2 % de la pluie et concordent avec l'essentiel des données recensées par Levia (2003) et Llorens et Domingo (2007) dans d'autres climats de type tempéré et méditerranéen et pour des plantes arbustives n'ayant pas une structure canalisant la pluie sur le tronc. Ainsi, l'effet modéré de la redistribution de la pluie sous climats tempérés est renforcé sous climat tropical humide en raison des pluies abondantes.

1.3.1.2 Processus d'écoulement à l'échelle de la parcelle

Elsenbeer (2001) propose une classification des types d'écoulement d'eau en forêt tropicale selon deux types de sols évolués : les acrisols et les ferralsols (WRB, 2006) (Figure 1-6). Les acrisols, ou sols ferralitiques fortement ou moyennement désaturés selon la classification française, ont à la base du profil un niveau plus argileux qu'en surface (résultant d'une migration des argiles vers la profondeur). Les ferralsols ou sols ferralitiques classiquement profonds et lessivés en profondeur possèdent des limites d'horizons plus diffuses.

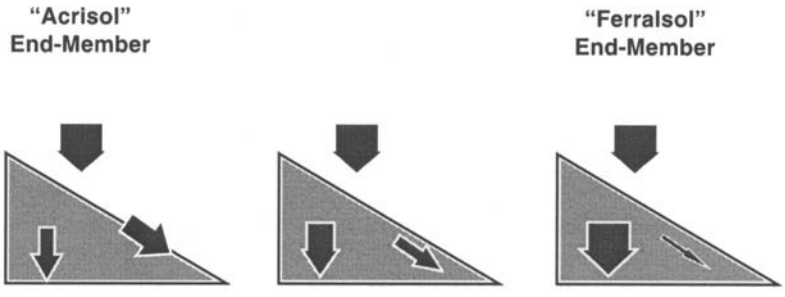


Figure 1-6 Les chemins d'eau en forêt tropicale (d'après Elsenbeer (2001)).

D'après le schéma de Elsenbeer (2001) (Figure 1-6), les acrisols favorisent les écoulements latéraux de type subsurface (SSSF) alors que les ferralsols favorisent les écoulements verticaux de percolation. Ce schéma volontariste dans la généralisation des processus de crue en forêt se vérifie

globalement pour les deux sites ECEREX B et F (Tableau 1-1), mais peut s'avérer toutefois inexact selon le type de couvert (Ziegler *et al.*, 2004b), selon les variabilités latérales de faciès, ou encore selon la variabilité de la profondeur du substratum (Bruijnzeel, 1983a). De plus, ce schéma est limité aux sols évolués et ne prend pas en compte les sols jeunes comme les andosols d'origine volcanique.

Par ailleurs, bien que les sols soient infiltrants > 20 mm h^{-1} (Tableau 1-1), les écoulements de surface de type hortonien (HOF) ne doivent pas être négligés, notamment en contexte cultivé (Fritsch, 1992; Cattan *et al.*, 2006). Pour autant, lors du changement d'échelle vers le bassin versant, le HOF observé à l'échelle locale n'est pas forcément un processus de crue dominant à l'échelle du bassin (Roose, 1977). En effet, sur les bassins présentés Tableau 1-1, certains auteurs observent sur les hauts de versants du HOF qui se réinfiltre avant d'atteindre le réseau (Fujieda *et al.*, 1997; Elsenbeer et Vertessy, 2000). On peut d'ailleurs penser que cette réinfiltration favorise la montée de la nappe en fond de vallée et/ou d'une nappe perchée dans le bas de versant, expliquant alors les fortes composantes de SSSF et de SOF (sur surface saturée).

1.3.1.3 Processus d'écoulement à l'échelle du bassin

a) A l'échelle de la crue

A l'échelle du bassin versant, de manière similaire au schéma d'Elsenbeer (2001) (Figure 1-6), les processus dominants de crue peuvent être classés en deux catégories selon le profil de conductivité hydraulique du sol (cf Tableau 1-1) :

(i) les bassins dont la conductivité hydraulique du sol décroît très fortement avec la profondeur. Le profil de sol type est généralement d'une profondeur de moins d'1 m et se compose d'un horizon de surface très perméable favorisant l'infiltration (valeur de 200 à plus de 1 000 mm h^{-1}) et d'un horizon sous-jacent peu perméable (quelques mm h^{-1}) limitant la percolation et favorisant les écoulements latéraux de subsurface. Les processus dominants sont alors le SSSF dans les versants et le SOF, qui peut être associé au SSSF, par la montée d'une nappe perchée qui atteint la surface topographique en bas de versant. La quasi-totalité des travaux en milieu forestier rapportent ce type de fonctionnement en période de crue comme au bassin de South Creek, Queensland, Australie (Bonell et Gilmour, 1978; Bonell *et al.*, 1981), au bassin de Palma en Dominique (Walsh, 1980), au Cunha Forest, Brésil (Fujieda *et al.*, 1997), au bassin de La Cuenca, Pérou (Elsenbeer et Lack, 1996; Elsenbeer et Vertessy, 2000), ou au bassin de Bisley II, Porto Rico (Schellekens *et al.*, 2004).

Tableau 1-1 Comparaison de bilans hydrologiques annuels et des principaux processus pour de petits bassins tropicaux avec un sol perméable.

Sites	Surface	Végéta-tion	Sol[a]	Ks de surface	Horizon limitant la percolation	P[b]	ET/P	R/P	ΔW/P	D/P	Principaux processus de crue[c,]	S/P Annuel[d]	S/P Crue[d]	Auteurs
	[ha]	[-]	[-]	[mm h^{-1}]	[-]	[mm]	[%]	[%]	[%]	[%]		[%]	[%]	
Parcelle / versant														
Açores (Granja)	0,3	Prairie	Andosol	19	oui	2 000	-	-	-	-	SSSF et SOF	< 1,0 %	-	Fontes *et al.* (2004)
Guadeloupe (Neufchâteau)	0,6	Banane	Andosol	75 - 265	non	3 636	-	-	-	-	HOF	-	5 - 11	Cattan *et al.* (2006)
Guyane Fr. (ECEREX C)	1,4	Verger	Ferralsol	-	non	3 323	44,2	9,9	0	45,9	HOF	4,2	-	Roche (1982); Fritsch (1992)
Guyane Fr. (ECEREX B)	1,5	Forêt tropicale	Ferralsol	-	oui	3 380	36,0	18,0	0	45,0	SSSF	15,0	30 - 49	Roche (1982); Fritsch (1992); Molicova *et al.* (1997)
Guyane Fr. (ECEREX F)	1,4	Forêt tropicale	Ferralsol	-	oui	3 143	46,8	43,9	0	9,3	SSSF	25,6	-	Roche (1982); Fritsch (1992)
Bassin versant														
Indonésie (Kali Mondo)	19,0	Eucalyptus	Andosol	955	selon la profondeur du substratum	4 668	26,1	74,1	-0,2	0	SSSF (<7,7 %), HOF sur chemins (0,9 %), CP (1,3 %)	4,7	1,7 - 8	Bruijnzeel, (1983a)
Brésil (Lake Calado)	23,4	Forêt tropicale	Ferralsol	≈ 54	non	2 870	39,0	57,5	2,0	1,5	CP (≈ 4 %)	3,0	0,5 - 4	Lesack (1993)
Brésil (Cunha Forest)	56,0	Forêt tropicale	Ferralsol	≈ 36	oui	2 319	30,0	70,0	0	0	SSSF (6 %) et SOF sur zones ripariennes (5 %)	11,0	-	Fujieda *et al.* (1997)
Panama (Lutz creek)	9,7	Forêt tropicale	Acrisol	30 - 66	oui	2 400	52,0	41,0	7,0	-	SSSF et SOF	10,0	-	Godsey *et al.* (2004); Kinner et Stallard, (2004)
Australia (South Creek)	25,7	Forêt tropicale	Acrisol	> 800	oui	4 175	-	-	-	-	SSSF sur versants et SOF	-	45 - 74	Bonell et Gilmour, (1978); Bonell *et al.* (1981); Bonell (1993)
Porto Rico (Bisley II)	6,4	Forêt tropicale	Acrisol	260	oui	3 530	31,0	-	-	-	SSSF et SOF	-	1 - 28	Schellekens *et al.* (2004)
Pérou (La Cuenca)	0,7	Forêt tropicale	Acrisol	300	oui	3 300	-	-	-	-	SSSF	-	-	Vertessy et Elsenbeer (1999) ; Elsenbeer et Vertessy (2000)
Dominique (Palma)	122,0	Forêt tropicale	Ferralsol	250	oui	5 432	-	-	-	-	SSSF	-	32 (au max.)	Walsh (1980)

[a] d'après la classification WRB (2006) ; [b] d'après Equation 1-1; [c] la surface des aires contributives est donnée entre parenthèses ; [d] S/P est le coefficient de ruissellement de crue.

(ii) les bassins dont la conductivité hydraulique du sol ne varie pas significativement ou tout du moins suffisamment pour créer un drainage latéral important comparé à la percolation. Le profil de sol est généralement plus profond, mais la prospection verticale n'est souvent pas suffisante pour donner la limite inférieure. Les processus dominants sont alors le HOF et le CP (précipitation directe sur le cours d'eau). Peu d'études rapportent ce type de fonctionnement. On retiendra le bassin de Lake Calado en forêt amazonienne, où Lesack (1993) observe des faibles coefficients de ruissellement événementiel compris entre 0,5 et 4 %, générés principalement par du CP associé à du SOF sur les rives du réseau hydrographique. En effet, sur ce bassin, la capacité d'infiltration du sol ne décroît pas significativement jusqu'à au moins 4 m de profondeur (valeur moyenne géométrique de 54 mm h^{-1} en piézomètres).

Le bassin de Kali Mondo, Indonésie (Bruijnzeel, 1983a) est typiquement un bassin « intermédiaire » aux deux pôles proposés ci-dessus. En effet, ce bassin en contexte volcanique est caractérisé par une formation superficielle de cendres et de tufs de 0,5 à 6 m d'épaisseur, reposant sur une formation imperméable. Dans la formation superficielle, l'auteur note une décroissance du Ks de 955 mm h^{-1} en surface à 225 mm h^{-1} à 2 m et au plus bas de 35-50 mm h^{-1} dans une couche plus argileuse qui s'avère relativement peu limitante pour freiner fortement la percolation. Aussi, les surfaces contributives au SSSF sont inférieures à 8 % et principalement localisées aux endroits où la roche mère est peu profonde (<0,5 m). Ceci engendre alors une forte contribution également du CP et du HOF sur les chemins d'exploitation qui représentent jusqu'à 2 % de la surface du bassin.

En complément d'un schéma de fonctionnement hydrologique globalement orienté par une très forte infiltration, Dubreuil (1985) évoque, dans sa revue des bassins tropicaux suivis par l'ORSTOM, le fait que mêmes si les capacités d'infiltration élevées des sols tropicaux tendent à limiter le processus de HOF, celui-ci peut néanmoins être prépondérant lors des crues dans certaines régions de forêts tropicales africaines où la capacité d'infiltration est plus modérée.

b) A l'échelle du bilan annuel

Si de nombreuses études portent sur les processus de crue sur de petits bassins tropicaux (moins de 150 ha), peu de références font état de bilans annuels et du fonctionnement global de bassin. Dans cette revue bibliographique sont cités quatre bassins versants forestiers sur sols perméables en Indonésie (Bruijnzeel, 1983a), au Brésil (Lesack, 1993; Fujieda *et al.*, 1997), et au Panama (Kinner et Stallard, 2004) pour lesquels des bilans hydrologiques annuels ont été déterminés. Globalement, le bilan est essentiellement partagé entre l'évapotranspiration et le ruissellement, les flux de ruissellement étant largement dominés par le débit de base. Ces résultats signifient que les transferts souterrains sont majoritaires et limités en profondeur à un réservoir superficiel dont l'exutoire principal est le réseau hydrographique. Ces bassins versants sont des systèmes sans pertes importantes avec des écoulements souterrains inter-bassins a priori faibles.

1.3.2 Processus spécifiques au milieu cultivé

Le contexte cultivé, par rapport au contexte dit naturel, répond à une modification des caractéristiques du milieu à l'interface sol-plante, et engendre une organisation de l'espace dû à l'aménagement anthropique pour les besoins de l'agriculture. L'agriculture modifie le fonctionnement hydrologique des bassins en agissant principalement sur deux niveaux d'organisation des écoulements : le partage ruissellement-infiltration à la surface du sol lié au type de couvert végétal et aux pratiques culturales, et la propagation du ruissellement liée au réseau des fossés, chemins, talus, haies, etc. L'unité d'étude de l'occupation du sol est la parcelle, et l'unité d'étude du réseau anthropique est le bassin versant.

1.3.2.1 Rôle du couvert végétal, le cas de la banane

Le bananier est une plante dont les larges feuilles et la structure en entonnoir favorisent une forte variabilité spatiale de la redistribution de la pluie incidente au sol. L'illustration présentée par Roose *et al.* (1999) (cf Figure 1-7) montre bien l'allure en entonnoir du bananier qui sépare les écoulements en deux chemins d'eau : le stemflow qui concentre la pluie au pied de la plante, et le throughfall qui forme un égouttage en bord des larges feuilles qui font un effet parapluie.

A Sainte-Lucie, Harris (1997) a mesuré les différents termes de redistribution de la pluie par le bananier. Le throughfall et le stemflow représentent respectivement 80 et 10 % de la pluie incidente, les 10 % restant étant supposés interceptés et évaporés. Le *funneling ratio* (FUN) défini par Herwitz (1986), représentant le stemflow sur la pluie incidente relativement à la section du pseudo-tronc, est de FUN=13. Dans des conditions pédoclimatiques très similaires, en Guadeloupe, Cattan *et al.* (2007a) mesurent des flux plus concentrés sur le stemflow de variétés Grande Naine selon l'âge d'avancement de la plante : le FUN varie de 20 à 40 quand l'indice foliaire (LAI) varie de 2 à 3,2. En ce sens, le stemflow est maximum quand le bananier a atteint son maximum de croissance.

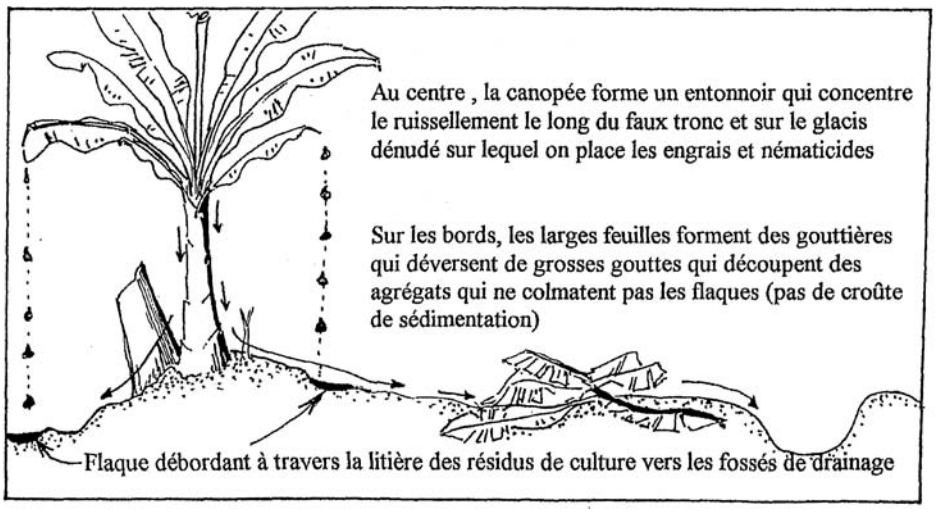


Figure 1-7 Redistribution des pluies sous la bananeraie (d'après Roose *et al.* (1999)).

1.3.2.2 Rôle des pratiques culturales

De nombreux auteurs ont montré que les états de surface jouaient un rôle prédominant sur le partage ruissellement-infiltration (Collinet et Valentin, 1979; Dunne, 1991; Casenave et Valentin, 1992). Les pratiques culturales modifient les propriétés hydrodynamiques et géométriques à la surface des parcelles et contrôlent l'apparition et l'intensité de l'infiltration, du ruissellement, et de son transfert intra parcellaire.

a) Le labour

Le labour réorganise la structure du sol, modifiant ainsi les propriétés hydrodynamiques en surface ainsi que la rugosité du sol (Mwendera et Feyen, 1993; Mwendera et Feyen, 1994; Leonard et Andrieux, 1998; Richard *et al.*, 1999). Plusieurs auteurs ont noté une augmentation de l'infiltration juste après labour (Papy *et al.*, 1988; Rao *et al.*, 1998a), alors que le passage d'engins peut engendrer une compaction localisée au niveau des traces de roues et réduire l'infiltration (Hill, 1993; Richard *et al.*, 1999). Globalement, le labour augmente la rugosité de surface et donc les zones de rétention (Mwendera et Feyen, 1994), et les sillons creusés canalisent le ruissellement et créent des chemins d'eau préférentiels (Souchère *et al.*, 1998; Takken *et al.*, 2001a).

De tels effets ont déjà été observés dans le cas spécifique des andosols pour lesquels la macroporosité de l'horizon de surface est directement affectée par le labour et le tassement après le passage d'engins (Dorel, 1993,2000). En bananeraie, la plantation en sillon ou au trou peut modifier fortement les voies préférentielles de circulation d'eau et influer sur le coefficient de ruissellement à l'échelle de la parcelle (Cattan *et al.*, 2006).

b) La couverture du sol

La couverture du sol est un autre facteur influant sur le ruissellement à l'échelle de la parcelle (Rao *et al.*, 1998b; Mickelson *et al.*, 2001). Dans le cas du mulch, elle permet un plus grand stockage de l'eau (Gilley et Kottwitz, 1994) et augmente la rugosité de la surface et donc la sinuosité du trajet intra-parcellaire (Poesen et Lavee, 1991).

Dans le but d'évaluer l'impact des cultures bananières sur l'érosion, Khamsouk (2001), en Martinique sur sols brun rouille à halloysite et Rishirumuhirwa (1993; 1997), au Burundi sur sols ferrallitiques, ont mené diverses expérimentations sur les états de surface à l'échelle de la parcelle. En bananeraie, ces états de surface concernent essentiellement les modes de paillage et leurs effets sur l'érosion. Les résultats principaux sont concordants et sont présentés ci-dessous :

- le paillis complet stoppe presque totalement le ruissellement et augmente l'infiltration,
- le paillis en bandes perpendiculaires à la pente diminue le ruissellement d'autant plus que les écartements entre les bandes sont de plus en plus faibles,
- le paillis en couronne est moins efficace contre le ruissellement car après de fortes averses, des rigoles continues se forment entre les lignes de bananiers dans le sens de la pente,

- en bananeraie non paillée, l'infiltration est jusqu'à 8 fois moins élevée qu'en bananeraie paillée.

Cattan *et al.* (2006) ont mené des travaux concernant l'influence des états de surface sur le ruissellement, sur deux parcelles en vis-à-vis. Leurs principaux résultats montrent que les coefficients de ruissellement moyens (RC) par événement varient de 5 à 11 % (maximum de 34 %) et que le paillage tamponne l'effet du labour.

c) Les écoulements en parcelles de banane

Suite à leurs observations sous bananier en Martinique, Roose *et al.* (1999) décrivent l'origine du ruissellement ainsi :

« *Comme 50 % de la surface du sol sous bananier sont tassés par le passage fréquent des ouvriers (25 fois an^{-1}), l'eau circule en nappe à partir des faux troncs, pénètre dans les vieilles souches pourries, est piégée dans les petites mares creusées en bordure de la canopée, puis déborde mais reste claire en s'infiltrant à travers les litières de feuilles et de faux troncs en décomposition. Nous n'avons pas observé de croûtes de battance ou de sédimentation sous bananier.* »

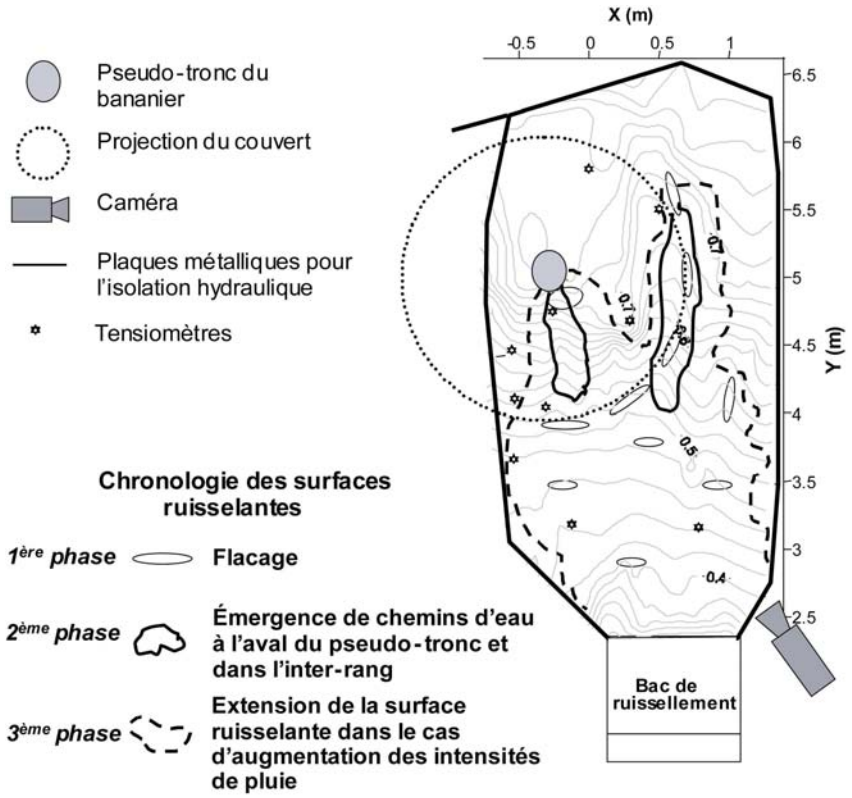


Figure 1-8 Chronologie des zones ruisselantes (d'après Cattan *et al.*, (*soumis*)).

Des travaux menés à l'échelle de la plante (Cattan *et al.*, 2007a; Cattan *et al.*, soumis) permettent de distinguer différentes étapes dans le processus de ruissellement (Figure 1-8) : (i) d'abord une saturation des zones d'égouttage des feuilles et de l'aval du bananier avec la formation de flaques

éparses, ensuite (ii) la formation progressive de chemins d'eau à partir de ces zones saturées à l'aval du pseudo tronc du bananier et dans les zones de concentration de la pluie, par effet d'égouttage à la périphérie de bananier, et enfin (iii), si les intensités continuent d'augmenter, le ruissellement généralisé sur la placette apparaît. La conséquence de cette redistribution de la pluie par le bananier est une augmentation du coefficient de ruissellement à l'échelle de la placette (8 m^2), et un flux de percolation beaucoup plus important en aval du pseudo-tronc comparé à l'inter-rang (Cattan *et al.*, 2007b; Sansoulet, 2007).

En résumé, quand le taux de résidus au sol est élevé, le ruissellement annuel moyen semble donc peu dépendant de la densité de plantation et de la canopée mais bien dépendant du taux de couverture du sol par les résidus (Rishirumuhirwa, 1993b). Quand le taux de résidus au sol est faible, comme aux Antilles (de type un rang sur deux dans le sens de la pente), l'effet protecteur du paillage est réduit et n'est plus perceptible pour les pluies supérieures à 10 mm (Cattan *et al.*, 2006).

1.3.2.3 Rôle du réseau anthropique

Le milieu agricole est également caractérisé par le réseau anthropique qui regroupe les fossés, les routes et chemins et qui peut influencer les écoulements de surface et la réponse du bassin versant (Dunn et Mackay, 1996; Moussa *et al.*, 2002; Carluer et Marsily, 2004).

Le réseau des fossés agricoles est distingué du réseau hydrographique naturel du fait qu'il ne suit pas nécessairement la ligne de plus grande pente. Les fossés jouent deux rôles fondamentaux au sein d'un système agricole : un premier sur le temps de transfert et donc le temps de réponse des crues, un second sur les échanges avec la nappe superficielle et donc sur les volumes ruisselés (Moussa *et al.*, 2002; Chahinian, 2004).

Les routes et chemins d'exploitations peuvent être considérés comme des éléments linéaires du paysage quand ils canalisent les eaux de ruissellement provenant des parcelles, mais ils peuvent également être considérés comme des éléments surfaciques favorisant le ruissellement hortonien (Ziegler *et al.*, 2004a).

1.3.3 Limite des études de bassin en climat tropical humide

a) Peu d'études en milieu volcanique

En regard du schéma d'Elsenbeer (2001) (Figure 1-6) qui synthétise les types d'écoulement pour des sols évolués (acrisols et ferralsols), peu d'études à l'échelle du bassin versant portent sur des sols volcaniques jeunes, qui sont reconnus pour leurs qualités agronomiques. Même si les andosols représentent moins de 1 % de la surface totale des continents, plus de la moitié de cette surface est située sous les tropiques (WRB, 2006). Ces sols formés sur des dépôts volcaniques aériens de type cendres, lapillis ou ponces, possèdent des propriétés physiques et chimiques particulières dues à la présence de matériaux non cristallisés et à l'accumulation de carbone organique. Les sols tropicaux développés sur ces formations sous climats humides ont une forte capacité de rétention en eau, une

faible densité apparente, inférieure à l'unité, une valeur de capacité d'échange élevée et une stabilité structurale élevée (voir les revues de Quantin, (1972) et Dahlgren *et al.*, (2004)). Ces sols sont dotés d'une capacité d'infiltration élevée, qui dépasse 60 mm h^{-1} (Perret, 1993; Dorel, 2000; Poulenard *et al.*, 2001; Cattan *et al.*, 2006), qui les rend peu ruisselants aux échelles de la parcelle : entre 0 et 20 % (Hasegawa, 1997; Poulenard *et al.*, 2001; Cattan *et al.*, 2006).

Si de nombreux travaux existent à l'échelle de la parcelle en climat tropical et dans d'autres contextes pédoclimatiques, on ne recense qu'une seule étude de fonctionnement de bassin sur milieu volcanique jeune, à Kali Mondo en Indonésie (Bruijnzeel, 1983a,1983b). Au vu des résultats de cette étude, on serait tenté de placer ce bassin comme intermédiaire aux pôles acrisol et ferralsol sur le schéma d'Elsenbeer (2001), mais il n'est pas possible, dans l'état actuel des connaissances, de généraliser les écoulements de surface sur andosols.

b) Peu d'études en milieu cultivé

Fritsch (1992) note le caractère apaisant de la figure de Dunne (1983) (cf Figure 1-5), caractère qui ne doit pas faire oublier ses limites. En effet, l'essentiel des travaux en climat tropical humide est localisé en forêt, laissant peu de références en milieu cultivé. Pourtant, de nombreuses études sur les effets de la déforestation et de la mise en culture à l'échelle du bassin versant (Bosch et Hewlett, 1982; Fritsch, 1992,1995; Bruijnzeel, 2004) montrent que les flux sont modifiés et que le coefficient de ruissellement peut être significativement augmenté pendant les crues. Deux modifications importantes du milieu laissent penser que le fonctionnement de bassin en milieu cultivé est différent de celui en milieu forestier.

D'une part, de nombreux travaux en contextes pédoclimatiques variés soulignent le rôle de la végétation, à l'interface sol-atmosphère, sur la redistribution de la pluie au sol à l'échelle locale : voir les revues de Crockford et Richardson (2000); Levia et Frost (2003); Llorens et Domingo (2007). Ainsi, la conjugaison d'un terme d'interception moins fort en milieu cultivé (Stewart, 1984) et d'une distribution différente de la pluie au sol font que la pluie arrivant au sol peut être fortement différente de la pluie incidente aussi bien en volume qu'en intensité.

D'autre part, la reconversion de l'occupation du sol est souvent associée à une réduction de l'infiltrabilité des sols (Malmer, 1996; Ziegler *et al.*, 2004a; Zimmermann *et al.*, 2006). Les conséquences de la déforestation sur la réponse hydrologique sont fondamentales : Fritsch (1995) montre que les volumes écoulés après déboisement augmentent de 66 à 200 % selon les bassins pour la première année, puis que ces volumes diminuent faiblement, tendant progressivement vers le régime forestier initial plusieurs années après. Cette conséquence résulte de l'augmentation du stock d'eau dans le sol du bassin défriché (Millet *et al.*, 1998), qui entraîne l'apparition d'un écoulement permanent à l'exutoire après déforestation.

1.3.4 En résumé

Bien que de nombreux travaux aient porté sur le fonctionnement hydrologique de bassins en milieu tropical humide, la question se pose de leur représentativité dans le paysage tropical étendu au milieu cultivé. En effet, nous avons vu que l'essentiel des bassins d'études tropicaux est localisé en forêt sur des sols évolués. La littérature abonde dans le sens d'une modification significative du régime hydrologique après déforestation et mise en culture, mais à notre connaissance, l'étude du fonctionnement hydrologique d'un agrosystème a été peu abordée. De plus, les quelques études réalisées en contexte volcanique ne permettent pas de généraliser les processus de ruissellement aux andosols en comparaison avec d'autres sols tropicaux perméables. Pourtant, les sols volcaniques sont situés en majorité sous les tropiques et sont largement répandus dans les agrosystèmes. L'étude du fonctionnement hydrologique d'un bassin tropical en terrain volcanique apporterait donc des éléments au fonctionnement hydrologique des agrosystèmes situés sous les tropiques.

Dans ce contexte où la banane est la première production fruitière, des travaux ont montré que la redistribution par le couvert du bananier est considérable, du fait d'une structure en entonnoir qui concentre une grande part de la pluie au pied de la plante. Cette redistribution de la pluie a un impact important sur la répartition spatiale des flux d'infiltration et de ruissellement, du fait de volumes pluviométriques abondants en milieu tropical. Se pose alors la question de l'impact, aux échelles de la parcelle et du bassin, de la redistribution de la pluie à l'échelle locale du bananier. La démarche expérimentale menée à l'échelle de la plante, qui représente la maille élémentaire de la bananeraie, peut être prise en compte dans une modélisation à l'échelle locale et distribuée à l'échelle du bassin versant. Aussi, une approche de modélisation spatialisée permettra de tester l'influence de la végétation sur le ruissellement en terrains perméables, et de tester des scénarios d'occupation du sol selon l'évolution des pratiques agricoles au sein du bassin.

1.4 Modélisation des processus hydrologiques de la parcelle au bassin versant

En terme de modélisation, nous pouvons distinguer deux niveaux d'approche. Une approche de modélisation des processus hydrologiques génériques, et une approche de modélisation des spécificités contextuelles propres à un système donné. Ces spécificités ont une influence sur la modélisation des processus. Leur prise en compte dans la structure du modèle permet de définir des stratégies de modélisation plus proches de la réalité dudit système, comparé à une approche générique. Ainsi, après une synthèse sur les modèles hydrologiques, cette section présente l'état de l'art sur les modèles utilisés en climat tropical et les modèles spécifiques au contexte cultivé.

1.4.1 Les modèles hydrologiques

1.4.1.1 Pourquoi et comment modéliser ?

La caractérisation des processus hydrologiques au sein d'un système est rendue difficile pour trois raisons principales : (i) la variabilité spatiale des processus et des flux due à la distribution spatiale de la pluie au sol et à l'hétérogénéité du milieu, (ii) la variabilité temporelle des processus due aux effets saisonniers et à la cinétique variée des différents processus (ruissellement rapide, diffus, etc…), (iii) l'interaction de ces différents processus entre eux. A cela nous pouvons ajouter la difficulté de mesurer des flux et des stocks et l'appréhension de leur représentativité au sein du système. Les modèles hydrologiques sont une représentation forcément simplificatrice de la complexité naturelle, mais leur développement permet de synthétiser toutes les informations disponibles et de tester des hypothèses de fonctionnement.

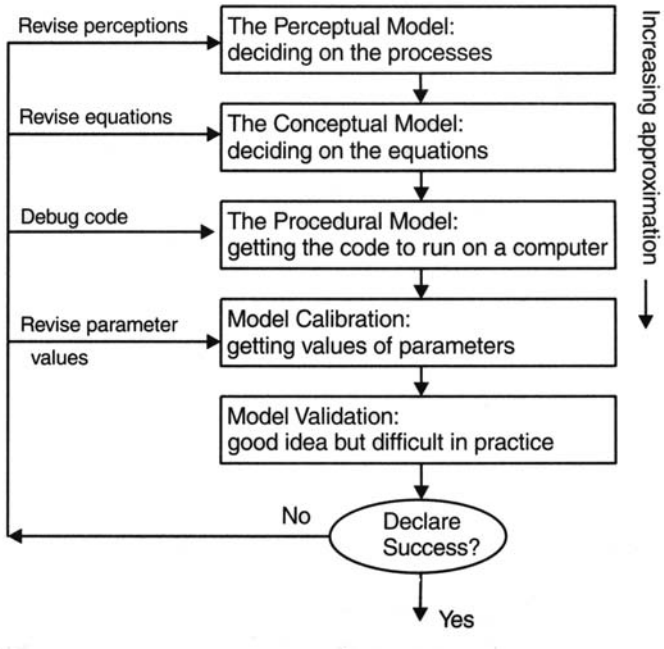


Figure 1-9 Schématisation des différentes étapes de la modélisation (source Beven (2001)).

L'application ou le développement d'un modèle nécessite une stratégie que Beven (2001) décrit en cinq étapes dans la Figure 1-9 : l'étape de perception des processus, l'étape de conceptualisation de ces processus, l'étape de « codage » informatique, l'étape de calibration et du choix des paramètres calés, et enfin l'étape de validation, qui doit être entendue comme une phase de vérification ou de falsification des hypothèses de fonctionnement sur lesquelles se base la modélisation. Le passage d'une étape à une autre engendre une approximation qui s'accentue. Dans ce schéma de modélisation conceptuelle, l'ellipse de décision de succès et les boucles de rétroaction attachées à chaque étape sont alors très importantes. La vérification des hypothèses de modélisation et/ou d'expérimentations s'avère délicate et est tributaire des approximations réalisées au cours de la stratégie de modélisation.

1.4.1.2 Modélisation des processus hydrologiques selon une approche globale ou distribuée

Face au très grand nombre de modèles développés en hydrologie, une classification satisfaisante est difficile à établir. C'est pourquoi nous nous focalisons sur les deux approches communément utilisées que sont les modèles globaux ou distribués.

a) Modèles globaux

Dans les modèles empiriques globaux, le système est considéré comme une boîte noire avec un lien mathématique entre les variables d'entrée et les variables de sortie. Nombre de ces modèles s'appuient sur une linéarisation des phénomènes hydrologiques, peu propice à l'analyse du fonctionnement interne d'un bassin (Ambroise, 1999). Les modèles Pluies-Débits ou ceux basés sur les fonctions de transfert comme l'hydrogramme unitaire (Sherman, 1932) en font partie.

Dans les modèles conceptuels globaux, le bassin est considéré comme une entité spatiale et pour la plupart (voir la revue de Singh (1995)) la structure est un assemblage de réservoirs interconnectés représentant par exemple la végétation, la surface, les horizons du sol ou l'aquifère dont la variable est le niveau d'eau. Une équation de bilan et une loi de vidange assurent une conservation de l'eau en reliant les flux entrant et sortant. Les composantes du cycle de l'eau peuvent être correctement simulées, mais les paramètres utilisés sont souvent sans grande signification physique (de type indicateurs) et les paramètres globaux ne peuvent décrire l'hétérogénéité du bassin. Le premier modèle de ce type, SWM, comporte 8 réservoirs et 27 paramètres (Crawford et Linsley, 1966). Plus récemment citons le modèle HBV (Bergström, 1995) ou le modèle HSPF (Donigan *et al.*, 1995), ainsi que la famille des modèles GR développés en France pour la gestion des ressources en eau : GRHUM (Loumagne *et al.*, 1996), GR3J (Edijatno *et al.*, 1999) et GR4J (Perrin *et al.*, 2003). Ces derniers modèles ont l'avantage d'être parcimonieux avec seulement 3 ou 4 paramètres de calage.

b) Modèles distribués

Dans les modèles distribués, le système comprend des entrées et des sorties variables dans l'espace, dans le but d'analyser le fonctionnement interne du bassin en prenant en compte ses hétérogénéités.

La segmentation. Ces modèles s'appuient sur un découpage de l'espace en éléments supposés homogènes, constituant les unités spatiales de base pour les calculs (Ambroise, 1994). Le découpage comprend deux types de discrétisation : le maillage et le découpage en unités selon des critères plus fonctionnels.

Le maillage est une discrétisation de l'espace indépendante des caractéristiques physiques du bassin. Il repose sur deux types d'approche numérique pour résoudre les équations mathématiques : le découpage en mailles carrées est adapté à la résolution aux différences finies, et le maillage triangulaire adapté à la résolution aux éléments finis. Ce type de maillage triangulaire, de plus en plus développé avec les modèles numériques de terrain et la télédétection, n'est toutefois pas adapté à la

représentation des processus hydrologiques d'extension linéaire ou de petite taille, sans recourir à une discrétisation plus fine qui allonge alors le temps de calcul et peut créer des problèmes d'instabilité numérique.

Le découpage en unités irrégulières permet de mieux tenir compte des caractéristiques physiques du bassin. Le fonctionnement hydrologique de chaque unité est considéré comme homogène et peut être délimité par la topographie, les caractéristiques physiques du bassin, l'occupation du sol, le type de sol, etc.

Les types de modèles distribués. Quelques exemples de structures de modèles distribués sont présentés dans le Tableau 1-2 et une typologie simplifiée est présentée ci-dessous.

Tableau 1-2 Description de quelques modèles distribués.

Modèle	Découpage de l'espace	Fonction de production	Fonction de transfert	Souterrain saturé	Modules	Auteurs
TOPMODEL	Indice topo-graphique	-	Onde cinématique	Boussinesq simplifié	Interception	Beven et Kirkby (1979)
ANSWER-2000	Mailles carrés	Green et Ampt	Loi de Manning	Darcy	Interception; Détachement et transport	Bouraoui et Dillaha (1996)
SHE	Mailles carrés	Richards 1D	Saint Venant; Onde diffusante	Boussinesq 2D et 3D	Interception; ET ; Fonte de neige	Abbott *et al.* (1986a)
SWATCH	Unités	Green et ampt	Hydrogramme unitaire	Boussinesq	-	Morel-Seytoux et Al Hassoun (1989)
TOPOG	Unités	Richards 1D	Onde cinématique	Darcy	-	Vertessy *et al.* (1993)
MHYDAS	Unités	Richards 1D ; Green et Ampt ; Philip ; Horton ; SCS	Onde diffusante	Modèle à réservoir	Pesticide	Moussa *et al.* (2002)

Les modèles conceptuels distribués sont des modèles à réservoirs impliquant une discrétisation de l'espace en unités spatiales que l'on considère homogènes (Ambroise, 1999). Chaque unité spatiale est représentée par un assemblage de réservoirs interconnectés. Ce type de modèle tient compte des hétérogénéités spatiales du bassin mais garde les inconvénients de l'approche conceptuelle quant à la signification des paramètres utilisés. C'est le cas du modèle CEQUEAU (Morin *et al.*, 1981) ou ANSWER-2000 (Bouraoui et Dillaha, 1996) qui permet également de simuler les processus d'érosion du sol.

Les modèles physiques spatialisés permettent de simuler l'évolution du système en tout point et tout instant d'une discrétisation spatio-temporelle fine. Les modèles déterministes à base physique et à paramètres mesurables fournissent un cadre conceptuel satisfaisant et permettent de simuler en 3 dimensions les écoulements en toutes conditions. Le modèle SHE (Système Hydrologique Européen) (Abbott *et al.*, 1986a,1986b) qui utilise des sous-modèles physiques spatialisés est peut-être l'un des plus complet dans la simulation des processus du cycle de l'eau à l'échelle du bassin versant

(Figure 1-10), mais il s'avère très lourd à mettre en œuvre. D'autres modèles ont vu le jour avec des objectifs de modélisation de l'érosion comme KINEROS2 (Smith *et al.*, 1999) ou TOPOG (Vertessy *et al.*, 1993).

L'objectif des modèles physico-conceptuels semi-spatialisés est de fournir une description spatiale des processus de façon réaliste, tout en ne conservant qu'un minimum de paramètres (Ambroise, 1999). Le découpage de l'espace est réalisé en unités homogènes quant au fonctionnement hydrologique. Le choix des modules à base physique et des modules plus conceptuels dépend donc des objectifs de modélisation. De nouveaux concepts d'approximations ont été incorporés, comme l'indice topographique dans TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979) pour représenter l'effet de la topographie sur les écoulements de subsurface. D'autres modèles de crue privilégient la représentation physique des écoulements de surface comme SWATCH (Morel-Seytoux et Al Hassoun, 1989) ou MHYDAS (Moussa, 2002). A des échelles plus régionales, HYDROTEL (Fortin *et al.*, 1995), conçu pour la gestion de la ressource en eau, est compatible avec des données spatiales issues de l'imagerie satellitaire ou de SIG.

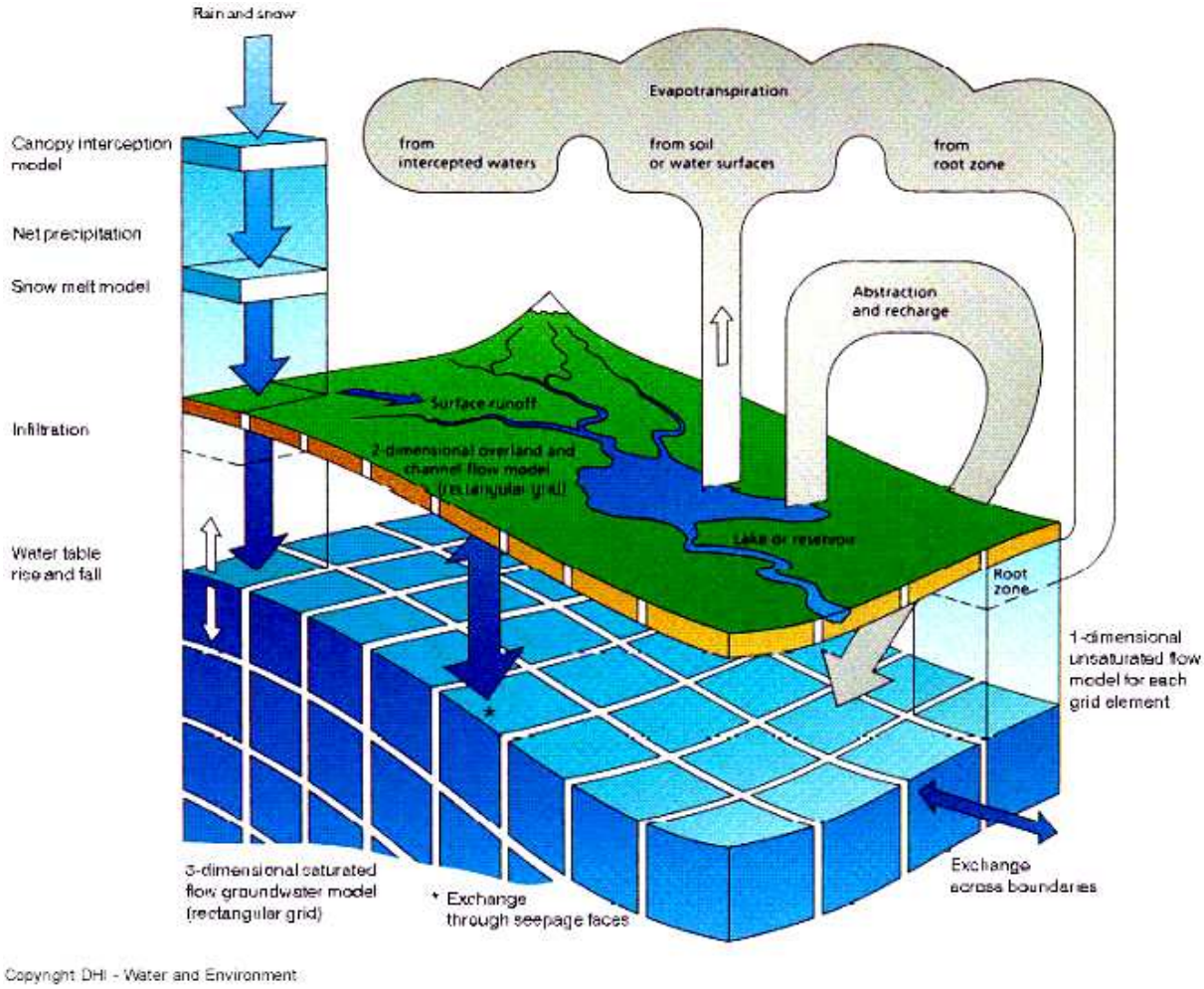


Figure 1-10 Structure du modèle SHE (Abbott *et al.*, 1986b).

1.4.2 Approches de modélisation en milieu tropical humide

En contexte tropical, où nous avons vu qu'une grande part des écoulements est de type subsurface (SSSF) ou sur surface saturée (SOF), TOPMODEL, qui simule la dynamique des surfaces contributives saturées et le débit à partir d'indice topographique, apparaît comme un modèle approprié. Il a été appliqué sur de nombreux petits bassins : à Booro-Borotou (1,4 km²) en Côte d'Ivoire (Quinn *et al.*, 1991), à ECEREX B (1,5 ha) en Guyane (Molicova *et al.*, 1997), sur le bassin de la rivière Ebonyi (379 km²) au Nigeria (Campling *et al.*, 2002), et à Lutz Creek (9,7 ha) au Panama (Kinner et Stallard, 2004). Les résultats sont satisfaisants quand les processus de SSSF et SOF sont dominants comme à ECEREX B, mais le modèle semble moins performant dans le cas de bassins où une partie non négligeable des écoulements de crue est rapide, comme à Lutz Creek et à la rivière Ebonyi. En effet, l'indice topographique dans TOPMODEL n'est pas un indice adéquat pour calculer les surfaces contributives au ruissellement hortonien. Le même constat est fait par Vertessy et Elsenbeer (1999) suite à l'utilisation de TOPOG sur le bassin amazonien de La Cuenca (0,75 ha). Une des solutions évoquée par les auteurs pour améliorer la simulation serait d'inclure des écoulements rapides de subsurface et/ou de modifier la paramétrisation opérée sur le modèle. Aussi, même sur des sols perméables, la représentation des dynamiques d'écoulement de surface par les seuls processus SSSF et SOF n'apparaît pas toujours justifiée et paraît dépendre des sites d'étude. Ce constat rappelle alors qu'une connaissance du fonctionnement hydrologique est une étape fondamentale pour une approche de modélisation.

1.4.3 Approches de modélisation prenant en compte les spécificités du milieu cultivé

1.4.3.1 A l'échelle de la parcelle

A l'échelle locale ou de la parcelle agricole, la plupart des modèles sont globaux et basés sur les lois d'infiltration qui séparent la pluie en ruissellement et infiltration (Green et Ampt, 1911; Richards, 1931; Horton, 1933; Philip, 1957; SCS, 1972; Morel-Seytoux, 1978). Dans ce contexte, l'approche de modélisation a pour objectif de caractériser le rôle des pratiques agricoles (occupation du sol et états de surface) sur le ruissellement, comme l'effet du labour (Yu *et al.*, 2000; Takken *et al.*, 2001b; Chahinian *et al.*, 2006a), des croûtes de battance (Chahinian *et al.*, 2006b), du mulch (Findeling *et al.*, 2003; Ruy *et al.*, 2006) ou le changement d'occupation du sol (Fontes *et al.*, 2004). Pour modéliser le ruissellement sous l'influence d'un couvert végétal en parcelles agricoles, d'autres auteurs (Van Dijk et Bruijnzeel, 2001; Ajayi *et al.*, in press.) ont couplé le modèle de Gash *et al.* (1995) avec une fonction de production, montrant le rôle important de l'interception dans la dynamique de ruissellement. Néanmoins, à notre connaissance, peu d'approches de modélisation font le lien entre les flux redistribués par la plante et la genèse du ruissellement.

1.4.3.2 Prise en compte des hétérogénéités du milieu cultivé à l'échelle du bassin versant

A l'échelle du bassin versant, on peut définir trois types de stratégie de modélisation spécifiquement adaptés aux hétérogénéités spatiales du contexte cultivé :

(i) les **modèles hydrologiques « généralistes » avec indicateur** caractérisant les propriétés liées à l'hétérogénéité du milieu. Ziegler *et al.* (2007) utilisent le modèle KINEROS2 sur deux bassins au nord Vietnam et appliquent un indicateur de HOF qui détermine la hauteur de ruissellement transité d'une unité à une autre selon l'occupation du sol. Aussi, le modèle ne simule pas la genèse du ruissellement, mais la propagation de ruissellement attribuée sur la base de cet indicateur. Les résultats de modélisation ont donc un poids relatif quant à l'influence de l'occupation du sol sur le ruissellement et ne permettent en aucun cas d'améliorer la compréhension des processus liée aux hétérogénéités du milieu.

(ii) les **modèles hydrologiques « généralistes » modifiés** sur le code source ou par ajout d'un module spécifique pour le besoin de nouveaux concepts de modélisation. Ainsi, Dunn et Mackay (1996) ont créé une *drained version* (sic) en surimposant au modèle SHETRAN des réseaux de fossés comme éléments du réseau hydrographique. Les simulations sur le sous-bassin de South Tyne montrent une modification des flux de subsurface par interaction avec le réseau de fossés et une amélioration des performances du modèle. Souchère *et al.* (1998) utilisent le module TOPO de TOPMODEL qui détermine les surfaces contributives au ruissellement d'après le profil de pente. Ils comparent sur 23 petits bassins la surface contributive calculée avec le modèle TOPO et celle calculée avec le modèle TILLAGE qui force le modèle numérique de terrain selon les directions des sillons. Les résultats montrent que les sens d'écoulements imposés par les orientations des labours modifient significativement les surfaces contributives au ruissellement. Un autre modèle développé à partir de TOPMODEL est le modèle spatialisé TNT (Beaujouan *et al.*, 2001) distribué sur une grille carrée régulière. Couplé avec un modèle de culture, il permet de simuler le bilan d'azote en tenant compte des processus hydrologiques et des pratiques culturales. Carluer et Marsily (2004) ont modifié le modèle TOPOG (Vertessy *et al.*, 1993) en incluant les réseaux linéaires représentés par les fossés, les routes et les haies. Les résultats de modélisation sur le bassin de Kervidy en Bretagne montrent la sensibilité du réseau anthropique aux écoulements mais des difficultés liées à la paramétrisation et à la calibration n'ont donné que des résultats mitigés.

(iii) les **modèles hydrologiques de contexte,** construits avec un objectif de conceptualisation des hétérogénéités du milieu et de l'organisation du paysage cultivé. Le modèle distribué MHYDAS (Moussa *et al.*, 2002) est structuré autour d'une segmentation de l'espace qui inclut les fossés comme éléments linéaires du réseau hydrographique et les parcelles comme unités hydrologiques. Ce modèle de crue a été conçu pour le contexte méditerranéen où le ruissellement hortonien prédomine, et a été paramétré avec des résultats satisfaisants sur le bassin de Roujan dans l'Hérault (Le Forner, 2001; Chahinian, 2004). Les spécificités du milieu sur le bassin de Roujan sont la sensibilité aux états de

surface en parcelle, une forte intéraction nappe-fossé, et des écoulements de surface accélérés par le réseau de fossés. Une version MHYDAS-DRAIN incluant les écoulements rapides dans les drains a été validée sur le petit bassin versant de Dummerstorf au nord-est de l'Allemagne (Tiemeyer *et al.*, 2007).

1.4.4 En résumé

Une grande diversité de modèles hydrologiques a été conçue et appliquée aux différentes échelles de la parcelle et du bassin versant. En climat tropical humide, l'essentiel des approches de modélisation concerne l'application de TOPMODEL sur des sites forestiers où prédominent le ruissellement sur surface saturée et les écoulements de subsurface. Les hypothèses de base de ce modèle semblent moins adaptées au contexte cultivé où la mise en culture induit une modification importante de ces processus avec l'apparition d'une plus forte composante rapide de ruissellement hortonien. Cependant, à notre connaissance, peu d'approches de modélisation existent en milieu cultivé tropical humide, pour guider notre choix de modélisation. Concernant alors les agrosystèmes tropicaux, se pose la question du choix du modèle à deux niveaux : au niveau des hypothèses de fonctionnement (quels processus simuler ?), et au niveau de la structure du modèle (comment prendre en compte les spécificités du milieu cultivé ?).

Certains modèles sont modifiés et adaptés pour répondre aux objectifs de simulation en contexte cultivé, mais peu de modèles permettent de prendre en compte l'organisation du paysage à l'échelle du bassin versant (parcellaire, réseau de fossés, routes, etc…) et à notre connaissance, peu de modèles de ruissellement incluent les processus locaux de redistribution de la pluie par le couvert. Aussi, une approche originale de simulation de la redistribution de la pluie par la végétation, en plus d'une approche prenant en compte l'hétérogénéité du paysage cultivé, permettrait de modéliser les processus prédominants en bananeraie.

CHAPITRE 2 : SITES ET CARACTÉRISTIQUES DU MILIEU

2.1 Introduction

L'objectif de ce chapitre est de situer le bassin d'étude, en Guadeloupe, dans son contexte environnemental général, c'est-à-dire géographique, climatique, géologique, pédologique et agronomique. Une synthèse des données disponibles sur le site d'étude est suivie de la description du dispositif expérimental. Sont ensuite présentés les résultats de la reconnaissance géologique, pédologique et de l'occupation du sol, réalisée sur le secteur de Féfé.

2.2 Cadre de l'étude

2.2.1 Géographie

La Guadeloupe (16°15'N, 61°32'W) est un archipel situé sur l'arc des Petites Antilles, qui dessine la limite entre l'océan Atlantique et la Mer des Caraïbes (Figure 2-1). La Guadeloupe continentale est composée de deux îles principales séparées par le bras de mangrove de la Rivière Salée : la Basse-Terre qui culmine à 1 467 m sur une surface de 848 km², et la Grande-Terre plus basse (150 m) et plus petite (590 km²). Avec les cinq dépendances de Marie-Galante, Les Saintes, La Désirade, Saint-Martin et Saint Barthélemy, la superficie totale de la Guadeloupe est de 1 704 km².

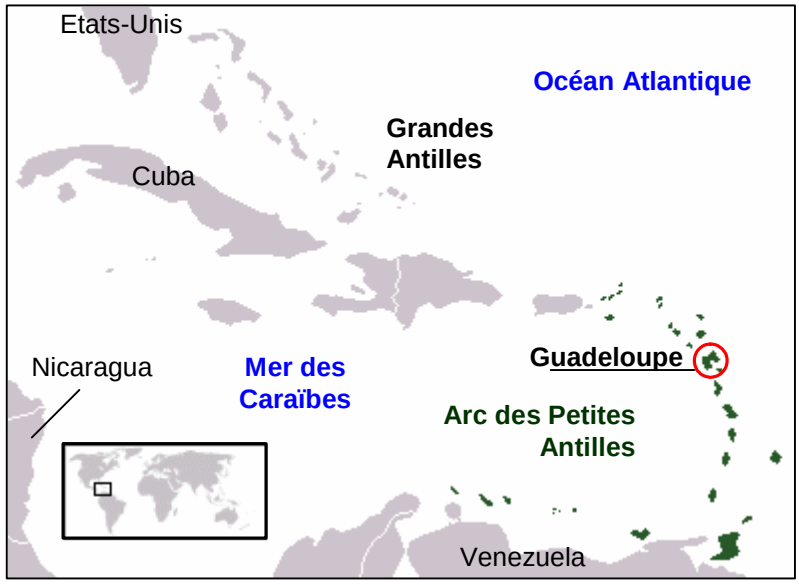
Le site d'étude principal de cette thèse est situé dans le secteur de Féfé, entre 300 et 450 m d'altitude sur le flanc est de la chaîne de montagne de la Basse-Terre, sur la commune de Capesterre-Belle-Eau (sud est de l'île).

2.2.2 Climat

Le climat des Antilles est contrôlé par l'action des cellules de hautes pressions de l'Atlantique nord (anticyclone des Açores) qui dirigent toute l'année un courant d'est : les Alizés (Chaperon *et al.*, 1983). Le climat guadeloupéen fait partie du domaine tropical maritime humide et chaud, mais tempéré et uniformisé par le régime des Alizés. Selon la localisation sur l'archipel, les volumes annuels de pluie s'échelonnent de 950 mm en Grande-Terre et sur la côte sous le vent de la Basse-Terre (côte ouest), à plus de 10 000 mm sur les sommets de la Basse-Terre.

Au cours de l'année, deux types de saisons se distinguent : une saison dite sèche (carême), de décembre à mai, accompagnée d'averses, et une saison des pluies (hivernage ou saison cyclonique), de juin à novembre, caractérisée par l'apparition d'ondes tropicales. La variabilité dans le temps est liée

principalement aux variations des positions relatives des cellules anticycloniques et aux perturbations du flux d'Alizés d'est.



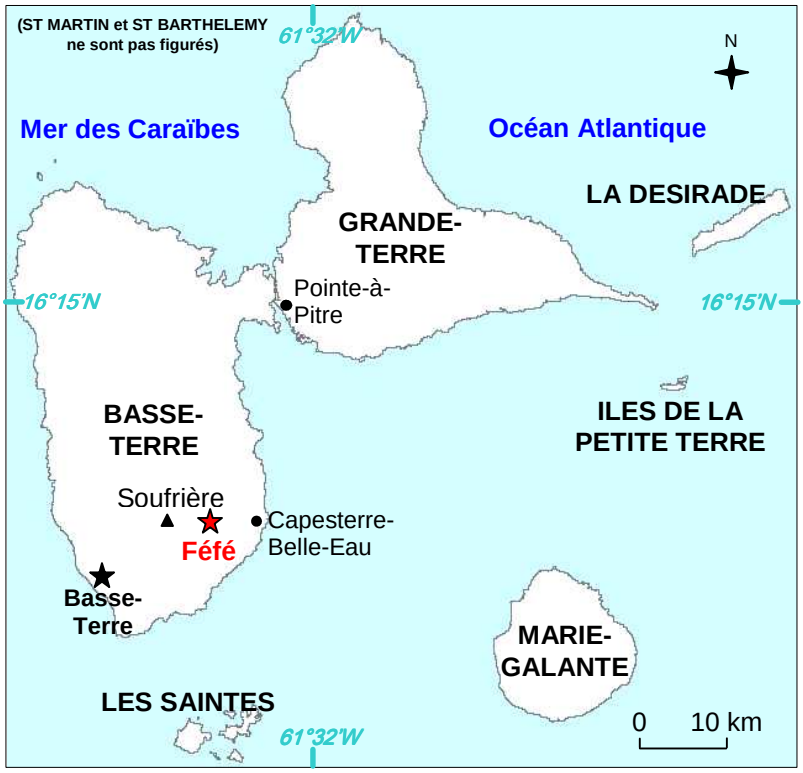


Figure 2-1 Cartes de situation de la Guadeloupe aux Antilles - localisation de Féfé en Basse-Terre.

L'exposition aux Alizés sur les reliefs contrastés de la Basse-Terre d'une part, et de la Grande Terre d'autre part, engendre des régimes pluviométriques très variables sur ces deux territoires. Dans ce mémoire, nous nous concentrons sur l'île volcanique de la Basse-Terre (Figure 2-2).

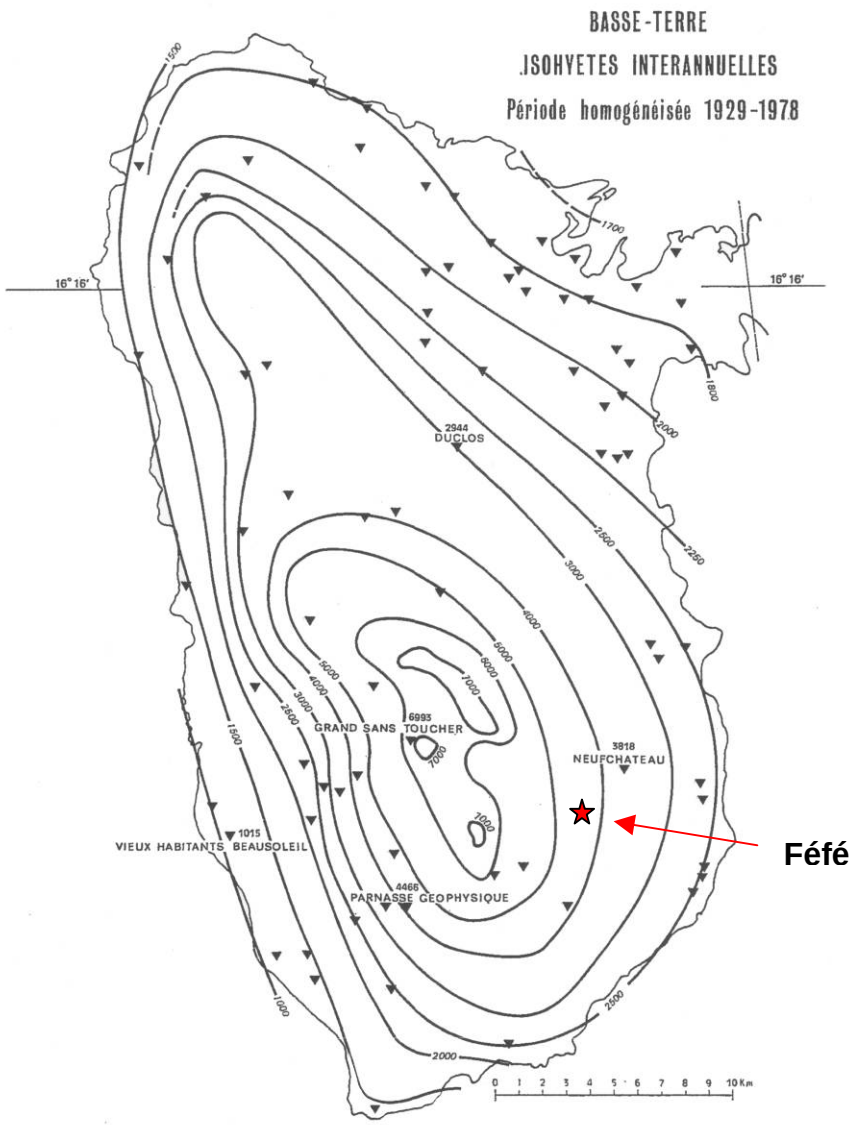


Figure 2-2 Variabilité des pluies annuelles sur la Basse-Terre (source Chaperon *et al.* (1983)).

La répartition spatiale de la pluie y répond à deux facteurs prédominants : l'altitude (La Soufrière culminant à 1 467 m) et l'exposition aux vents dominants déterminée par le relief orienté selon une direction nord-sud perpendiculaire aux Alizés d'est (Chaperon *et al.*, 1983; Hoepffner *et al.*, 1986; Rossignol, 1990) :

- **effet de l'altitude** : la pluviométrie moyenne interannuelle est pratiquement une fonction linéaire de l'altitude, évoluant de 2 500 à 10 000 mm entre les altitudes 0 et 1 500 m en côte au vent (est de la Basse-Terre), et évoluant de 1 000 à 10 000 mm en côte sous le vent (ouest de la Basse-Terre). D'après Morell (1986), la variabilité mensuelle diminue avec l'altitude, soulignant le rôle régulateur du relief sur les précipitations.

- **effet de l'exposition est/ouest :** le gradient pluviométrique varie de 150 (au nord) à 420 (au sud) mm km^{-1} sur la côte au vent à l'est de l'île et de 330 (au nord) à 600 (au sud) mm km^{-1} sur la côte sous le vent à l'ouest (Chaperon *et al.*, 1983).

Si les volumes pluviométriques varient selon les saisons, les intensités des pluies sont très élevées et ce indépendemment de la saison. Les hauteurs précipitées en 30 et 60 minutes pour des récurrences de 2 ans sont respectivement de 30 et 42 mm (Chaperon *et al.*, 1983). A des pas de temps de 5 minutes à 3 heures, l'intensité des précipitations en saison cyclonique n'est pas supérieure à celles d'averses exceptionnelles ayant lieu hors saison cyclonique (Morell, 1986).

2.2.3 Géologie du Sud Basse-Terre

L'arc insulaire des Petites Antilles résulte de la subduction de la plaque océanique Atlantique sous la plaque Caraïbe. Au nord de la Martinique, l'arc se scinde en deux axes : un arc ancien (d'âge Eo-Oligocène) correspondant aux îles calcaires à l'est, et un arc récent (d'âge Plio-Pléistocène) au niveau des îles volcaniques actives (pour une synthèse détaillée du contexte géologique antillais, voir Macdonald *et al.*, 2000). L'archipel de la Guadeloupe est un site privilégié car la Grande-Terre à l'est est rattachée à l'arc ancien, et la Basse-Terre à l'ouest à l'arc volcanique actif. Nous nous focalisons dans ce paragraphe au contexte volcanique du sud de l'île de la Basse-Terre.

Le volcan composite de la Grande Découverte (Figure 2-3), qui inclut le dôme de la Soufrière, est situé dans la partie sud de la Basse-Terre de Guadeloupe et représente, avec l'ensemble éruptif de la Madeleine, le volcanisme le plus récent de l'île (Boudon *et al.*, 1992). La dernière éruption phréatique de 1976-1977 (Feuillard *et al.*, 1983) est la manifestation la plus récente de l'activité du volcan.

Ce volcan composite est décrit comme ayant une construction par alternance d'épisodes effusifs et pyroclastiques (« strato-volcan ») émanant de la zone centrale de l'édifice (Boudon *et al.*, 1987; Zlotnicki *et al.*, 1992). Trois phases successives ont permis d'édifier le relief actuel du sud Basse-Terre. La première phase appelée Grande Découverte (200 000 à 100 000 ans BP) a construit l'édifice principal avec une alternance de coulées de lave andésitiques et d'épisodes pyroclastiques. Cette phase se termine par l'effondrement de la caldeira. La seconde et la troisième phase se produisent au sein de la caldeira. Durant la seconde phase, une alternance d'épisodes effusifs et pyroclastiques édifient le massif Carmichaël (100 000 à 3 100 ans BP (*Before Present*)) qui est détruit lors de deux explosions majeures datées de 11 500 et 3 100 ans BP. La troisième phase appelée Soufrière (3 100 ans BP à Actuel) voit son activité volcanique se localiser sur le haut du massif sud de la Basse-Terre avec la mise en place du dôme Amic, des cônes de scories de l'Echelle et de la Citerne, et enfin du dôme proprement dit de la Soufrière (dernière éruption magmatique du volcan) vers 1 440. Depuis, plusieurs éruptions phréatiques se sont produites, notamment en 1797-98 et 1976-77 (Feuillard *et al.*, 1983).

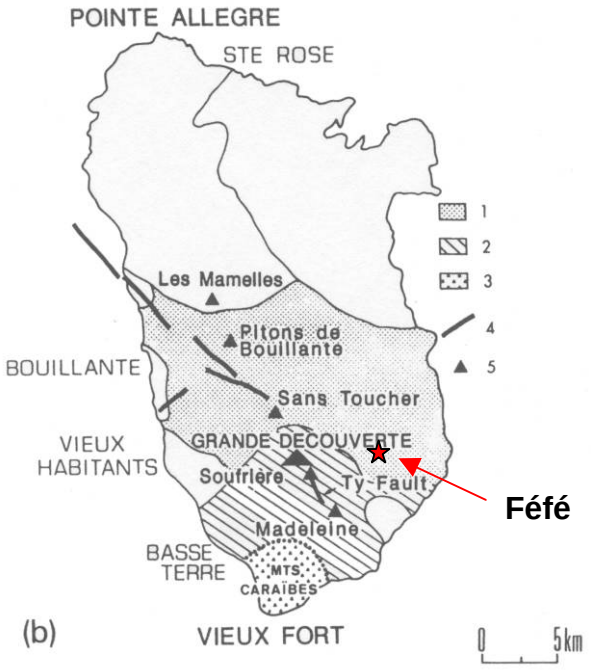


Figure 2-3 Carte tectonique du sud de la Basse-Terre (d'après Westercamp et Mervoyer (1976) cité par Zlotnicki *et al.* (1992)).

1 = massifs de Bouillante et du Sans-Toucher ; 2 = massif de la Soufrière ; 3 = Monts Caraïbes ; 4 = failles principales; 5 = sommets principaux.

2.2.4 Sol

L'activité récente du volcan étant focalisée au sud de l'île de la Basse-Terre, deux zones pédologiques se distinguent du point de vue de l'âge des matériaux mères et donc du point de vue de l'évolution des sols. Les formations volcaniques anciennes (10^5-10^6 ans) se situent dans les deux tiers nord et les sols sur formations volcaniques récentes (10^3-10^4 ans) au sud (Colmet-Daage, 1969).

Du fait que la pluie soit fonction de l'altitude, deux toposéquences pédo-climatiques sont observées : Ferralsol - Nitisol - Vertisol au nord et Andosol - Argic Cambisol - Vertic Cambisol au sud (Figure 2-4). Les andosols se sont formés sur des matériaux jeunes issus du volcanisme de la Grande Découverte et sont localisés en pourtour du massif de la Soufrière sous des pluviométries supérieures à 2 500 mm an^{-1}.

2.2.4.1 Description des andosols

Au niveau pédologique, l'altération des formations superficielles correspond à un sol de type umbric andosol (WRB, 2006) décrit d'après la carte des sols de Colmet-Daage et Lagache (1965) (Figure 2-4). Leur nature est andésitique à labradoritique composée de cendres et ponces, sableuse ou graveleuse, très perméable. Leur épaisseur peut descendre en dessous d'un mètre et leur recouvrement parfois discontinu peut former des taches. La roche mère se présente en tufs légers avec des niveaux parfois un peu cimentés en profondeur. Les dépôts datent du Pliocène et du Quaternaire.

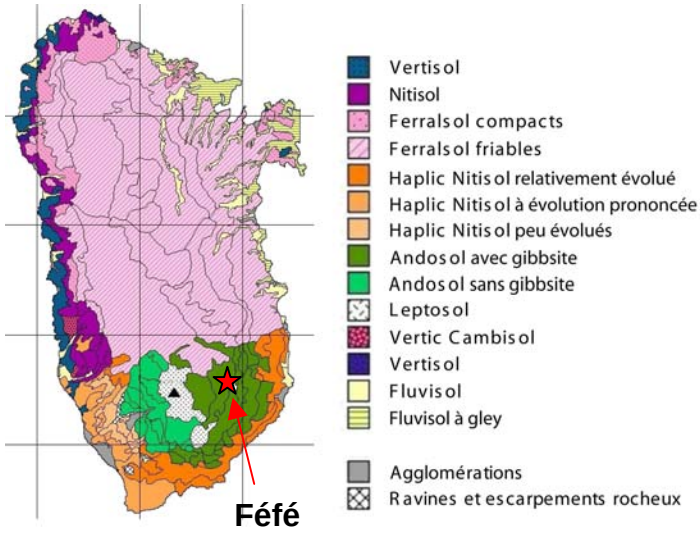


Figure 2-4 Carte pédologique simplifiée, d'après Colmet-Daage (1969).

Du côté de Capesterre Belle-Eau, les sols à allophane et à gibbsite dérivent de tufs à niveaux plus scoriacés indurés plus résistants à l'altération que l'auteur observe comme des blocs durs épars. Le profil type selon Colmet-Daage et Lagache (1965) est A (B) C-II (B) C avec des discontinuités lithologiques nombreuses et des horizons humifères enterrés :

A : très friable, de 10 à 15 cm, diffus ou érodé quand il est remanié par les labours.

B : l'épaisseur variable peut atteindre plusieurs mètres. La couleur est beige jaune. La texture apparente est limoneuse au toucher onctueux, il s'agit d'un pseudo-limon. La structure est diffuse, le sol peu dur et la cohésion nette. Les agrégats sont peu anguleux et stables. La perméabilité est très bonne et il y a de très nombreux débris d'altération sableux ou parfois graveleux.

Le niveau d'altération est difficile à distinguer du fait de l'épaisseur du sol et de l'hétérogénéité des matériaux–mères. On observe en général des successions de niveaux grossiers, peu altérés, alternant avec des niveaux plus fins de cendres très allophanisées. L'auteur propose également de parler d'horizon BC dans lequel, suivant les profondeurs, l'accent devrait être mis tantôt sur B, tantôt sur C. Sur Capesterre, l'auteur observe souvent un niveau enterré argilo-limoneux un peu rougeâtre à halloysite ou des niveaux peu épais d'halloysite blanche.

2.2.4.2 Propriétés physico-chimiques des andosols

Les andosols sont dotés d'une capacité d'infiltration élevée de 50 à 300 mm h^{-1} (Dorel, 2000; Cattan *et al.*, 2006). Ils sont fortement pourvus en matière organique qui leur confère des propriétés d'échange particulières. Ils se caractérisent par une capacité d'échange cationique et anionique variable selon le pH (Wada et Okamura, 1980; Wada, 1989), cette propriété influant sur la mobilisation des éléments solubles (Sansoulet, 2007).

2.2.5 Occupation du sol par la banane

La banane constitue le premier produit d'exportation en volume et demeure une des activités économiques principales de la Guadeloupe avec une production récoltée en 2004 de 87 500 tonnes dont 65 730 tonnes exportées (Ministère Outre-Mer, 2007). La superficie consacrée à la culture de la banane est évaluée à 3 500 hectares soit 10% de la surface agricole utile du département. La culture est concentrée dans la zone du « croissant bananier » dans la moitié sud de la Basse-Terre (Figure 2-5).

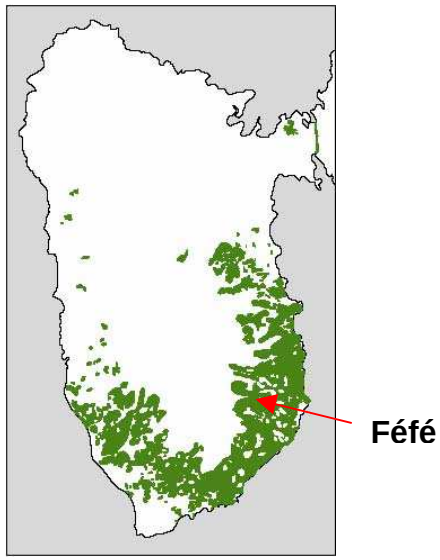


Figure 2-5 La sole bananière de la Basse-Terre en Guadeloupe : « le croissant bananier » (d'après Mallessard (1998)).

La variabilité des pratiques agricoles en zone bananière a été évaluée à partir d'enquêtes sur le fonctionnement des exploitations agricoles sur le bassin de la rivière Pérou qui est représentatif de la zone du croissant bananier (Dulcire et Cattan, 2002). L'assolement du bassin de la Rivière Pérou comprend ainsi plusieurs types de culture : banane, fleurs, maraîchage, cannes à sucre, pâturage, jachère, friche, cultures vivrières. Dans ce bassin, la banane domine très largement les activités agricoles.

2.3 Description générale des sites d'étude

Le site d'étude principal de cette thèse est le bassin versant de Féfé, situé en bordure du Parc National au lieu-dit Féfé, dans les exploitations bananières de montagne. Le sous-bassin versant Moïse Haut situé dans la partie nord-ouest du bassin est également instrumenté, ainsi que la parcelle Espérance Haut située à la station du CIRAD de Neufchâteau (Capesterre Belle-Eau) à une distance de 2 km du bassin de Féfé. L'acquisition et le traitement des données hydrologiques du bassin de Féfé et du sous-bassin Moïse Haut font partie des travaux conduits lors de cette thèse entre 2003 et 2006. Les

données de la parcelle Espérance Haut font référence aux travaux menés par le CIRAD, l'INRA de Guadeloupe et l'UMR LISAH de Montpellier (Cattan *et al.*, 2006) en 2001 et 2002.

2.3.1 Le bassin versant de Féfé

2.3.1.1 Caractéristiques

a) Localisation

Le bassin versant de Féfé (16°03'50''N, 61°37'12''W) se situe au sud-est de l'île volcanique de Basse-Terre, sur le flanc est de la montagne de la Capesterre, à 6 km à l'est de la ville de Capesterre Belle-Eau sur la côte (Figure 2-1). Le bassin est à la limite du Parc National dans la zone d'agriculture bananière (Figure 2-5), au lieu-dit Haut-Féfé. Le bassin de Féfé est un sous-bassin du bassin de la rivière Pérou, lui-même sous-bassin du bassin de la Grande Rivière de la Capesterre.

b) Climat

A la station météorologique du CIRAD à Neufchâteau (16°04'38''N, 61°36'04''W, 250 m), station la plus proche du bassin de Féfé, la moyenne pluviométrique annuelle entre 1952 et 2004 est de 3 636 mm (Météo-France, 2004b). Les autres caractéristiques météorologiques sont pour les deux années 2003 et 2004 : une température journalière moyenne de 24,3°C ; une vitesse journalière moyenne du vent de 1,5 m s^{-1} ; une hygrométrie minimale journalière moyenne de 72,1 % et maximale de 95,3 % (Météo-France, 2004).

c) Géomorphologie

Le bassin s'étend sur une superficie de 17,8 ha et est allongé dans un axe nord-ouest sud-est, dans le sens de la pente globale du relief (Figure 2-6). Il a une forme rectangulaire de dimensions approximatives 250 × 700 m et l'altitude est comprise entre 318 et 432 m. Deux zones géomorphologiquement opposées le divisent dans sa longueur. La moitié nord, appelée morne, est un versant avec de fortes pentes de 26 à 60 % vers le sud. Et la moitié sud est un glacis de pente moyenne de 9 % vers le sud-est. Vers l'aval du bassin, cette distinction morne/glacis tend à s'effacer du fait d'une entaille plus marquée du cours d'eau principal. Une mare prend naissance dans la petite dépression formée au pied du glissement de terrain sur le morne.

d) Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique principal (environ 700 m) est défini comme le cours d'eau pérenne qui parcourt le glacis dans l'axe de la pente générale du bassin. De la mare prend naissance une branche secondaire du réseau hydrographique principal. De nombreuses ravines qui ne sont alimentées qu'en période pluvieuse se raccordent à ce réseau. Elles sont majoritairement issues de la rive gauche et entaillent le morne profondément avec de fortes pentes. S'ajoutent à ce réseau hydrographique les fossés agricoles en bord de route ainsi que les fossés de drainage dans les parcelles. Les fossés intra

parcellaires ne gênent en rien les activités agricoles, car celles-ci ne sont pas mécanisées en zone de montagne. Au total, le réseau hydrographique de la ravine et des fossés est de 3,3 km.

2.3.1.2 Dispositif expérimental

La Figure 2-6 présente le dispositif expérimental du bassin versant de Féfé. La lame précipitée est mesurée en quatre sites à l'aide de pluviomètres à augets (ARG100, Campbell Scientific, Shepshed, Leicestershire, Royaume-Uni) d'une sensibilité équivalente à 0,2 mm de lame d'eau.

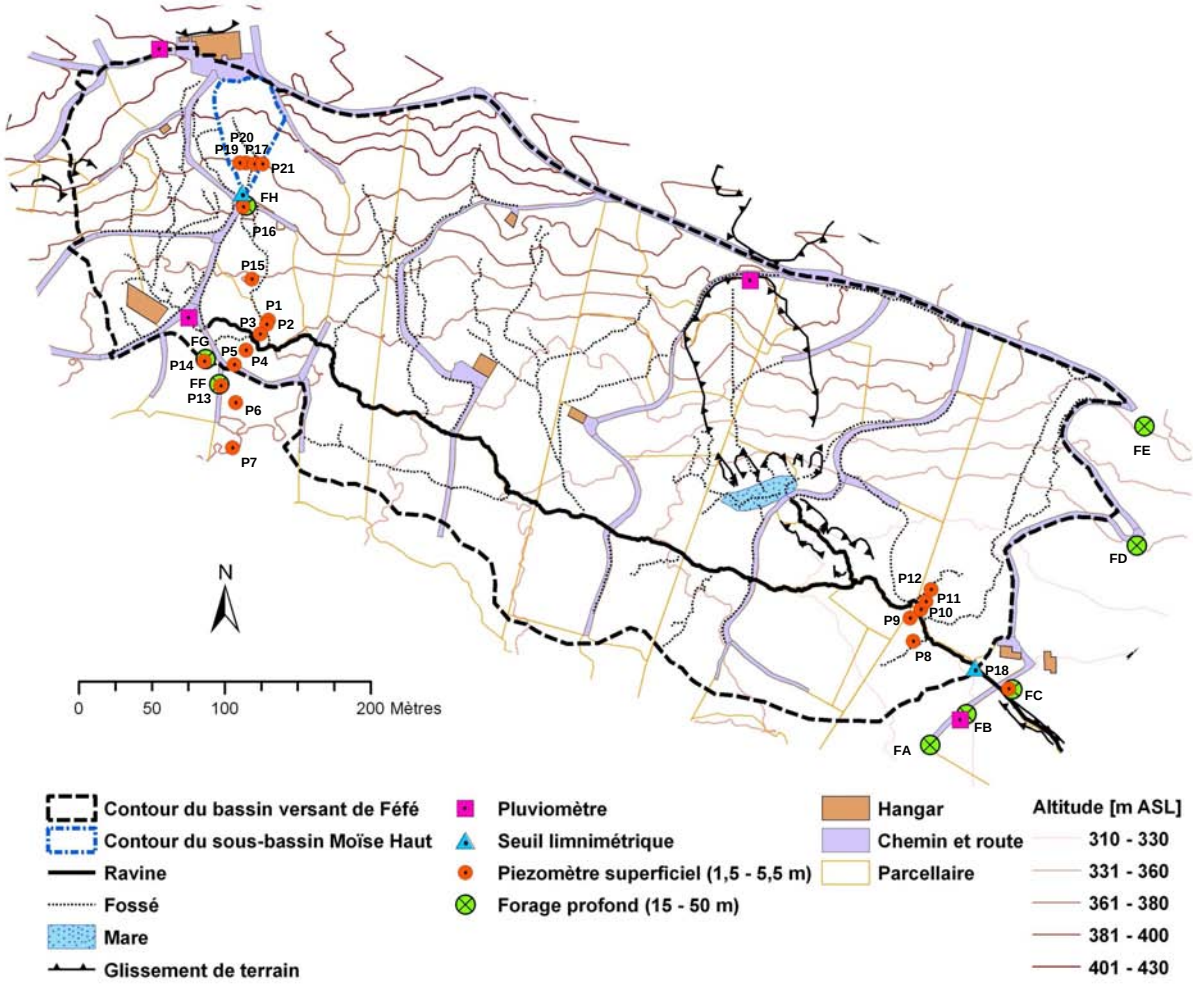


Figure 2-6 Dispositif de mesure hydrologique sur le bassin versant de Féfé.

Le ruissellement à l'exutoire du bassin est mesuré à la station hydrométrique composée d'un seuil composite en V d'angle 90° entre 0 et 50 cm de hauteur et surmonté d'un seuil rectangulaire de 195 cm de large entre 50 et 102,5 cm de hauteur. Le débit maximal mesurable par le seuil est d'environ 1 500 L s^{-1}. Pour les crues exceptionnelles dépassant la hauteur du seuil, la topographie à l'exutoire épouse une forme trapézoïdale à partir duquel ont été calculés les débits extrêmes. Les enregistrements limnimétriques sont réalisés à un pas de temps de deux minutes par une sonde pressiométrique (PDCR1830, Campbell Scientific).

Vingt et un piézomètres superficiels (notés P1 à P21) compris entre 1,5 et 5,5 m de profondeur et 8 forages profonds notés FA à FH compris entre 15 et 51 m sont implantés sur le bassin. Les ouvrages P1, P3, P6, P11, P12, P13, P14, P15, P17, P18, FF et FH sont carottés, et les ouvrages FA, FB, FC, FD, FE et FG ont été forés en destructif. Les piézomètres P1, P3, P6, P11, P12, FA, FC, FD, FE, FF, FG et FH sont équipés de sondes pressiométriques (Diver, Van Essen Instruments, Delft, Pays-Bas) qui mesurent le niveau d'eau à un pas de temps de quatre minutes. Le calage des niveaux piézométriques est effectué par rapport à des mesures manuelles hebdomadaires.

2.3.2 Le sous-bassin versant Moïse Haut

2.3.2.1 Situation

Le sous-bassin versant Moïse Haut (16°03′56″N, 61°37′17″W), située sur le bassin versant de Féfé (Figure 2-6), a une surface totale de 2 400 m² à 370 m d'altitude. Sa forme est triangulaire avec deux versants est et ouest drainés par un fossé. La pente est de 30 % en moyenne. Les caractéristiques pédoclimatiques de la parcelle sont détaillées dans la section suivante, qui concerne le bassin. Durant la période de mesure en 2006, le sous-bassin est planté en banane (variété *Grande Naine*) selon un maillage régulier de 2,35 m entre les rangs et entre les bananiers dans le rang. Les bananiers sont plantés dans un trou de 10 cm et la direction du rang suit la ligne de plus grande pente.

2.3.2.2 Dispositif expérimental

Le ruissellement à l'échelle du sous-bassin a été mesuré au niveau d'un seuil en V d'angle 90° sur une hauteur de 24 cm (Figure 2-7). Les enregistrements limnimétriques sont réalisés à un pas de temps de deux minutes par une sonde pressiométrique (Diver, Van Essen Instruments, Delft, Pays-Bas).

Figure 2-7 Dispositif de suivi hydrologique du sous-bassin Moïse Haut.

2.3.3 La parcelle Espérance Haut

2.3.3.1 Situation

La parcelle Espérance Haut (16°04′38″N, 61°36′04″W), présentée sur la Figure 2-8, a une surface totale de 6 000 m² à 250 m d'altitude. La pente est régulière et de 9% environ. Deux compartiments de 3 000 m² en vis-à-vis font l'objet d'un suivi hydrologique. Dans ce mémoire, nous ne faisons référence qu'à la parcelle notée T- (*no tillage*, pas de labour).

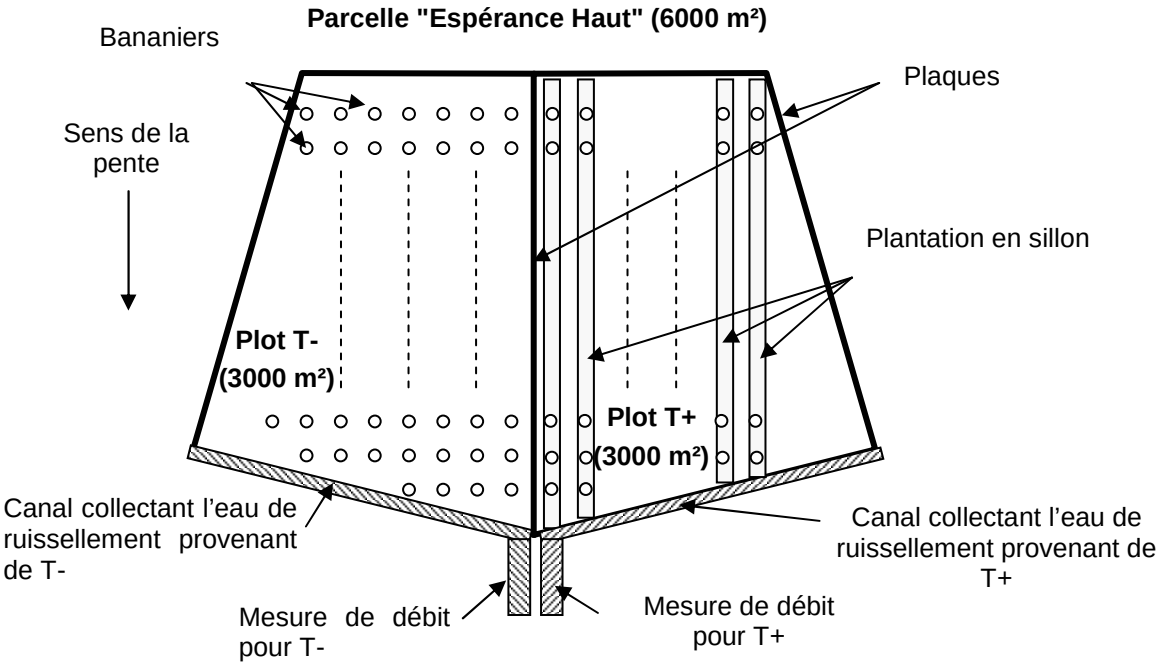


Figure 2-8 Dispositif de suivi hydrologique sur la parcelle Espérance Haut (d'après Cattan *et al.* (2006)) – en photo : le dispositif de mesure de débit et le canal collecteur.

Le sol est de type Umbric Andosol (WRB, 2006) et les caractéristiques climatologiques font référence à la station de Neufchâteau. Durant la période de mesures, la parcelle est plantée en banane

(variété *Grande Naine*) selon un maillage régulier de 2,35 m entre les rangs et entre les bananiers dans le rang. Les bananiers sont plantés dans un trou de 10 cm dans le rang qui suit la ligne de plus grande pente. La surface du sol est relativement lisse, mais les résidus des bananiers (feuilles coupées, feuilles mortes, pseudo-troncs coupés) qui sont disposés dans tous les rangs donnent au final une forte rugosité de surface.

2.3.3.2 Dispositif expérimental

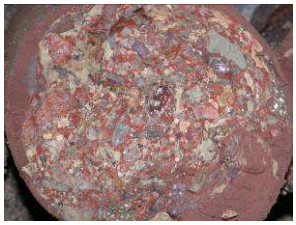
La parcelle est isolée de tout ruissellement amont par des plaques d'acier galvanisé de 50 cm de largeur enfoncées verticalement de 20 cm dans le sol. L'écoulement issu des rangs dans la parcelle est capté en bordure avale par un canal en béton, lui-même protégé de la pluie par des tôles. Les mesures de débit sont réalisées dans un canal venturi (type E 1253 AZ, hydrologique, Grenoble, France) et la charge hydraulique a été mesurée à l'aide d'un débitmètre à bulle (ALPHEE 3010, hydrologique, Grenoble, France) adapté à la largeur étroite du venturi, sur un pas de temps de 8 s. Le volume et l'intensité des précipitations ont été mesurés sur la parcelle à l'aide d'un pluviomètre à augets de 0,2 mm (ARG100, Campbell scientifique, Shepshed, Leicestershire, Royaume-Uni). Les données mesurées s'étendent du 6 décembre 2001 au 2 avril 2002.

2.4 Bassin de Féfé : acquisition de données géologiques, pédologiques et d'occupation du sol

Dans cette section, sont présentées les caractéristiques géologiques et pédologiques du bassin versant de Féfé qui sont les résultats des données de terrain acquises durant cette thèse. Ces caractéristiques ne seront reprises que de manière synthétique dans les chapitres suivants, mais font référence aux données présentées ici.

2.4.1 Géologie

Les principales zones d'affleurement sur le bassin sont la ravine principale de Féfé, l'affluent de la Rivière Pérou au sud, les ravines secondaires nord-sud qui entaillent le morne et les glissements de terrain. De précieuses informations sont recueillies grâce aux sondages carottés FH, FF, P1, P3, P6, P11, P12, P13, P14, P15, P17 et P18 et d'après les données des forages destructifs FA, FB, FC, FD, FE et FG. La description des faciès ci-dessous (Figure 2-9) fait référence à la carte géologique présentée sur la Figure 2-10.



Brèche argilisée
(carottage FH)

Lave en plaquettes
Affleurement sur le morne dans le glissement de terrain (cote 375 m) et carottage FH

Nuée ardente
Affleurement dans le lit de la Rivière Pérou (cote 340 m)

Lapilli ponceux
Affleurement dans le lit de la Rivière Pérou (cote 360 m)

Figure 2-9 Photos d'échantillons et affleurements.

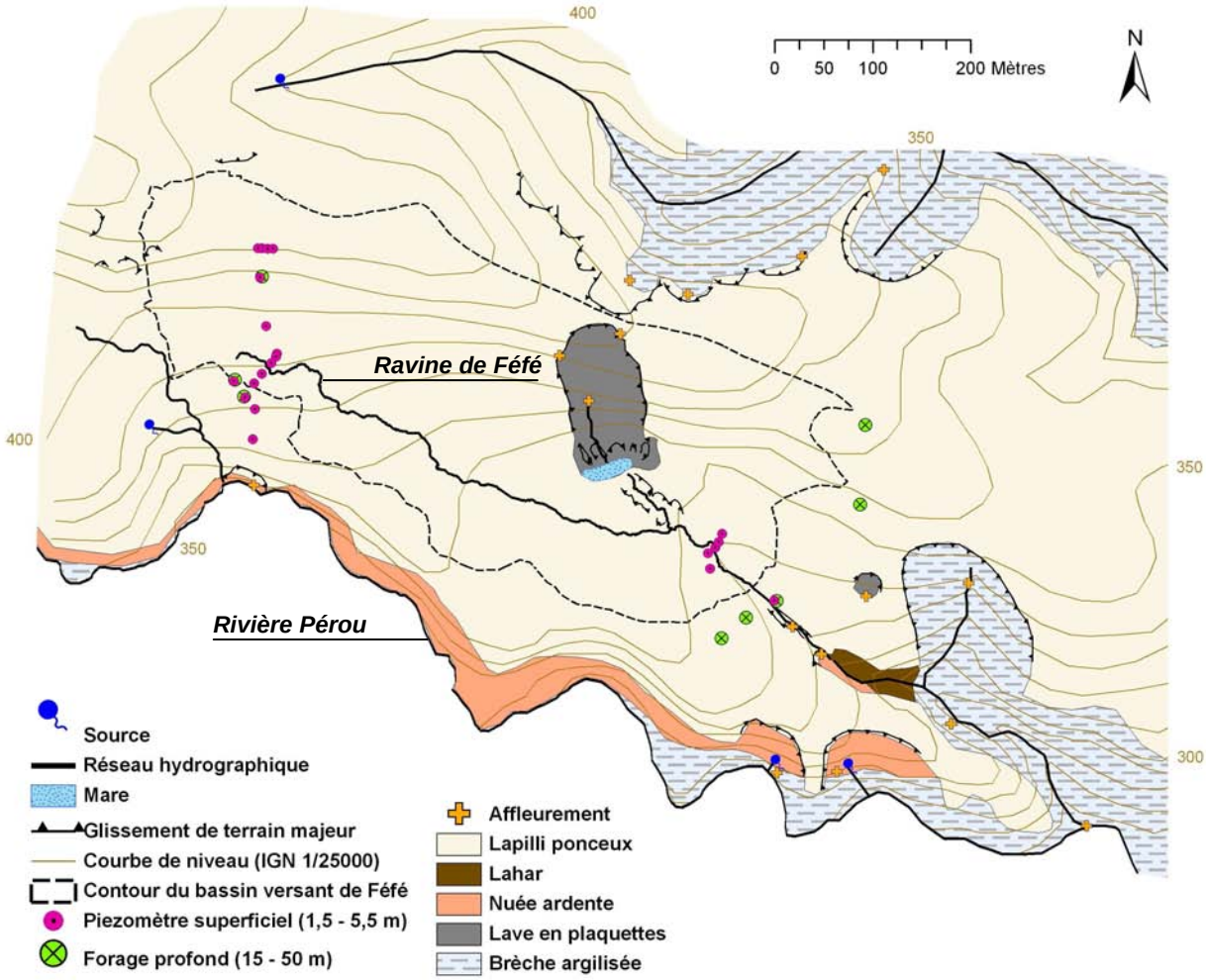


Figure 2-10 Carte géologique du secteur de Féfé

Les données IGN ne permettent pas d'obtenir une précision suffisante pour caractériser le relief local de la zone et notamment la limite sud du bassin versant.

2.4.1.1 Description des faciès

a) Les brèches argilisées

A partir de l'observation d'un affleurement dans le lit de la ravine de Féfé en aval du bassin, nous considérons deux niveaux distingués par la couleur de la matrice ainsi que par la taille des éléments, et entre lesquels la transition est progressive.

Niveau inférieur : c'est une brèche argilisée polygénique à matrice beige. Les éléments grossiers millimétriques à pluridécimétriques sont sub-anguleux. La matrice cendreuse est gris-beige et altérée. Son épaisseur est supposée être de plusieurs mètres au niveau de la source Féfé en aval du site.

Niveau supérieur : c'est une brèche argilisée polygénique et bariolée à dominante rouge. Les éléments sont sub-anguleux de taille millimétrique à centimétrique et de couleur très variable (grise, bleu, blanchâtre, jaune , etc…). La matrice est peu abondante (< 15% environ) et de couleur rouge vive. L'ensemble est totalement argilisé. On observe des auréoles de diffusion de Fe et Mn qui indiquent la présence d'hydroxydes de fer et de manganèse. Son épaisseur est d'au moins quelques mètres (3 m non recoupés au fond du forage FH).

b) Les laves en plaquettes

A partir du carottage FH qui recoupe cette formation en entier, nous distinguons 3 coulées de laves dans lesquelles s'intercalent des niveaux alluvionnaires et de cendres altérées.

Niveau inférieur : la coulée de lave est découpée par des diaclases argileuses, « saines », qui la débitent en plaquettes. La cassure est franche, les grains fins et très durs. Sa structure est porphyrique avec de nombreux phénocristaux de plagioclases et de pyroxènes dans une matrice grisâtre. Deux intercalations de niveaux sableux gris-noir sub-arrondis permettent de distinguer deux coulées de 5,5 et 1,5 m d'épaisseur (au droit du forage FH) déposées de manière intermittente. Ces alluvions sont le témoin d'un relief inversé comprenant une paléovallée comblée par les laves qui arment le morne.

Niveau cendreux : une intercalation de cendres totalement altérées et compactées sépare les deux niveaux inférieurs et supérieurs de la formation. Ces cendres sont gris pâle indurées avec des diaclases croisées recouvertes de Fe et Mn.

Niveau supérieur : les diaclases sont lavées et le débit en plaquettes est identique au niveau inférieur sur une épaisseur de 6,5 m (en FH). Au niveau du glissement de terrain, le haut de la formation est très altéré et la quasi-totalité des minéraux est argilisée dans une teinte violacée de plus d'un mètre d'épaisseur qui fait disparaître progressivement la structure en plaquettes de la coulée.

c) Les nuées ardentes

Les nuées ardentes englobent des éléments hétérométriques (du millimètre au mètre) dans une matrice cendreuse ou sableuse. Les éléments sont des clastes andésitiques gris sombre ou gris-jaune selon l'état d'altération. La puissance de cette formation peut atteindre au moins 20 m. Dans le lit de l'affluent de la Rivière Pérou, la section de la rivière recoupe la base de la formation. Les nuées

surmontent un conglomérat d'éléments polygéniques de graviers et blocs sub-arrondis que l'on peut assimiler à des alluvions consolidés, témoins d'une paléovallée.

d) Le lahar

Le lahar est une coulée boueuse englobant des lapillis et des blocs épars. Cette formation s'observe en aval du bassin versant dans une loupe de glissement. Il est difficile de définir l'étendue de cette formation vers l'ouest dans le lit de la ravine principale du bassin sur les nuées ardentes. Les forages FC et FD sont alors susceptibles de recouper cette formation.

e) Les lapillis ponceux

Les lapillis ponceux appelés communément tuf du fait de leur structure globalement friable et grumeleuse, sont des dépôts pyroclastiques accrétionnés de lapillis et de ponces, emballés dans une matrice de cendres grossières grises. La roche saine est gris sombre, ocre par altération et localement rougeâtre (oxydes de fer). Des niveaux de cendres stratifiées et des niveaux de lapillis indurés forment des plaques de plusieurs décimètres d'épaisseur sur plusieurs mètres de largeur. Localement on rencontre dans ces brèches des petites bombes volcaniques. La variabilité spatiale et verticale de cette formation est très grande du fait de sa genèse par épisodes éruptifs successifs et du fait de sa rapide altération à chaque période d'accalmie. D'après les carottages réalisés sur le bassin, on dénombre 4 dépôts successifs de lapillis qui sont chacun altérés dans leur partie supérieure. Nous proposons une séquence type qui sur le terrain varie selon l'épaisseur de dépôt et l'intensité de l'érosion. L'épaisseur d'une séquence varie de 0 à 2,5 m et l'épaisseur totale de la formation sur le bassin de Féfé semble ne pas dépasser 8 m. Elle se compose de la base au sommet de quatre niveaux :

- un dépôt fin cendreux ou pseudolimoneux généralement argilisé avec des traces d'hydromorphie, et quelques clastes altérés. Ce niveau est compact.
- un niveau sain de lapillis ponceux emballés dans une matrice cendreuse grise avec des clastes anguleux. La texture est généralement vacuolaire lui donnant un poids très léger. Ce niveau est localement induré.
- un niveau partiellement altéré où la structure de la roche est conservée avec des clastes sains ou altérés en périphérie et avec une matrice cendreuse ocre par altération. Ce niveau est généralement friable.
- un niveau d'altération pseudolimoneux beige-ocre (parfois rougeâtre) et au toucher savonneux (typique des allophanes). Quelques clastes peuvent être présents. Ce niveau est malléable.

Les niveaux cendreux à la base de la séquence type sont peu épais pour les dépôts les plus superficiels (quelques centimètres). Pour les dépôts les plus profonds, sur le secteur amont, ce niveau de cendres argilisées marron-gris sur le relief et gris-blanchâtre sur le bas de versant peut atteindre 1m d'épaisseur à des profondeurs de 3 à 5,5 m en P6, P14 et FH. Sur le secteur aval, on ne détecte pas cette couche en P12, même si l'absence de carottage profond ne nous permet pas d'être catégorique pour l'ensemble de la zone avale.

2.4.1.2 Variabilité spatiale et verticale des formations géologiques

En conformité avec la carte géologique de De Reynal de Saint-Michel (1966), la mise en place des formations géologiques s'est produite par le remplissage de structures de type « paléovallée » sur un substratum composé par les brèches argilisées. On dénombre ainsi deux paléovallées sur le bassin remplies l'une par les laves au nord et l'autre par les nuées ardentes au sud. Les phases d'accalmie sont les périodes d'érosion et de sédimentation pendant lesquelles se creusent les vallées.

2.4.1.3 Résumé

La structure géologique du bassin de Féfé est conforme au mode de dépôt du volcanisme éruptif, c'est-à-dire en remplissage de paléovallées. Trois compartiments géologiques sont à considérer pour l'étude hydrogéologique du bassin : les laves, les nuées ardentes et les lapillis en couverture. Les brèches argilisées d'une puissance de plusieurs mètres sont le substratum de ce bassin. En conséquence, pour l'étude du fonctionnement hydrologique et hydrogéologique, un suivi régulier des niveaux piézométriques dans les différents compartiments s'avère nécessaire. La structure en paléovallées sera à prendre en compte pour caractériser les transferts souterrains.

2.4.2 Sols et occupation des sols

2.4.2.1 Les sols

Trois catégories de sols sont différenciées sur le bassin versant de Féfé : les andosols, les ferralsols et les surfaces anthropiques (Figure 2-11 et Figure 2-12). Les andosols couvrent 88,8 % de la surface du bassin de Féfé. Ces sols récents se sont développés sur la formation superficielle des lapillis ponceux. On peut ainsi d'un point de vue pédologique décrire cette formation superficielle des lapillis comme une superposition de paléoandosols, dont la séquence type est hA, hB, hBC, hCg. Les ferralsols couvrent une surface de 5,8 % du bassin et se sont développés sur les formations plus anciennes des laves en plaquettes. Ils sont localisés dans le glissement de terrain surplombant la mare. Les surfaces anthropiques couvrent 5,4 % de la surface du bassin et sont considérées comme imperméables. Elles regroupent les toits des bâtiments agricoles ainsi que les voies de communication ou « traces » dont le revêtement est de plusieurs types : bitume, béton, calcaire concassé, ou simple décapage du sol et tassement par le passage d'engins.

2.4.2.2 L'occupation du sol

a) Variabilité spatiale et temporelle de l'occupation du sol

Le bassin de Féfé est localisé dans le croissant bananier où la culture de la banane est l'activité agricole principale et occupe plus de la moitié de la surface agricole. Dans les petites exploitations (quelques hectares de surface) comme celles du bassin de Féfé (Figure 2-12), l'autre partie de la

surface agricole est généralement associée à la production de fleurs, de cultures vivrières et à l'élevage avec des porcheries et des vaches au piquet sur des parcelles enherbées (Figure 2-13).

Figure 2-11 Photographies de gauche à droite : un andosol, un ferralsol, un hangar agricole et sa plateforme.

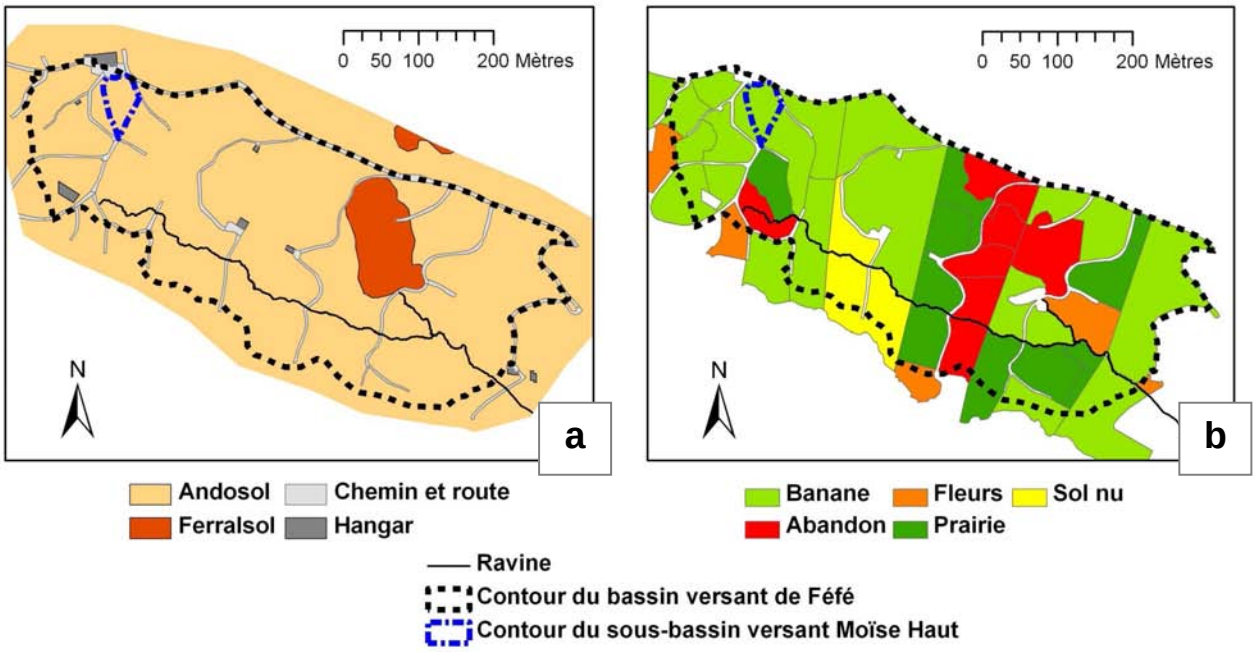


Figure 2-12 Carte des sols (a) et carte de l'occupation du sol (b) du bassin de Féfé.

En parcelles plantées en banane, les états de surface sont peu variables sur le bassin de Féfé. Ceci tient essentiellement au fait que le relief montagneux ne permet pas de mécanisation de la production et que toutes les étapes de la culture sont manuelles. Ainsi, la variabilité des états de surface sur le bassin est essentiellement gouvernée par le type de cultures mises en place (Tableau 2-1).

De haut en bas :
banane, madère, prairie

De haut en bas :
banane, prairie, fleurs

Figure 2-13 Photographies des différentes occupations du sol.

Tableau 2-1 Evolution des surfaces des différentes catégories d'occupation du sol.

Date	Banane [%]	Abandon [%]	Prairie [%]	Fleurs [%]	Madère [%]	Sol nu [%]	Traces [%]
sept 2003	60,4	9,4	23,6	0,0	1,2	0,0	5,4
fév-mars 2004	52,8	11,4	16,2	0,0	0,0	14,2	5,4
30 nov 2004	65,1	8,6	9,9	8,9	0,0	2,1	5,4
17 juin 2005	52,8	10,6	24,0	3,0	0,0	4,2	5,4
26 juin 2006	55,4	8,8	27,4	0,9	2,1	0,0	5,4

b) Etats de surface en parcelles banane

Les parcelles de banane sont non mécanisées, avec une plantation au trou, et des pratiques de paillage uniformément réparti dans le rang et dans l'inter-rang. Malgré cela, après de fortes pluies, les chemins d'eau peuvent modifier cette uniformité et créer des zones de sol nu et des zones d'accumulation de débris de végétaux (Figure 2-14).

Figure 2-14 Photographies des états de surface en parcelle de banane.

On a distingué quatre états de surface en parcelle de banane :

- Les andains sont une des formations de couverture les plus courantes sur le sol des bananeraies. Elles sont caractérisées par une très forte couverture végétale morte (élagages de feuilles de bananier au cours de la culture ainsi que résidus de culture – faux troncs, feuilles - des cycles précédents) qui

augmente fortement la rugosité de la surface de la parcelle. Généralement, ce type de couverture est associé à un plus grand stockage de l'eau en parcelle et à des temps de transferts plus lents qui favorisent la ré-infiltration. Cependant ce type de couverture avec de grandes surfaces imperméables que sont les feuilles de bananier est susceptible de provoquer des départs de ruissellement.

- L'enherbement a la particularité de structurer la surface du sol par le fait que les racines jouent un rôle de maintien de la cohérence du sol. Ce type de couverture joue un rôle dans la répartition des eaux de ruissellement, par la limitation de la création de chemins d'eau bien individualisés.
- La mousse est principalement localisée aux points d'impacts des zones d'égouttage depuis les feuilles de bananiers.
- Les chemins d'eau creusés par le ruissellement ont un aspect remanié, sans mousse, souvent marqués à l'aval du pied du bananier, ainsi que dans l'inter-rang dans les parcelles de fortes pentes.

c) Etats de surface en parcelles sans bananier

Il existe une plus grande diversité des états de surface pour les parcelles non cultivées en banane. Sur les parcelles de Féfé, nous retiendrons les cinq états de surface suivants :

- Prairie : strate herbacée permanente (entre 15 et 50 cm de hauteur) avec en général des boeufs au piquet ;
- Madère : culture vivrière recensée sur le bassin de Féfé lors des périodes de suivi. Le sol est conservé nu entre les plants ;
- Sol nu : correspond à la période de plantation des vitro-plants de banane, qui est distinguée de la parcelle banane car la couverture végétale est inférieure à 30% de la surface totale et le sol est nu entre les vitroplants ;
- Fleurs : parcelles d'anthuriums, alpinias, héliconias ;
- Abandon : correspond à d'anciennes parcelles de banane abandonnées récemment (au moins 1 an auparavant) et laissées telles quelles, avec le bananier sur pied et ses rejets. Une strate arbustive dense se développe au sein de la parcelle.

2.4.2.3 Résumé

Il y a peu de variabilité spatiale des sols sur le bassin versant de Féfé, les andosols recouvrant l'essentiel de la surface du bassin. Néanmoins, les trois matériaux andosols, ferralsols et traces doivent être différenciés pour caractériser les propriétés hydrodynamiques en surface. Si on peut considérer que les propriétés hydrodynamiques des sols sont relativement homogènes au sein de la même catégorie de sol, l'occupation du sol va fortement influencer le partage ruissellement-infiltration. La répartition de l'occupation du sol dans l'espace et dans le temps sera donc à considérer pour caractériser le ruissellement à l'échelle du bassin. Enfin on notera que les sols du bassin ne sont pas sensibles à la battance et qu'aucun encroûtement n'a été observé en parcelle.

2.5 Conclusion

Le bassin versant de Féfé est marqué par un climat tropical humide, tempéré et uniformisé par le régime des Alizés qui assure des pluies abondantes toute l'année avec une pluviométrie annuelle qui dépasse 4 000 mm. Aussi, le bassin se situe dans une zone excédentaire du point de vue de l'évapotranspiration, favorisant alors des écoulements très abondants à l'échelle annuelle. De plus, ce climat qui engendre une humidité constante tout au long de l'année confère un état de saturation continu du sol qui va dans le sens d'une faible variation des états hydriques initiaux des sols lors des crues.

La forte hétérogénéité spatiale et verticale des formations géologiques est due au type de volcanisme andésitique qui, par ses caractéristiques éruptives, engendre des successions de dépôts en remplissage de paléovallées (coulées de laves, nuées ardentes, lahars) ou en retombées aériennes (cendres, lapillis). Sur un substratum de brèches argilisées issues probablement du complexe de base, trois compartiments géologiques sont à considérer pour l'étude hydrogéologique du bassin : les laves, les nuées ardentes et les lapillis en couverture. Si par soucis de simplification, nous regroupons les différents faciès observés dans ces trois formations géologiques, nous ne devons pas oublier la forte hétérogénéité à l'intérieur de ces compartiments avec par exemple les intercalations de niveaux cendreux.

La variabilité des types de sol est limitée sur Féfé, du fait d'un recouvrement uniforme du bassin par des retombées aériennes (lapillis) récentes sur lesquelles se sont développés des andosols. Néanmoins, au creux du glissement de terrain au dessus de la mare, les lapillis sont décapés pour laisser la place à un ferralsol développé sur des laves plus anciennes. De plus, les surfaces anthropiques regroupant les hangars et les chemins d'exploitation représentent comme les ferralsols environ 5% de la surface du bassin. Ces trois catégories ont des propriétés hydrodynamiques très différentes avec les andosols et les ferralsols aux capacités d'infiltration très élevées (> 50 mm h^{-1}) et les surfaces anthropiques quasiment imperméables.

Dans ce contexte, la variabilité de l'occupation du sol est relative aux pratiques agricoles des petites exploitations bananières. Elle comprend une majorité de parcelles plantées en banane, mais également des productions de cultures vivrières ou de l'élevage. La situation montagneuse du bassin fait qu'il n'y a pas de labour sur les versants pentus. En découle alors une classification des états de surface réalisée sur le type de culture en place où le couvert végétal est alors un déterminant important de la genèse du ruissellement. Aussi, le type de sol et la redistribution de la pluie par le couvert végétal seront les deux éléments clés à considérer dans le partage ruissellement-infiltration à l'échelle du bassin.

PARTIE I

Fonctionnement hydrologique d'un petit bassin versant volcanique tropical

CHAPITRE 3 : BILAN ET PROCESSUS HYDROLOGIQUES A L'ÉCHELLE GLOBALE D'UN BASSIN VERSANT VOLCANIQUE TROPICAL

RESUME

Le fonctionnement hydrologique du petit bassin cultivé de Féfé (17,8 ha), sur l'île volcanique tropicale de la Guadeloupe, a été étudié dans le but d'identifier les chemins de l'eau, de quantifier les flux, et de développer un modèle conceptuel pour simuler le débit ainsi que les fluctuations piézométriques. L'étude combine une approche expérimentale et une approche de modélisation, qui couvrent deux échelles de temps, une événementielle et une annuelle. Les mesures de la pluie, du débit, de l'évapotranspiration et de la piézométrie ont été réalisées sur les deux années 2003 et 2004. Les caractéristiques du bassin de Féfé sont des pluies abondantes (4 229 mm an^{-1}) sur des formation volcaniques perméables. Les résultats mettent en évidence un système hydrogéologique avec deux aquifères superposés. Les termes du bilan en 2003 (année « moyenne ») se partagent entre la recharge de l'aquifère profond (42 %), l'évapotranspiration (31 %) et le ruissellement (27 %). A l'échelle événementielle, le coefficient de ruissellement varie de 6,2 % à 24,4 % selon que les conditions initiales sont sèches ou saturées. En découle la prédominance du ruissellement de type hortonien au détriment de processus de type subsurface et sur surface saturée, peu probables sur le bassin. La recharge de l'aquifère superficiel est caractérisée par des transferts rapides dans la zone non saturée, du fait d'une capacité d'infiltration qui ne diminue pas avec la profondeur. Deux types de vidange de cet aquifère sont mis en évidence : le drainage par la ravine du bassin et la recharge de l'aquifère profond. Les formations volcaniques semblent promouvoir des écoulements souterrains, et le contexte cultivé est une explication aux coefficients de ruissellement élevés en comparaison des autres petits bassins tropicaux situés en milieu forestier. Sur la base de ce schéma de fonctionnement, nous avons développé un modèle conceptuel qui intègre le ruissellement, l'évapotranspiration et les écoulements souterrains des deux nappes superposées. Ce modèle est composé de six paramètres et les procédures de calage et de validation ont été réalisées sur le débit à l'exutoire du bassin, et sur deux piézomètres caractérisant le système hydrogéologique. Le modèle permet de reproduire correctement la dynamique de ces trois variables, vérifiant les principales hypothèses de base, notamment dans le cas de périodes humides.

Hydrological behaviour and modelling of a volcanic tropical cultivated catchment

(Article accepté à Hydrological Processes)

Jean-Baptiste Charlier,[1*] Philippe Cattan,[1] Roger Moussa[2] and Marc Voltz[2]

[1] CIRAD, UPR Systèmes Bananes et Ananas, Capesterre-Belle-Eau, Guadeloupe, F-97130, France.
[2] INRA, Laboratoire d'étude des Interactions Sol-Agrosystème-Hydrosystème (LISAH), UMR AgroM-INRA-IRD, Bat. 24, 2 place Viala, 34060 Montpellier cedex 1, France.

3.1 Introduction

The study of hydrological processes in humid tropical areas has been substantially documented (Bonell, 1993; Elsenbeer, 2001), but there is a lack of knowledge with regard to volcanic regions where the framework generates a high spatial and vertical variability of flow paths. In the humid tropical climate, characterization of the main hydrological processes may be complicated by large seasonal variations in all aspects of the water balance (Cook *et al.*, 1998). Moreover, in volcanic regions, deposits are characterized by polygenetic materials with high contrasts in permeability (Lachassagne, 2006). However, the study of hydrological cultivated systems is a key issue in the West Indies and Central America, where agriculture is widespread in coastal volcanic areas and where pressure from human activities is high (Rawlins *et al.*, 1998). Thus, it requires the identification of surface and underground flow paths and the quantification of water fluxes. In this setting, the present article focuses on hydrological processes and modelling approaches in a small, cultivated catchment on a humid tropical volcanic island.

Previous studies in tropical small catchments (less than 100 ha) under forest cover on highly permeable soils reported a water balance essentially shared between evapotranspiration and runoff, and without a significant underground outflow component (Bruijnzeel, 1983b; Lesack, 1993; Fujieda *et al.*, 1997; Kinner and Stallard, 2004). As in many other tropical sites on permeable soils, and reported in three reviews by Dubreuil (1985), Bonell (1993) and Elsenbeer (2001), a sharp decrease in the infiltration capacity with soil depth promoted subsurface stormflow (SSSF) on hillslopes, and wet land areas close to the channel promoted saturation overland flow (SOF); Hortonian overland flow (HOF) is often limited to local areas on hillslopes. Different factors may explain the variability of overland flow. The first key factor is the land use pattern: deforestation and agriculture therefore significantly increase the surface runoff coefficient on a storm-event scale (Fritsch, 1992; Bruijnzeel, 2004). A second key factor is the soil infiltration rate, which is typically high in volcanic ash soils (see Dahlgren *et al.* (2004) for a review). Therefore, the runoff coefficient is just a few percent at the plot scale (Buytaert *et al*., 2006; Cattan *et al*., 2006) and the catchment scale (Bruijnzeel, 1983b).

On the other hand, the challenge in assessing underground transfers is complicated by the geometry of volcanic deposits. This is the situation in Guadeloupe, where a soil survey highlighted the marked vertical and horizontal lithological discontinuity of recent deposits and the permeability of the bedrock, which does not slow down water infiltration to deep horizons (Colmet-Daage, 1969). This promotes the development of overlapping aquifer systems (Join *et al*., 1997; Lachassagne, 2006), along with percolation which recharges deep aquifers.

It is currently difficult to extend the results of hydrological behaviour of small humid tropical catchments to other cultivated sites on volcanic deposits for three main reasons: (i) most of the observations in humid tropical catchments are under forest cover where geomorphological and pedological properties promote SSSF and SOF, instead of cultivated areas where HOF can become a main mechanism of stormflow (Fritsch, 1992; Malmer, 1996; Zimmermann *et al*., 2006); (ii) underground flows in tropical environments have not been substantially documented, as mentioned by Lesack, (1993) and Cook *et al.* (1998); (iii) to our knowledge, only one prior study has been carried out on volcanic deposits at the intermediate scale of the catchment (Bruijnzeel, 1983b). Other studies in volcanic areas were mainly conducted at the plot scale (Poulenard *et al*., 2001; Fontes *et al*., 2004; Van Dijk and Bruijnzeel, 2004; Cattan *et al.*, 2006) or at the regional scale (Ecker, 1976; Join *et al.*, 1997; Scholl et al., 1998). In this setting, TOPMODEL approaches have been used for tropical catchments in the Ivory Coast (Quinn *et al.*, 1991), in French Guyana (Molicova *et al*., 1997) and Central Panama (Kinner and Stallard, 2004) to verify the hypothesis of a predominance of SSSF and SOF. But though the main reasons why this model was successful relate to an impeding subsoil layer coupled with the absence of an additional deep groundwater body, it cannot take into account the hypothesis of specific properties of some porous volcanic frameworks in cultivated areas such as HOF under high rainfall intensities and percolation to deep groundwater compartments. Thus, it is important to focus on hydrological processes in tropical volcanic areas.

The present study aims to establish the hydrological behaviour of a small, cultivated tropical catchment and to develop a simple model to simultaneously simulate the hydrograph and the aquifer levels. The approach combined two steps, an experimental and a modelling step, and covered two time scales, the annual and the storm event scales. The paper is structured in four parts: i) presentation of the study site, the Féfé catchment in Guadeloupe, ii) a methodology to analyse hydrometeorological data, iii) quantification of the terms of the water balance at the annual scale and determination of relationships between water compartments at the event scale in which a behavioural scheme is presented, and iv) on the basis of this scheme, development of a conceptual lumped model in order to simulate both stormflow and groundwater fluctuations; the last step consists of a multi-criteria model calibration and validation.

3.2 STUDY SITE

3.2.1 Site description

Presentation. The Féfé catchment (16°03’50’’N, 61°37’12’’W) is located on the southeast side of the volcanic island of Basse Terre, Guadeloupe (French West Indies) (Figure 3-1).

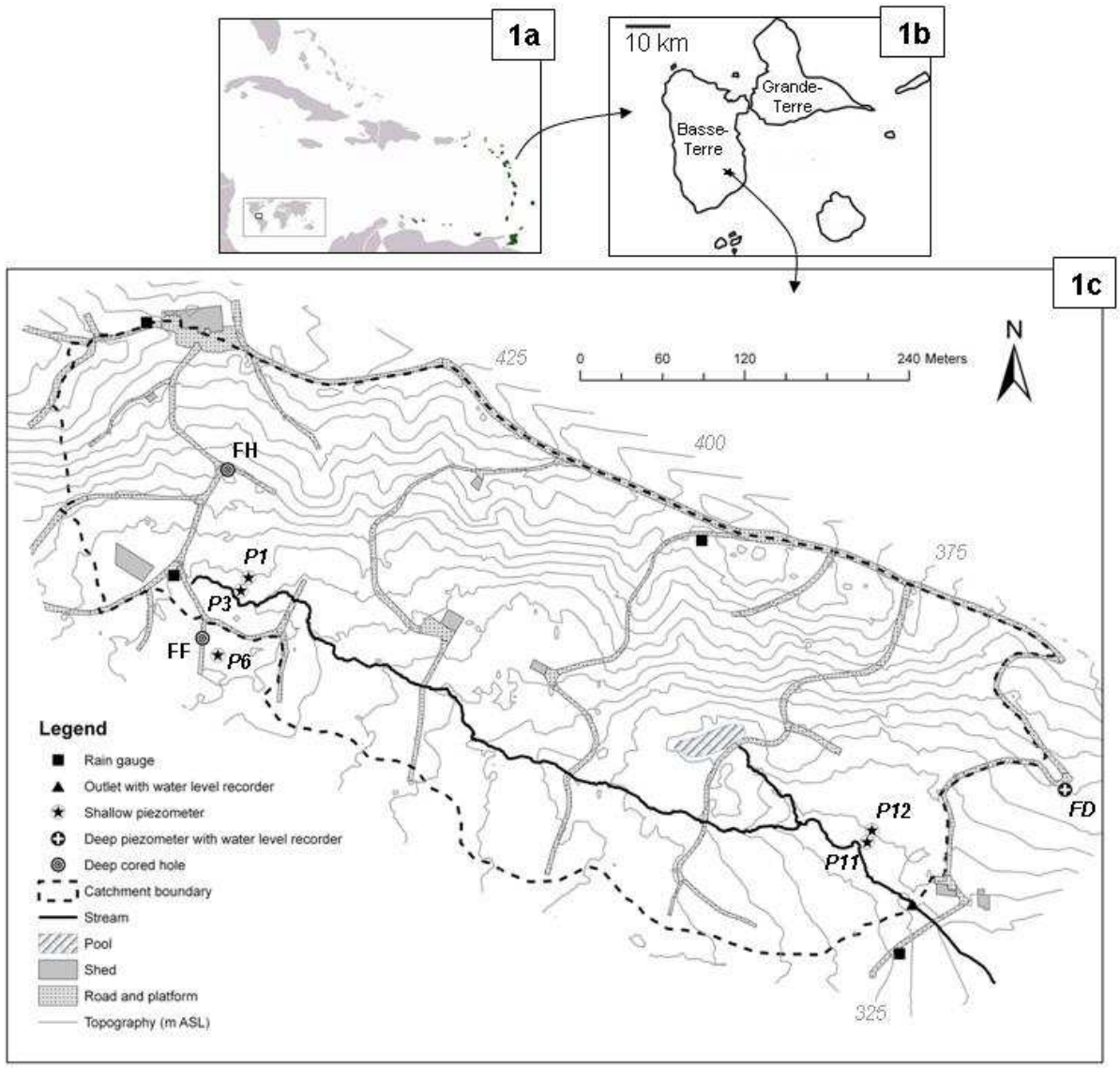


Figure 3-1 Maps of the Caribbean islands, location of the Lesser Antilles (black) (1a), and the Guadeloupe archipelago (French West Indies); (1b) indicating the location of the Féfé catchment. Contour map of the Féfé catchment (1c) showing the location of equipment.

It covers an area of 17.8 ha, extending in a NW-SE direction along the slopes of La Soufrière, the Guadeloupe volcano. It is rectangular, with mean dimensions of 260 x 680 m and an elevation range of 318-428 m ASL. It is divided, lengthwise, into two geomorphologically different zones. The northern half is a hillslope with steep 26-60 % slopes. The southern half consists of a short plateau with a mean 9 % slope, which is continuously drained by the main stream. The catchment cuts across

five farms, with 55 % of the catchment area covered by banana (*Musa* spp.), 40 % of the fallow land covered by flowers and grass, and 5 % used for human infrastructures, including roads, platforms and sheds.

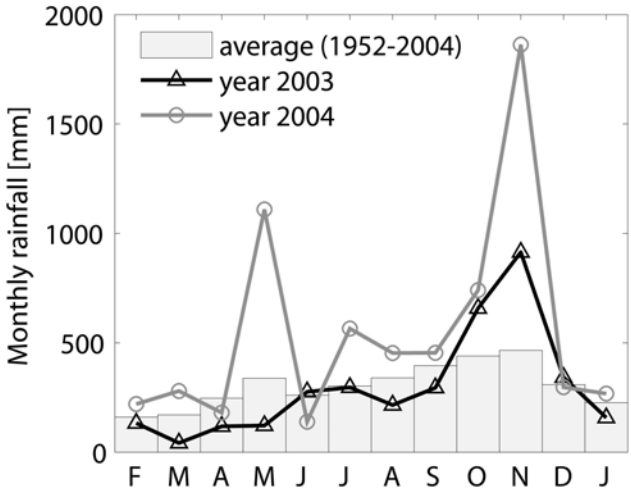


Figure 3-2 Monthly distribution of rainfall at Neufchâteau station from February until January (from Météo-France (2004)).

Geology and soil survey. In the island of Basse Terre, volcanic deposits are of andesitic–dacitic to andesitic composition (Dagain *et al*., 1981; Boudon *et al*., 1987). A geological survey of the Féfé sector, especially on the basis of core samples extracted at two drilling sites in the catchment (FF and FH - Figure 3-1), highlighted three different compartments, which were (from the deepest to the most superficial): (i) weathered breccias defined as the impermeable substratum, (ii) nuees ardentes (pyroclastic deposits including ash, pumice and rock debris) associated with andesitic lava flows poured out within palaeovalleys which are dig in the substratum, and (iii) weathered pumiceous lapillis (Figure 3-3). The profile of the superficial formation consisted of four superposed 0.5-2.0 m pyroclastic deposits rich in lapillis that were partially altered on the top half of each layer. At the base of this formation, a weathered ash layer over 1 m thick with low porosity, located at 4.5-6 m depth according to the core samples FF and FH, seems to explain the presence of a saturated zone in this superficial formation. From a pedological standpoint, alteration of the superficial formations had given rise to an umbric Andosol (WRB, 2006), which was extensively studied by Dorel *et al.* (2000) in the Féfé area.

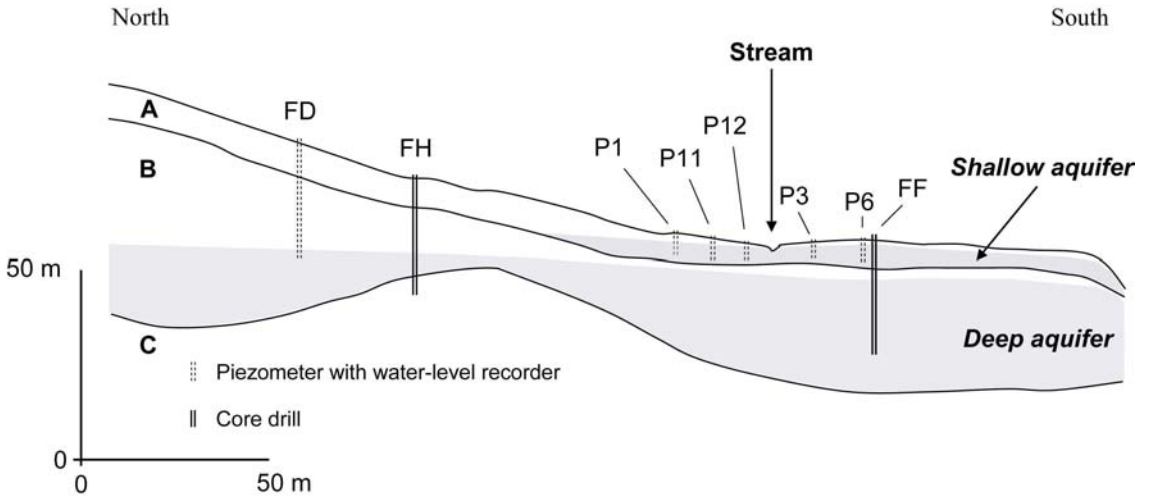


Figure 3-3 Hydrogeological diagram of the Féfé catchment.

A = weathered pumiceous lapillis, B = nuees ardentes (pyroclastic deposits including ash, pumice and rock debris) associated with andesitic lava flows, C = weathered breccias (impermeable substratum) – in grey, illustration of the saturated zones of the two overlapping aquifers.

3.2.2 Field methods

The locations of the monitoring sites are shown in Figure 3-1. Rainfall intensities were measured at four sites using tipping bucket rain gauges (ARG100, Campbell Scientific, Shepshed, Leicestershire, UK), with a sensitivity of 0.2 mm of rain per tip. Potential evapotranspiration (PET) was calculated from daily global radiation (Rg) measured at the Neufchâteau station using a pyranometer (SP1110, Campbell Scientific) according to a formula determined experimentally in the Guadeloupe archipelago (Morell and Jérémie, 1994):

(3-1) $PET = 0.24Rg$ *with PET in (mm day^{-1}) and Rg in (MJ m^{-2} day^{-1})*

Given the nonlimiting water supply conditions at the humid tropical Féfé catchment, we assumed that the actual evapotranspiration (ET) was considered as being equal to PET.

The gauging station at the catchment outlet consisted of a composite weir with (i) a 90° V-notch, 0-0.50 m high, (ii) overlaid by a 1.95 m wide, 0.50-1.025 m high, rectangular weir, and (iii) for exceptional flood events, the shape of the outlet section above 1.025 m is assumed to be trapezoidal. Water levels were recorded on a 2-min time step using a PDCR1830 depth and level sensor (Campbell Scientific).

Two types of piezometers were set up to assess the hydrogeological features of the catchment (Figure 3-1 & Figure 3-2): five shallow piezometers (P1, P3, P6, P11 & P12) perforated in the superficial formation, and three deep piezometers (FD, FF and FH) perforated in the underlying nuees ardentes associated with lava flow formation and isolated from the superficial formation by a clay plug in the upper part of the borehole. First, in all piezometers, manual water levels measured revealed the presence of two overlapping aquifers, i.e., a shallow aquifer in the weathered pumiceous lapillis layer and a deep aquifer in the layer consisting of nuees ardentes associated with lava flows. Contrary to the

deep aquifer, the shallow aquifer is drained by the main stream of the Féfé catchment. Second, the five shallow P1, P3, P6, P11, and P12 piezometers and the deep FD piezometer were equipped with pressure sensors (Diver, Van Essen Instruments, Delft, NL) to measure water levels on a 4-min time step. Piezometric levels recorded automatically were calibrated against manual weekly measurements. The piezometric time series were recorded over the 16/12/2003 to 31/01/2005 period.

A double ring infiltrometer (Bouwer, 1986) helped to determine infiltration rates. Before measurements, the soil was saturated over twenty-four hours. During the test, a constant water head of 10 mm was maintained in both rings, with a 30 cm inner diameter and 60 cm outer diameter cylinder inserted 3 cm into the soil. Water entering the soil was measured with a calibrated Mariotte bottle at a 10-min time step during two hours (three replicates). The infiltration rate is calculated from the rate of fall of water in the reservoir. Twenty-eight saturated hydraulic conductivity (*Ks*) measurements were taken in the surface organic horizon and six were recorded in the weathered horizon at 40 cm depth.

3.3 Data processing

3.3.1 Hydrological data

To relate rainfall to streamflow and underground fluctuations, and to quantify water fluxes at the annual scale in the catchment, the five time series of rainfall, evapotranspiration, discharge, shallow, and deep water level were synchronized on a 2-minute time step over the 01/02/2003 to 31/01/2005 period. For rainfall, measurements from each rain gauge were integrated over a 2-min time step, and the average catchment rainfall was estimated by the arithmetic mean of the rainfall values observed at the four gauges. Due to a technical problem at Féfé, rainfall data for the 30/04/2004 08:26 to 14/05/2004 09:46 period were replaced by the rainfall data from the Neufchâteau station (recorded on the same equipment as that was used at the Féfé catchment) with a correction factor. This correction factor was determined at a daily time step from the comparison of rainfall time series recorded in 2003 at the Féfé catchment and at the Neufchâteau station. For adjustment (determination coefficient of the linear fit: $r^2 = 0.48$), only daily values in the same range of measured rainfall depth at the Neufchâteau station during this period (i.e. 0 to 25 mm day^{-1}) were selected. Evapotranspiration was considered constant throughout the day (24 h). Since the piezometric measurements were recorded on a 4-min time step, we interpolated the observed data to obtain a time series on a 2-min time step. The determination coefficients between the five shallow piezometers (P1, P3, P6, P11, and P12) ranged from 0.59 to 0.94 (Table 3-1 Determination coefficient (r^2) matrix for water depths with five shallow piezometers and mean shallow water depth (z_{SA}).). This result indicates that the variations in the shallow water levels in these piezometers were similar, and fair correlations existed between downstream (P11 & P12) and upstream (P1, P3 & P6) piezometers. We established a mean shallow water depth time series z_{SA}, which corresponded to the arithmetic mean of the depths for all five

piezometers. The z_{SA} correlation coefficients calculated relative to data collected from the other piezometers ranged from 0.77 to 0.94, thus confirming that this piezometer mean was representative. Concerning the FD piezometer, the water table depth is noted as z_{DA}. Hereafter, we therefore focus on the z_{SA} and z_{DA}, which characterized the water table depth of the shallow and the deep aquifers, respectively.

Table 3-1 Determination coefficient (r^2) matrix for water depths with five shallow piezometers and mean shallow water depth (z_{SA}).

	P1	P3	P6	P11	P12	z_{SA}
P1	1.00					
P3	0.88	1.00				
P6	0.86	0.92	1.00			
P11	0.59	0.64	0.66	1.00		
P12	0.72	0.67	0.62	0.69	1.00	
z_{SA}	0.94	0.94	0.94	0.77	0.79	1.00

3.3.2 Terms of the water balance

For assessment of the water balance of the global hydrological system, we used two equations representing the water balance of the two overlapping aquifers

(3-2) for the shallow aquifer (mm): $D + \Delta W_{SA} = P - ET - R$

(3-3) for the deep aquifer (mm): $O_{DA} + \Delta W_{DA} = D$

where D is the losses of the shallow aquifer as well the recharge of the deep aquifer, ΔW_{SA} the variation in the shallow aquifer stock, P rainfall, ET evapotranspiration, R streamflow, O_{DA} outflows of the deep aquifer, and ΔW_{DA} the variation in the deep aquifer stock. P and R were measured, ET was calculated from Equation 3-1, and D, ΔW_{SA}, O_{DA}, and ΔW_{DA} were residual terms of equations. At the beginning of each hydrological year corresponding to a dry period, groundwater levels were similar enough to consider that water stock variations were negligible ($\Delta W_{SA} = \Delta W_{DA} = 0$) in the case of abundant annual rainfall depth. Consequently, on an annual scale, outflows of the global system were O_{DA}.

3.3.3 Time series partitioning

To evaluate the response of the catchment, two types of time series partitioning were performed. First, to relate a rainfall event to the corresponding runoff generation and to the corresponding shallow and deep aquifer recharges, the partitioning was aimed at delimiting storm events according to criteria on rainfall intensity, flow, and water table depth. Second, to characterize the effect of initial conditions, the partitioning was aimed at classifying these storm events according to their antecedent moisture condition.

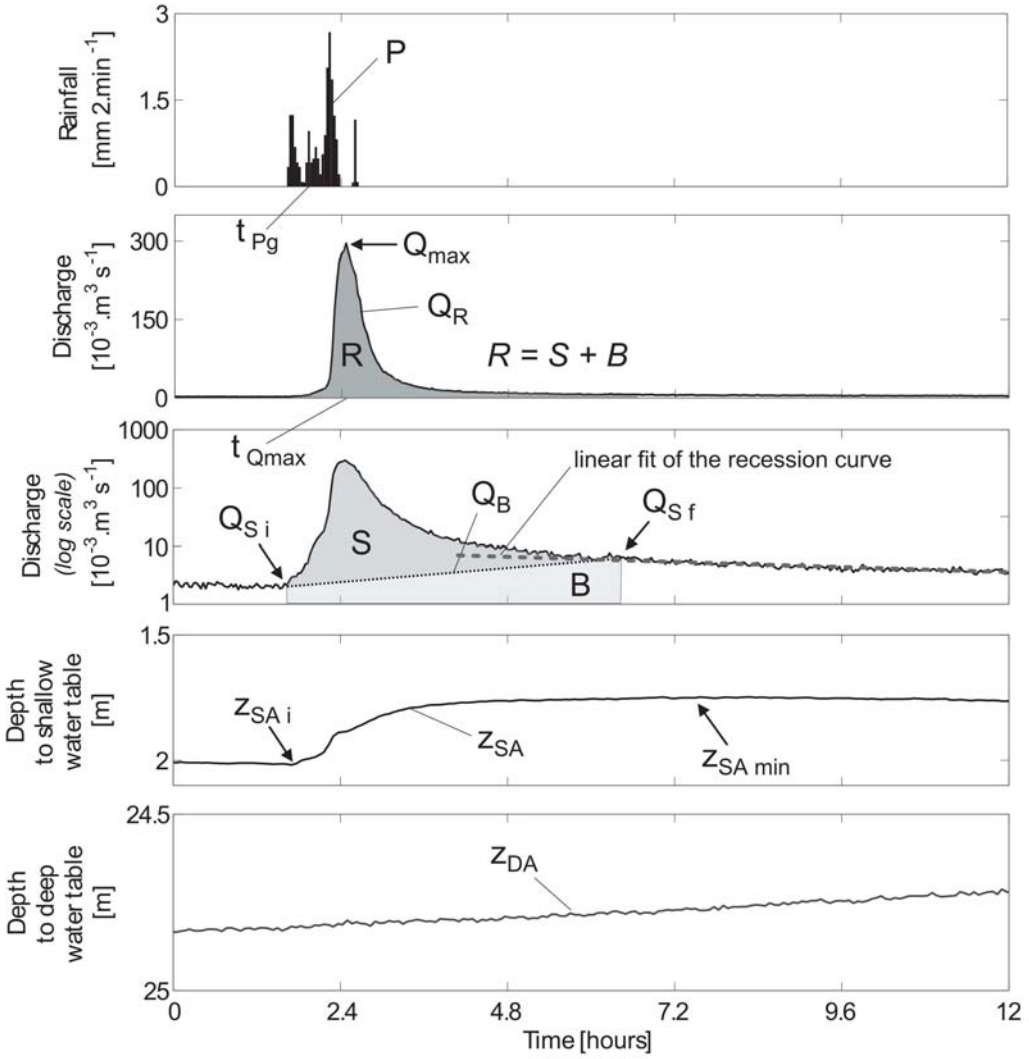


Figure 3-4 Characteristics of a storm event.

with P the rainfall depth [mm]; t_{Pg} the time of centre of gravity of a rainfall event [hours]; t_{Qmax} the time of peak flow [hours]; R the streamflow depth [mm]; S the stormflow depth [mm]; B the baseflow depth [mm]; Q_{max} the peak flow [$10^{-3}.m^3\ s^{-1}$]; Q_R the streamflow [$10^{-3}.m^3\ s^{-1}$]; $Q_{S\,i}$ the discharge at the onset of storm runoff conditions [$10^{-3}.m^3\ s^{-1}$]; $Q_{S\,f}$ the discharge at the end of storm runoff conditions [$10^{-3}.m^3\ s^{-1}$]; Q_B the baseflow [$10^{-3}.m^3\ s^{-1}$]; z_{SA} the depth of the water table in shallow aquifer below ground level [m]; $z_{SA\,i}$ the initial depth of the water table in shallow aquifer below ground level [m]; $z_{SA\,min}$ the minimum depth of the water table in shallow aquifer below ground level [m]; z_{DA} the depth of the water table in deep aquifer below ground level [m].

The first partitioning was based on the delimitation of storm events (Figure 3-4). The following criteria were used for partitioning: (i) the rainfall event begins when the rainfall intensity is greater than 0.5 mm h^{-1} during 2 h, and ends when rainfall intensity drops under this threshold for 2 h; (ii) the flow increases by more than 0.003 m^3 s^{-1}. Overall, 310 storm events involving rainfall associated with a flood were partitioned (variations of event characteristics: 0.8-61.7 h for duration, 1.5-577 mm for rainfall, 0.004-4.6 m^3 s^{-1} for maximum discharge). The two components of the streamflow volume at the outlet R (Equation 3-4) were the stormflow (*S*), representing runoff associated with overland flow and return of subsurface water with short residence time in the catchment, and the baseflow (*B*), representing returned groundwater from the shallow aquifer.

(3-4) $$R = B + S$$

where *R* is the streamflow depth, *S* is the stormflow depth, and *B* is the baseflow depth. We define the stormflow coefficient as *S/P* in percent. *S* and *B* were separated according to the straight line method between the beginning point of the stormflow and the beginning of the recession curve (Chow *et al.*, 1988). This method considers that the recession curve takes the form of an exponential decay that is linearized on a logarithmic scale. Thus, the beginning of the recession curve is graphically determined at the beginning of the linear part of the curve plotted on a semi-logarithmic scale (Figure 3-4). The baseflow increased linearly during the basewidth (between $Q_{S\,i}$ and $Q_{S\,f}$ in Figure 3-4). In some cases, the location of $Q_{S\,f}$ is not accurate; consequently, the calculation of *B* is relatively sensitive to $Q_{S\,f}$ instead of *S*, which is less dependent. Thus, in this paper, only *S/P* will be discussed. Out of all of these storm events, we note 66 flash storm events of short duration with a relatively high mono-peak discharge (example of a flash storm event shown in Figure 3-4). *S/P*, and the catchment response time, the time between the rainfall centre of gravity t_{Pg} and the peak flow t_{Qmax} (Roche, 1963), were calculated. The shallow water table variations (z_{SA}) ranged from 0.5 and 2.5 m and were fast enough to observe a rise in the mean piezometric water level during a storm event (Figure 3-3 & Figure 3-4). We define dz_{SA} as the positive shallow water table fluctuation between initial depth $z_{SA\,i}$ and the minimal water table depth $z_{SA\,min}$ ($dz_{SA} = z_{SA\,i} - z_{SA\,min}$). We calculated dz_{SA} for 36 flash storm events with total rainfall greater than 10 mm in order to limit error concerning small rainfalls.

The second partitioning was based on an antecedent moisture condition indicator, baseflow, and led us to identify three periods: DRY, TRANS (i.e. transitional) and WET. Baseflow at Féfé ranged between 0 and 0.094 m^3 s^{-1} and we defined the following baseflow classes: (i) under 5 10^{-3}.m^3 s^{-1} (DRY), which is mainly observed during dry season; (ii) 5-20 10^{-3}.m^3 s^{-1} (TRANS), which is mainly observed during rainy season; and (iii) over 20 10^{-3}.m^3 s^{-1} (WET), which is observed only when major tropical storms occur (Figure 3-5). Intuitively, this baseflow represents the water storage depth in the superficial formation.

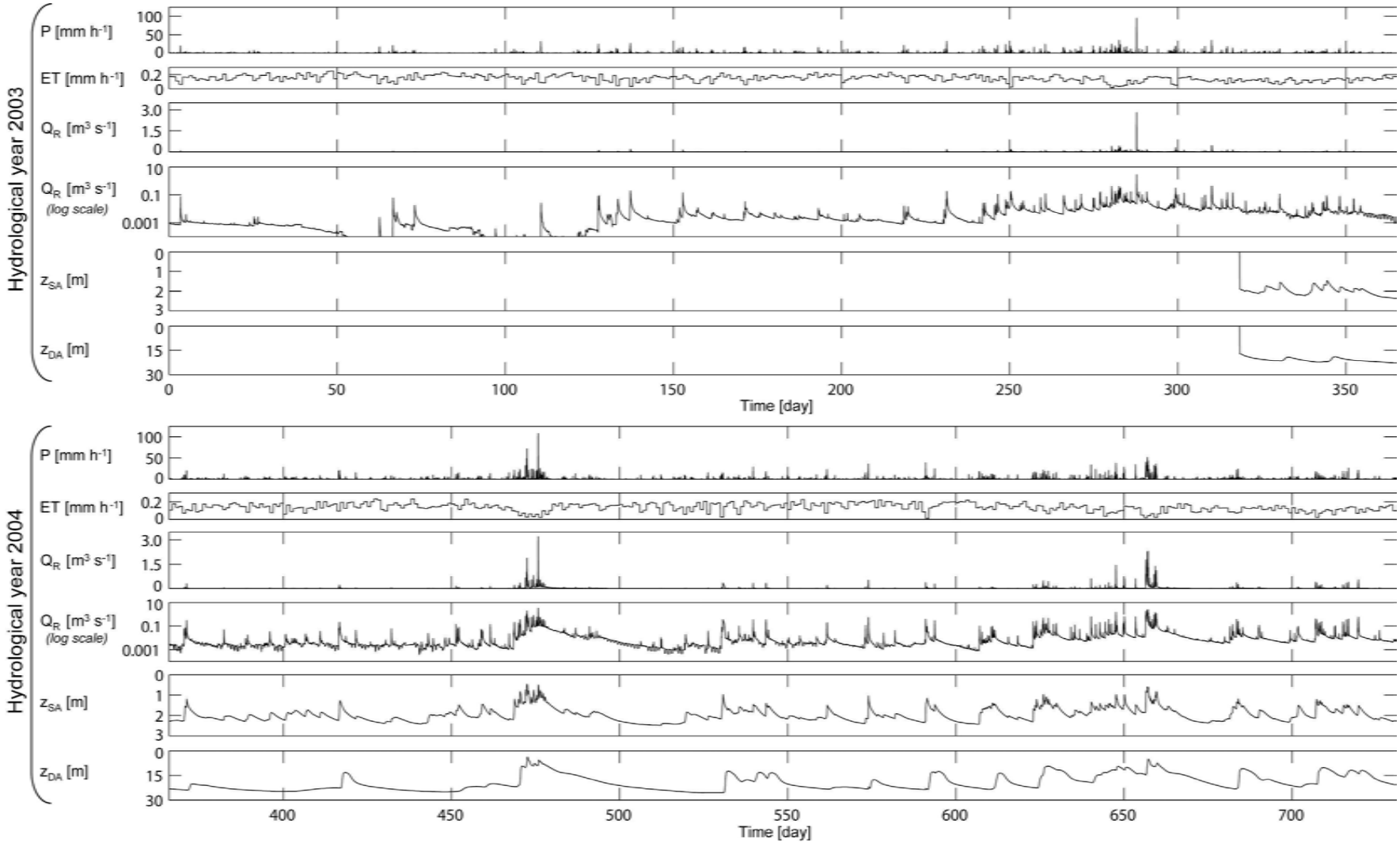


Figure 3-5 Hydrological time series for years 2003 (01/02/2003 to 31/01/2004) and 2004 (01/02/2004 to 31/01/2005).

from top to bottom: P rainfall, ET evapotranspiration, Q_R discharge on a linear scale, Q_R discharge on a log scale, z_{SA} depth to shallow water table, and z_{DA} depth to deep water table.

3.4 Main hydrological processes

3.4.1 Annual water balance

On an annual scale, outflows of the system (O_{DA}) represent the main term of the water balance (Equation 3-2 & 3-3). As shown in Table 3-2 and in the hydrological behaviour scheme of the Féfé catchment (Figure 3-6), in 2003, O_{DA} accounted for 42 % of the total annual rainfall, evapotranspiration (*ET*) 31 %, and streamflow (*R*) 27 %; in *R*, the baseflow component (*B*) was 1.7-fold higher than the stormflow component (*S*). However, in 2004, O_{DA} was 36 %, *ET* 17 %, and *R* 47 %, so *R* was the main water balance component, and *S* was 6.1 % higher than *B*. At Féfé, the annual rainfall was 4 229 mm in 2003 and 7 030 mm in 2004. A comparison of this annual rainfall pattern at Féfé with that recorded at the Neufchâteau meteorological station indicated that 2003 was close to the average year and 2004 was the rainiest in the last 53 years (Météo-France, 2004). Hence, when the annual rainfall increased by 1.6-fold (between 2003 and 2004), *S/P* increased by 2.4-fold. In both cases, the total outflows for the shallow aquifer (*ET*+*B*+*D*) represented 90 and 76 % of the water balance, respectively.

Table 3-2 Water balance of Féfé catchment on an annual scale in 2003 and 2004.

(Equation 3-2 & 3-3): $O_{DA} = D = P - ET - R$ with $R = S + B$.

	2003	**2004**
Rainfall P (mm)	4 229	7 030
Evapotranspiration ET (mm)	1 303	1 210
Streamflow R (mm)	1 139	3 327
Outflows of the system O_{DA} (mm)	1 787	2 493
Storm flow S (mm)	427	1 716
Base flow B (mm)	712	1 611
R/P (%)	*24.6*	*43.2*
S/P (%)	*9.2*	*22.3*

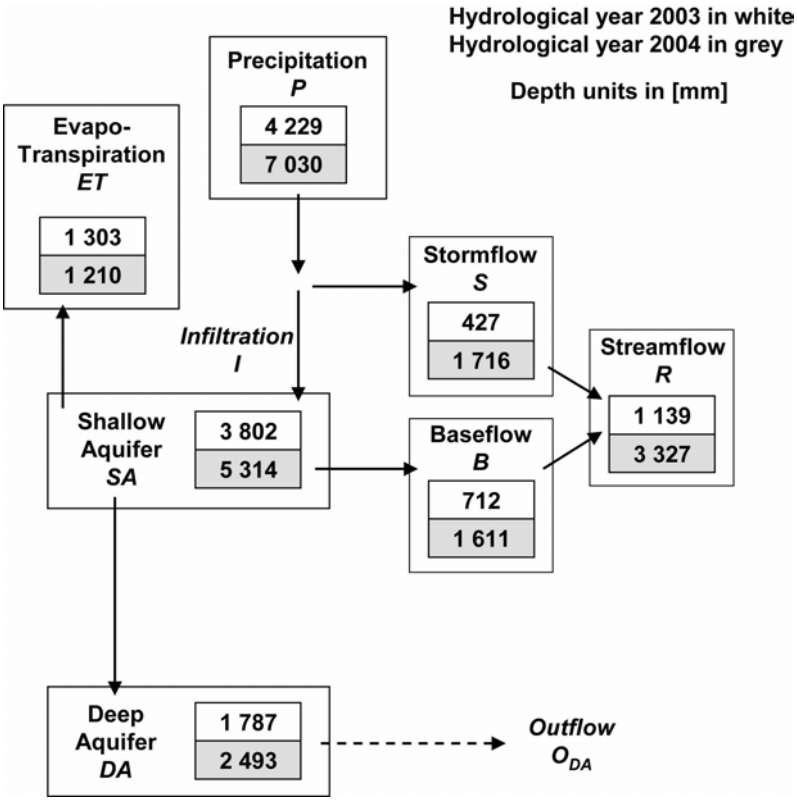


Figure 3-6 Hydrological behaviour scheme of the Féfé catchment.

3.4.2 Impact of antecedent moisture conditions on hydrological processes

The variability of the hydrological series depended partly on antecedent moisture condition. Figure 3-5 shows that peaks of rainfall, peaks of streamflow, and peaks of shallow and deep water tables are simultaneous at daily time steps. This highlights that the surface and underground processes varied almost concomitantly, so transfers were rapid. Partitioning into different hydrological periods (DRY, TRANS, and WET) showed that the variability of hourly rainfall and hourly streamflow increased between DRY and WET periods (standard deviation varied from 1.7 to 9 and from 14.7 to 269.4 respectively - Table 3-3), whereas a such gradient was not observed for the variability of water table depths and evapotranspiration.

The catchment response differed during the three periods DRY, TRANS, and WET. If we compare DRY and WET periods (Table 3-4), we observe that *S/P* was 7.2-fold higher during the WET period. This increase in *S/P* was in line with the higher mean hourly streamflow, which was 33-fold higher in the WET periods. Consequently, during the WET period, stormflow became the main term of the water balance. The catchment response during the TRANS period is intermediate between DRY and WET.

Table 3-3 Hydrological characteristics of the three antecedent moisture condition periods: minimum (min), maximum (max), mean (mean), and standard deviation (*σ*).

	Antecedent moisture condition periods											
	DRY				TRANS				WET			
Characteristics of time series	min	max	mean	σ	min	max	mean	σ	min	max	mean	σ
Hourly rainfall (mm)	0.0	38.5	0.4	1.7	0.0	34.2	0.8	2.6	0.0	107.9	3.3	9.0
Daily evapo-transpiration (mm)	0.3	5.9	3.7	1.0	0.4	5.1	3.0	0.9	0.5	4.4	2.1	1.2
Hourly streamflow ($m^3\ s^{-1}$)	0.0	0.523	0.003	0.015	0.003	0.636	0.017	0.035	0.020	3.203	0.121	0.269
Water table depth of shallow aquifer z_{SA} (m)	1.0	2.5	2.1	2.1	0.8	2.4	1.8	0.2	0.5	1.9	1.4	0.3
Water table depth of deep aquifer z_{DA} (m)	12.6	25.6	22.1	2.5	9.4	24.0	16.7	3.6	3.9	14.8	10.2	2.4

Table 3-4 Water balance according to the antecedent moisture condition: dry (DRY), transitional (TRANS), and wet (WET).

	Antecedent moisture condition periods		
	DRY	TRANS	WET
Number of days	505	190	36
Rainfall (P) (mm)	4 856	3 520	2 883
Evapotranspiration ET (mm)	1 879	550	84
Streamflow R (mm)	859	1 548	2 059
Stock variation of the shallow aquifer and recharge of the deep aquifer ΔW_{SA}+D (mm)	2118	1 422	740
Storm flow (S) (mm)	303	556	1 284
Base flow (B) (mm)	556	992	775
R/P (%)	*17.7*	*44.0*	*71.4*
S/P (%)	*6.2*	*15.8*	*44.5*

3.4.3 Relations between water compartments at the storm event scale

Rainfall and Stormflow. On a storm-event scale, the plot of *P* versus *S* (Figure 3-7a) shows an increase in the stormflow rate as rainfall increased. Excluding the five exceptional rainfall events of over 110 mm that occurred in the WET period, Figure 3-7b demonstrates that, stormflow depth increases with an increase in rainfall depth, *et al*so with antecedent moisture condition, which is

reaching saturation. Moreover, concerning the 66 flash storm events, the mean *S/P* for DRY, TRANS, and WET were 6.2 %, 15.4 %, and 24.4 %, respectively, while the mean response time also dropped by 43 min, 31 min, and 22 min.

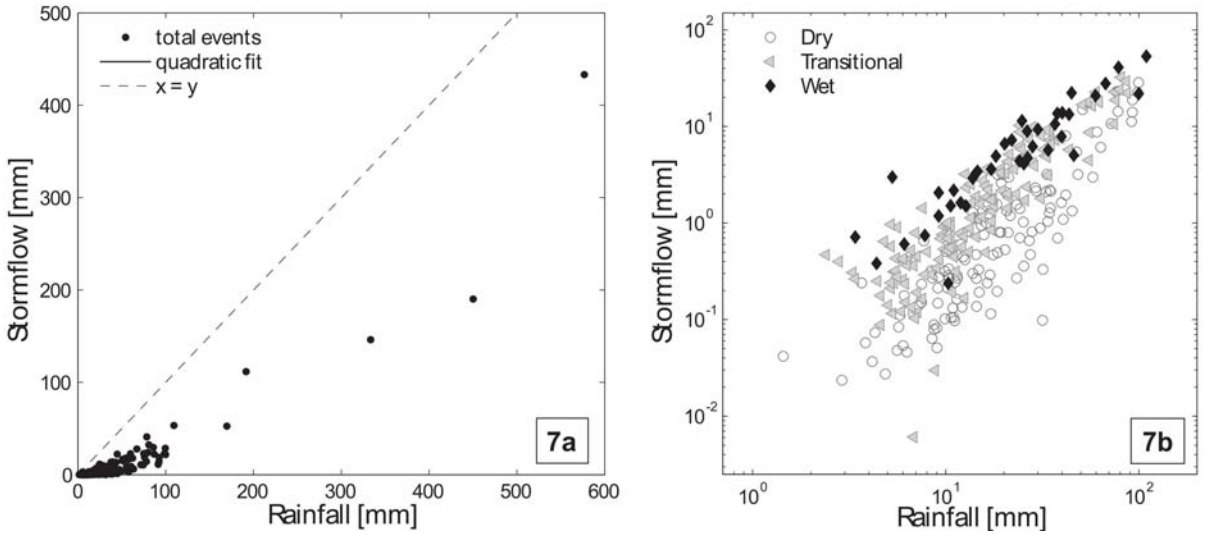


Figure 3-7 Rainfall-runoff relation during storm events in 2003 and 2004.

(3-7a) plot of stormflow depth versus rainfall depth for total storm events; (3-7b) log-log scale plot of stormflow depth versus rainfall depth for minor storm events (with rainfall depth < 110 mm) in terms of three antecedent moisture condition classes, i.e. dry, transitional, and wet, corresponding to the baseflow classes (i) under 5 10^{-3}.m^3 s^{-1} (DRY); (ii) 5-20 10^{-3}.m^3 s^{-1} (TRANS); and (iii) over 20 10^{-3}.m^3 s^{-1} (WET), respectively.

Infiltration and rise of the shallow water table. In Figure 3-8, the plot of infiltration versus recharge of the shallow aquifer was established from 36 flash events for which ET was insignificant relative to the water volumes involved. Infiltration depth was defined as follows:

(3-5) $$I = P - S$$

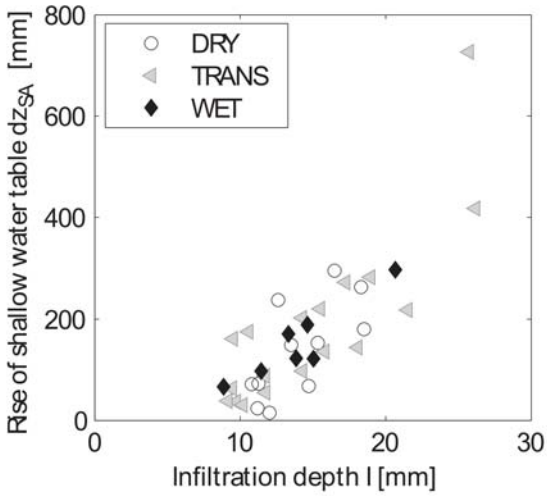


Figure 3-8 Recharge of the shallow aquifer by infiltration.

The rise of the water table starts around 8 mm of infiltration, suggesting a store in the vadose zone. One surprising observation in this plot is that the antecedent moisture condition revealed by the three (DRY, TRANS, and WET) periods had no effect on the recharge. Chi-square test has been carried out to test the null hypothesis which states that there is no effect of antecedent soil moisture on infiltration depth. With a distribution of four classes for infiltration depth and the three classes of soil moisture, result of the test has showed that the corresponding probability was around 0.5 meaning that we cannot reject this null hypothesis. Concerning the outlier in the TRANS conditions (coordinate I =25.7 mm and dz_{SA} = 726.5 mm, Figure 3-8), it occurs for a high rainfall event (P = 35 mm, S/P = 25%), generating high runoff and infiltration depth. Finally, we tried to introduce a rainfall intensity parameter as an explaining factor, but results were not conclusive.

One explanation for this process is that there is a constant infiltration capacity with depth in the vadose zone. In fact, in a permanent humid context, the initial soil moisture is always close to saturation even if storm events occur in DRY period. Moreover, we did not observe a decrease of the saturated hydraulic conductivity with depth; the geometric means of *K*s in the surface organic horizon and the weathered horizon, which accounted for over half of the shallow aquifer, were 28.2 and 39.1 mm h^{-1}, respectively, with a standard deviation of 100.4 and 38.0. These values were in agreement with the rapid transfers noted during the rise of the shallow water table (Figure 3-3 and Figure 3-4).

Shallow water table and baseflow. For the 36 flash storm events, an exponential relation was adjusted (Figure 3-9, Equation 3-6) between the initial discharge before stormflow $Q_{S\,i}$ and the shallow water depth $z_{SA\,i}$.

(3-6) $Q_{S\,i} = 1048.9 \exp(-2.62\, z_{SA\,i})$ $(r^2 = 0.77)$

with $Q_{S\,i}$ in [10^{-3}.m^3 s^{-1}] and $z_{SA\,i}$ in [m]. $Q_{S\,i}$ is the baseflow at the beginning of the storm event and thus is just the result of a shallow aquifer drainage process. Note that the streamflow hydrograph separation method used here assumes that Q_B increases during storm events (Figure 3-4). This increase was in line with the increase of the shallow water table due to the infiltration process.

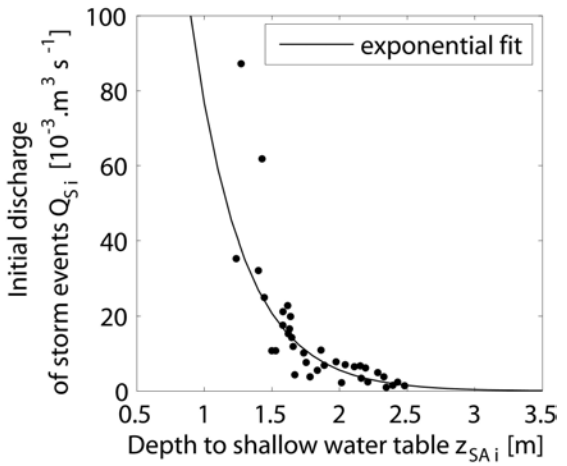


Figure 3-9 Drainage of the shallow aquifer by the catchment stream (exponential fit: r^2 = 0.77).

Table 3-5 Comparison of annual water balance characteristics and main hydrological processes from the present study with those from previous studies at small humid tropical catchment sites with highly permeable soils.

Sites	Area	Vegetation	Soil [a]	mean Ks of the surface horizon	Shallow impeding layer	P [b]	ET/P	R/P	ΔW/P	D/P	Main stormflow processes [c] and size of contributing areas in brackets	Annual S/P [d]	Event S/P [d]	Authors
	(ha)	(-)	(-)	(mm h^{-1})	(-)	(mm)	(%)	(%)	(%)	(%)		(%)	(%)	(-)
Guadeloupe (Féfé)	17.8	Banana plantations	Andosol	28	No	4 229	30.8	26.9	0	42.3	HOF from banana fields (<20%), HOF from roads and sheds (5%), CP (0.6%)	10.1	6.2 – 24.4	This article
Indonesia (Kali Mondo)	19.0	Agathis plantations	Andosol	955	Depending location	4 668	26.1	74.1	-0.2	0	SSSF (<7.7%), HOF from trails and yards (0.88%), CP (1.3%)	4.7	1.7 – 8.0	Bruijnzeel (1983b)
Brazil (Lake Calado)	23.4	Tropical rainforest	Ferralsol	≈54	No	2 870	39.0	57.5	2.0	1.5	CP (≈4 %)	3.0	0.5 – 4.0	Lesack (1993)
Brazil (Cunha Forest)	56.0	Tropical rainforest	Ferralsol	≈36	Yes	2 319	30.0	70.0	0	0	SSSF from hillslopes (6%) and SOF from wet riparian areas (5%)	11.0	-	Fujieda *et al.* (1997)
Panama (Lutz Creek)	9.7	Tropical rainforest	Acrisol	30-66	Yes	2 400	52.0	41.0	7.0	0	SSSF and SOF	10.0	-	Godsey *et al.* (2004); Kinner and Stallard, (2004)
Australia (South Creek)	25.7	Tropical rainforest	Acrisol	> 800	Yes	4 175	-	-	-	-	SSSF from hillslopes and SOF	-	45.0 – 74.0	Bonell and Gilmour, (1978); Bonell *et al.* (1981); Bonell (1993)
Porto Rico (Bisley II)	6.4	Tropical rainforest	Acrisol	260	Yes	3 530	31.0	-	-	-	SSSF and SOF	-	1.0 – 28.0	Schellekens *et al.* (2004)
Peru (La Cuenca)	0.75	Tropical rainforest	Acrisol	300	Yes	3 300	-	-	-	-	SSSF	-	-	Vertessy and Elsenbeer (1999); Elsenbeer and Vertessy (2000)
Dominique (Palma)	122.0	Tropical rainforest	Ferralsol	250	Yes	5 432	-	-	-	-	SSSF	-	32.0 (max.)	Walsh (1980)

[a] according WRB (2006).
[b] Water balance (adapted from Equation 3-2): D = P - ET - R – ΔW; rainfall (P), evapotranspiration (ET), streamflow (R), water storage (ΔW), outflows of the shallow aquifer (D).
[c] Horton Overland flow (HOF); Saturation Overland Flow (SOF); Channel Precipitation (CP) associated with SOF from areas immediately adjacent to the stream channel; SubSurface StormFlow (SSSF).
[d] S/P = stormflow coefficient.

3.4.4 Discussion

Hydrological behaviour of the catchment. Underground outflows from the shallow aquifer, which is drained by the stream, prevailed over streamflow (42 % and 27 % of the annual rainfall, respectively). This was surprising in comparison to other similar-sized catchments in highly permeable soils (Table 3-5), 0 to 1.5 % and 41.0 to 74.1 %, respectively, for the four tropical catchments Kali Mondo (Bruijnzeel, 1983b), Lake Calado (Lesack, 1993), Cunha Forest (Fujieda *et al*., 1997) and Lutz Creek (Kinner and Stallard, 2004). Details of the lithological framework in depth are not available for all these studies, but the quasi-absence of outflows means that there is, in all cases, an impervious material, which hinders deep percolation from the superficial formation. In the case of the Féfé catchment, the low streamflow component could be explained by the absence of a significantly impervious layer hindering vertical underground outflows from the shallow aquifer and by a geometrical configuration of volcanic deposits allowing the drainage of the deeper aquifer below the gauging station.

Few previous studies have reported the presence of two overlapping aquifers, despite the fact that this configuration is quite common in various settings, as discussed by (Join *et al*., 1997) concerning Réunion Island. It could be assumed that this type of hydrosystem is common in volcanic environments because Lachassagne (2006) described that pumiceous lapillis or tuff deposits (which encompass the shallow aquifer at Féfé) form superficial compartments that contribute to the drainage system in head catchments, and that nuees ardentes deposits (which encompass a part of the deep aquifer at Féfé) are conductive and correspond to potentially permeable aquifers with a large water storage capacity.

The annual evapotranspiration depth was around 1300 mm, which is comparable to the depth recorded in tropical rainforest catchments presented in Table 3-5. It is also comparable to the depth recorded by Van Vosselen *et al.* (2005), at a tropical site in Surinam with banana crop cover (1168 mm/year). This study also noted that a depth of 1460 mm year^{-1} is realistic in well-watered conditions resembling the very humid conditions at Féfé.

Hydrological processes. The stormflow coefficients *S/P* increased with the rainfall depth and with the antecedent moisture conditions. The annual 10 % *S/P* at Féfé was comparable to that of the presented previous studies at Kali Mondo (5 %), Lake Calado (3 %), Cunha Forest (11 %), and Lutz Creek (10 %) (Table 3-5). On a storm-event scale at Féfé, *S/P* ranged from 6.2 % to 24.4 % between the DRY and WET periods. These values were in the same range as in some rainforest catchments such as at Palma in Dominica (Walsh, 1980), Bisley II in Porto Rico (Schellekens *et al*., 2004), and South Creek in Australia (Bonell *et al*., 1981) where SSSF and SOF are predominant, but were up to four-fold higher than in the catchment of Lake Calado where channel precipitation (CP) associated with SOF from areas immediately adjacent is the major process. We noted that the Kali Mondo

catchment is in an intermediate hydrological functioning since (Bruijnzeel, 1983b) observed that processes of SSSF, HOF, CP, and SOF occurred depending on location in the basin. Nevertheless, at Féfé, SSSF was also unlikely since the *Ks* measurements did not show a substantial drop in the deep infiltration capacity of Andosol, contrary to the observation of a shallow impeding layer in many tropical sites reported in Table 3-5. Moreover, in banana plantations located in mountainous areas in Guadeloupe, cropping practices are only manual. Without mechanized tillage operations which introduce a compaction effect of the soil at a 30-40 cm depth, lateral subsurface flow is limited in favour of vertical infiltration.

In this setting, the values of event *S/P* related to the antecedent moisture condition at the global catchment scale could be explained by two possible processes: SOF and/or HOF. However, according to spatial observations in the catchment and experimental results in a similar context, we can characterize the occurrence of these two processes. First, SOF on hillslopes and flat areas seemed to be unlikely as indicated by the upstream and downstream piezometric time series, which showed that the shallow water table never rose to the surface horizon even for exceptional storm events in May and November 2004. Second, HOF is promoted here for several reasons: (i) via a stemflow process, rainfall was concentrated at the base of banana plants, generating overland flow at the plant scale (Cattan *et al*., 2007a) and increasing *S/P* significantly at both the plot and catchment scale (Charlier *et al*., 2007), (ii) farmers created less permeable areas such as roads and platforms and impermeable areas such as sheds where overland flow occurs, (iii) close to Féfé at the Neufchâteau station in a banana field (3 000 m²) on permeable Andosol (mean *Ks* = 75 mm h^{-1}), *S/P* can reach 35 % (Cattan *et al*., 2006), and (iv) in the literature, some studies in cultivated areas have reported the prevalence of HOF during storm events in humid tropics (Fritsch, 1992; Ziegler *et al*., 2004; Zimmermann *et al*., 2006). Hence, during storm events, HOF seemed to prevail over other processes at Féfé catchment. The size of contributing areas can be calculated as follows: HOF from less permeable areas (farm roads and platforms) associated with overland flow from impermeable areas (sheds) and CP from the stream and the pool represented respectively 5.0 and 0.6 % of the total basin. The total contributing area of these two processes (5.6 %) can explain the major part of the minimum *S/P* at the event scale (6.2 % in DRY period). It means that for rainy events, HOF from banana fields is producing up to 20 % of *S/P*. These last results were out of line with the tropical forest catchment data presented in Table 3-5. In these latter catchments, SSSF, SOF, and CP were the most common stormflow processes, while HOF occurring locally on the hillslopes had a very minor impact at the outlet of the catchment. This can be due to higher saturated hydraulic conductivity on the surface horizon (up to 955 mm h^{-1}; see Table 3-5).

At the event scale at Féfé, the stormflow coefficient *S/P* is related partly to soil storage capacity, as describe in numerous tropical small catchments (Dubreuil, 1985; Chevallier and Planchon, 1993). This type of relation was not, however, observed at Kali Mondo and Lake Calado where *S/P* events were

less than 8 %. An explanation may be the absence of significant HOF from hillslopes and the absence of SOF on wetland areas in these two sites, and the prevalence of CP and SSSF, which are less affected by the water storage. In our case, the significant effect of initial soil moisture at the catchment scale is generated by a low variation of the water storage on porous Andosols permanently closed to saturation in a humid tropical climate (Dorel *et al.*, 2000).

Infiltration was related to the recharge of the shallow aquifer. Rapid recharge was shown by the synchronisation between the onset of the water table rise and flood onset (Figure 3-3 & Figure 3-4). Schellekens *et al.* (2004) also noted at the Bisley II catchment, an instantaneous response of the piezometers, which they explained by short-circuit flow through macropores. At Féfé, this extent of macroporosity was found in volcanic materials of the superficial formation described in the *study site* section.

Modelling constraints. The catchment behaviour scheme (Figure 3-6) summarizes water flows from each compartment involved and transfer processes that link them. In order to verify the main hypothesis about the hydrological processes highlighted above, we present a modelling approach in the next section. The experimental step was conducted at the catchment scale, and thus we chose a lumped approach for the modelling step. In spite of good performance by lumped models (Perrin *et al.*, 2001), their applications to water resource engineering have promoted discharge simulation and hence disregarded water table simulation. Consequently, to account for piezometric fluctuations in the two overlapping aquifers at Féfé, we needed to build an original model adapted to the overall framework of the study (Figure 3-10). The constraints were: (i) to equally represent surface and underground transfers, (ii) to integrate two groundwater systems, and (iii) to accurately simulate the annual water balance, flooding, and water table fluctuations for WET periods.

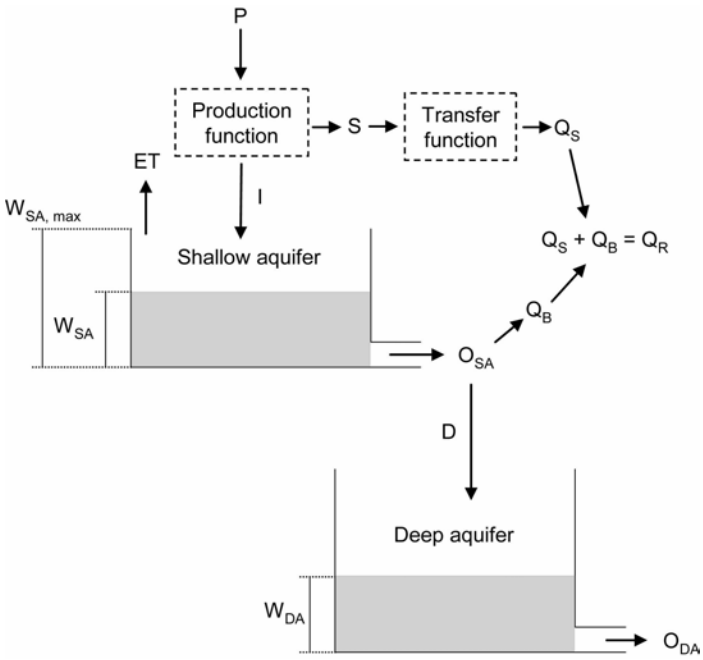


Figure 3-10 Structure of the conceptual lumped model built specifically to the Féfé catchment.

3.5 Conceptual Lumped hydrological model

3.5.1 Model structure

Since the 1960s, lumped conceptual rainfall-runoff models have been used in hydrology (Crawford and Linsley, 1966; Bergström, 1995; Donigan *et al*., 1995; Edijatno *et al*., 1999; Perrin *et al*., 2003). These models consider the catchment as an undivided entity, and use lumped values of input variables and parameters. For the most part (for a review, see Singh, 1995), they have a conceptual structure based on the interaction between storage elements representing the different processes with mathematical functions to describe the fluxes between the stores. In this study, we developed a model built to simulate the Féfé catchment's main observed hydrological processes, integrating streamflow with fluctuations in the two overlapping aquifers (Figure 3-10). The modelling approach followed herein will be lumped at the scale of the catchment, which will be considered as one entity. A two-aquifer-layer model was developed. The first layer, denoted as "shallow aquifer", controls stormflow, infiltration, baseflow, and recharge of the deep aquifer. The second layer, denoted as "deep aquifer", represents the aquifer where outflows of the system occur. Relationships between the shallow aquifer and stream were based on Equation 3-6. For modelling, we fit the equation with events from the calibration period only, in order to have independent calibration and validation. Then, a unit hydrograph transfer function was used to route storm flows to the outlet. The outputs of the model were a simulated hydrograph and two shallow and deep simulated piezometers, which were compared, respectively, to the original measured hydrographs, z_{SA} and z_{DA}, to assess model performance. A general description of each procedure is given below.

The production function. A constant threshold separates the rainfall *P* into rainfall excess or stormflow *S*, and infiltration *I*. Since Atlantic rain-bearing winds bring permanently high rainfall depths, there is a state of water close to saturation during the entire year. Thus, the simple production function used is controlled by the *Ks* threshold; in this model, the variability of *S/P* depends directly on the variability of rainfall intensity. The two outputs *I* and *S* depend on the *Ks* parameter and on the value of the input *P* at a 2-minute time step according to the following equations:

(3-7) If $P < Ks$ then $I = P$ and $S = 0$

(3-8) If $P > Ks$ then $I = Ks$ and $S = P - Ks$

The shallow aquifer. The shallow aquifer element has one input, *I*, and two outputs, the evapotranspiration *ET* and the outflow O_{SA} [LT^{-1}]. *ET* is calculated according Equation 3-1 and O_{SA} is a calculated function of the aquifer stock W_{SA} using a linear relation

(3-9) $$O_{SA} = k_{SA} W_{SA}$$

where k_{SA} [T^{-1}] is a constant characterizing the recession curve of the shallow aquifer. The value of the water store variable W_{SA} of the shallow aquifer is obtained using the continuity equation

(3-10) $$\frac{dW_{SA}}{dt} = I(t) - ET(t) - O_{SA}(t)$$

The water level of the shallow aquifer h_{SA} is assume to be proportional to W_{SA} and is calculated as follow:

(3-11) $$h_{SA} = W_{SA} / n_{SA}$$

where n_{SA} [-] is a parameter representing the effective porosity of the shallow aquifer.

The shallow aquifer layer has a maximum thickness $h_{SA,\ max}$ equal to the 6 m height of the weathered pumiceous lapillis formation (Figure 3-3); the maximum storage depth $W_{SA,\ max}$ is thus equal to $h_{SA,\max} \times n_{SA}$. At a time step, if W_{SA} is superior to $W_{SA,\ max}$, then the overflow (W_{SA} - $W_{SA,\ max}$) is added to stormflow *S*.

O_{SA} represents two flow pathways, the lateral baseflow *B* and the vertical recharge of the deep aquifer *D*. Baseflow discharge Q_B is calculated function from Equation 3-6 fitted to calibration events ($Q_B = Q_{S\ i} = 833.8\ exp(-2.43 z_{SA\ i})$), and the recharge of the deep aquifer (*D*) is deduced from the subtraction between O_{SA} and *B*:

(3-12) $$D = O_{SA} - B \qquad \text{with } B = Q_B / A$$

where *B* [L] the baseflow depth and *A* [L²] the catchment area.

The deep aquifer. The deep aquifer has one input, *D*, and one output, the outflow O_{DA} [LT^{-1}]. O_{DA} is calculated function of the aquifer stock W_{DA} using a linear relation

(3-13) $$O_{DA} = k_{DA} W_{DA}$$

where k_{DA} [T^{-1}] is a constant characterizing the recession curve of the deep aquifer. The deep aquifer layer has a maximum thickness $h_{DA,\ max}$ equal to the assess of 30 m height of the nuees ardentes formation (Figure 3-3). In order to reduce the number of parameters, the deep aquifer does not have a maximum storage depth. The value of the water store variable W_{DA} of the deep aquifer is obtained using the continuity equation

(3-14) $$\frac{dW_{DA}}{dt} = D(t) - O_{DA}(t)$$

The water level of the deep aquifer h_{DA} is assume to be proportional to W_{DA} and is calculated as follow:

(3-15) $$h_{DA} = W_{DA} / n_{DA}$$

where n_{DA} [-] is a parameter representing the effective porosity of the deep aquifer.

The transfer function. A transfer function is used to route the rainfall excess *S* to the outlet of the catchment. A unit hydrograph linear model, based on a Hayami (1951) kernel function, which is a resolution of the diffusive wave equation, was used to simulate the transfer (Moussa and Bocquillon, 1996). Let $A.S(t)$ [L^3T^{-1}] be the input hydrograph and $Q_S(t)$ the routed storm flow hydrograph at the outlet

(3-16) $$Q_S(t) = \int_0^t A.S(\tau).H(t-\tau).d\tau \qquad \text{with } H(t) = \left(\frac{\omega.z}{\pi}\right)^{\frac{1}{2}}.\frac{\exp^{z\left(2-\frac{t}{\omega}-\frac{\omega}{t}\right)}}{(t)^{3/2}}$$

where *H(t)* the Hayami kernel function, ω [T] is a time parameter that represents the centre of gravity of the unit hydrograph, *z* [dimensionless] a form parameter, π = 3.1416, and *t* the time [T]. The two parameters are ω and *z*. The total streamflow discharge at the outlet Q_R is calculated from the sum $Q_R = Q_S + Q_B$.

Model properties and parameters. The input rainfall *P* is usually given as a function of time in the form of a histogram using a fixed time interval. Consequently, the other variables are also presented as functions of time, and the computations are carried out for the same fixed time interval. The *Ks* parameter of the production function is not calibrated; *Ks* was taken as constant and equal to the geometric mean of field measurement values (*Ks* = 28.2 mm h^{-1}). The model needs six calibration parameters: i) four parameters for aquifers, the two constants characterizing the recession curve k_{SA} and k_{DA} and the two effective porosities n_{SA} and n_{DA} of the shallow and the deep aquifer, and ii) two parameters for the transfer function, the lag time ω and the shape parameter *z*. The two initial conditions for aquifer levels are measured data $h_{SA,i}$ and $h_{DA,i}$ at t=0. The outputs are the calculated streamflow discharge $Q_R(t)$, the water table depth of the shallow aquifer $z_{SA}(t)$ (with $z_{SA} = h_{SA,\,max} - h_{SA}$) and the water table depth of the deep aquifer $z_{DA}(t)$ (with $z_{DA} = h_{DA,\,max} - h_{DA}$). In the simulation, the calculated $Q_R(t)$, $z_{SA}(t)$, and $z_{DA}(t)$ are compared to the measured values of streamflow discharge $Q_R(t)$, of water table depths $z_{SA}(t)$ and $z_{DA}(t)$, respectively (Figure 3-11).

3.5.2 Calibration strategy

The model runs on a 2 min time step. The modelling period does not include the year 2003 when there were no automatic records of water levels in piezometers. Apart from this, we did not account for variation in cultural practices and in the growing states of banana plants during the validation period, for reasons which can be related to features of banana growth. At the plant scale, at the end of fruit growth, the bunch is harvested, the pseudostem is cut down, and one sucker, previously selected, is allowed to grow, starting a new cycle. Thus, two successive crop cycles slightly overlap. Several crop cycles are cultivated successively regardless of the seasons. At the plot scale, since all the plants do not grow at the same speed, there is a gap between the growth states of banana plants. This gap increases with the number of crop cycles. As a consequence, two years after planting, many of the growing stages coexist in a banana plantation, leading, on average, to a permanent and homogeneous cover (Tixier *et al*., 2004). Consequently, neither the cultural practices nor the average state of growth of banana plant at the plot scale depend on the seasons. Thereby, we assume for this lumped approach that there is a negligible seasonal effect of cropping practices and of growth state on hydrological processes during a period of one year. The calibration period was from August 2004 to January 2005, while the validation period was from January 2004 to July 2004. Each of these periods included a

WET and a DRY period. The optimisation of parameters was carried out according to the following criteria given by order of use during the calibration procedure: the Nash and Sutcliffe coefficient (1970) on Q_R, $log(Q_R)$, z_{SA}, and z_{DA}, noted respectively as $NS\ Q_R$, $NS\ log(Q_R)$, $NS\ z_{SA}$, and $NS\ z_{DA}$; parameters were optimised manually to obtain a maximal value of these criteria. To assess performances of the model, we used these four *NS* criteria and, in addition, differences between measured and simulated Q_{max}, *S/P*, and V_R. We obtain the following values for an optimal calibration: $k_{SA} = 2.4e^{-6}\ s^{-1}$, $k_{DA} = 2.1e^{-6}\ s^{-1}$, $n_{SA} = 0.079$, $n_{DA} = 0.017$, $\omega = 26.1$ min, and $z = 1.3$. A sensitivity analysis of the *Ks*, k_{SA} , and k_{DA} parameters was performed during the calibration period and a summary of the calibration and validation results is given in Table 3-6.

Table 3-6 Model calibration and validation results; computing interval is 2 min and calculation interval of calibration and validation criterion is 1 hour.

Notations: S/P the stormflow coefficient, NS Q_R, NS $\log(Q_R)$, NS z_{SA} and NS z_{DA} respectively the Nash and Sutcliffe coefficient of stream discharge, of (base 10) logarithm of stream discharge, of water depth of the shallow aquifer, and of water depth of the deep aquifer.

Simulation period	Calibration (August 2004-January 2005)	Validation (January-July 2004)
Rainfall (mm)	3 868	3 470
Duration (month)	6	6
Measured maximum discharge ($m^3\ s^{-1}$)	2.3	3.2
Calculated maximum discharge ($m^3\ s^{-1}$)	1.6	3.9
Calculated S/P (%) with the straight line method	26.3	16.2
Calculated S/P (%) with the conceptual lumped model	21.2	19.2
Measured streamflow volume (m^3)	357 000	252 000
Calculated streamflow volume (m^3)	342 000	306 000
NS Q_R (-)	0.80	0.88
NS $\log(Q_R)$ (-)	0.61	0.32
NS z_{SA} (-)	0.88	0.86
NS z_{DA} (-)	0.72	0.56

3.5.3 Sensitivity analysis

The sensitivity analysis focused on the *Ks*, k_{SA}, and k_{DA} parameters. Differences of ± 25 % around the means were tested. A *Ks* variation of +25% and -25% led to a loss of 5 to 10 percentage points respectively in discharge representation quality ($NS\ Q_R$ criterion), and generated a variation of *S/P* ranging from 15 to 30% respectively; the same k_{SA} variation led to a rise of 4 percentage points and a loss of 13 percentage points in low discharge representation quality ($NS\ log(Q_R)$ criterion) and a rise of 1 percentage point and a loss of 22 percentage points in the water depth of the shallow aquifer z_{SA} ($NS\ z_{SA}$ criterion); for k_{DA}, the impact on the water depth of the deep aquifer was highest and led to a loss of 6 to 31 percentage points ($NS\ z_{DA}$ criterion). As expected, the streamflow was highly sensitive to *Ks* parameter variations and the simulation quality for aquifer levels were most sensitive to the

parameters of the aquifer recession curves. However, discharges were relatively insensitive to variations in these parameters.

3.5.4 Calibration and validation

The results of the calibration and validation are given in Table 3-6. Performances of the model were mitigated for surface transfers and satisfactory for underground transfers (Figure 3-11). The accurate simulation of high flooding (*NS QR* = 0.80 during calibration and 0.88 during validation) supported the hypothesis that HOF is a main process for wet periods. Poor simulation of low flooding (*NS log(QR)* = 0.61 during calibration and 0.32 during validation) could be explained by three factors: (i) a fair simulation of the baseflow in WET periods due to a less satisfactory adjustment of Equation 3-6 for high events in the calibration period, (ii) an overestimation of low flood events in DRY periods since the model did not take into account the influence of the antecedent moisture condition for runoff (which was demonstrated experimentally), and (iii) a significant change of land-uses in the basin, which was neglected in the initial hypothesis for calibration strategy. A good simulation of the shallow aquifer for DRY and WET periods (*NS* z_{SA} = 0.88 during calibration and 0.86 during validation) was compatible with the *Ks* field data and verifies the hypothesis of a rapid recharge of the shallow aquifer due to high hydraulic conductivity of the Andosols on the whole height of the aquifer. Finally, the deep water table was not as well simulated (*NS* z_{DA} = 0.72 during calibration and 0.56 during validation), likely due to influencing factors outside of the catchment, such as uphill inflows and lateral outflows of the system.

3.5.5 Domain and limits of application of the model

First, the main assets of the model are the parameterization simplicity within all six calibration parameters, including two for the transfer function and four parameters for aquifers. In contrast with most lumped models, this one enables the simulation of three variables: discharge at the outlet, and water levels in a shallow and a deep piezometer. Moreover, good performance of the model in wet periods allows its use for overcoming problems of missing data during heavy rainfall periods. The main fault of this approach is that it is developed using only one year of observation during the rainiest year since 1952. Consequently, the model, which is not adapted for flood events during dry periods (when antecedent moisture condition is marked), cannot be tested properly. Finally, the modeling approach is only valid for the Féfé catchment due to the use of an empirical relation (Equation 3-6), which is based on physical and geometrical characteristics of the catchment, and specific parameters such as the recession curve and effective porosity for aquifer simulations. Nevertheless, the principle of this simple modeling approach could be extended to other sites.

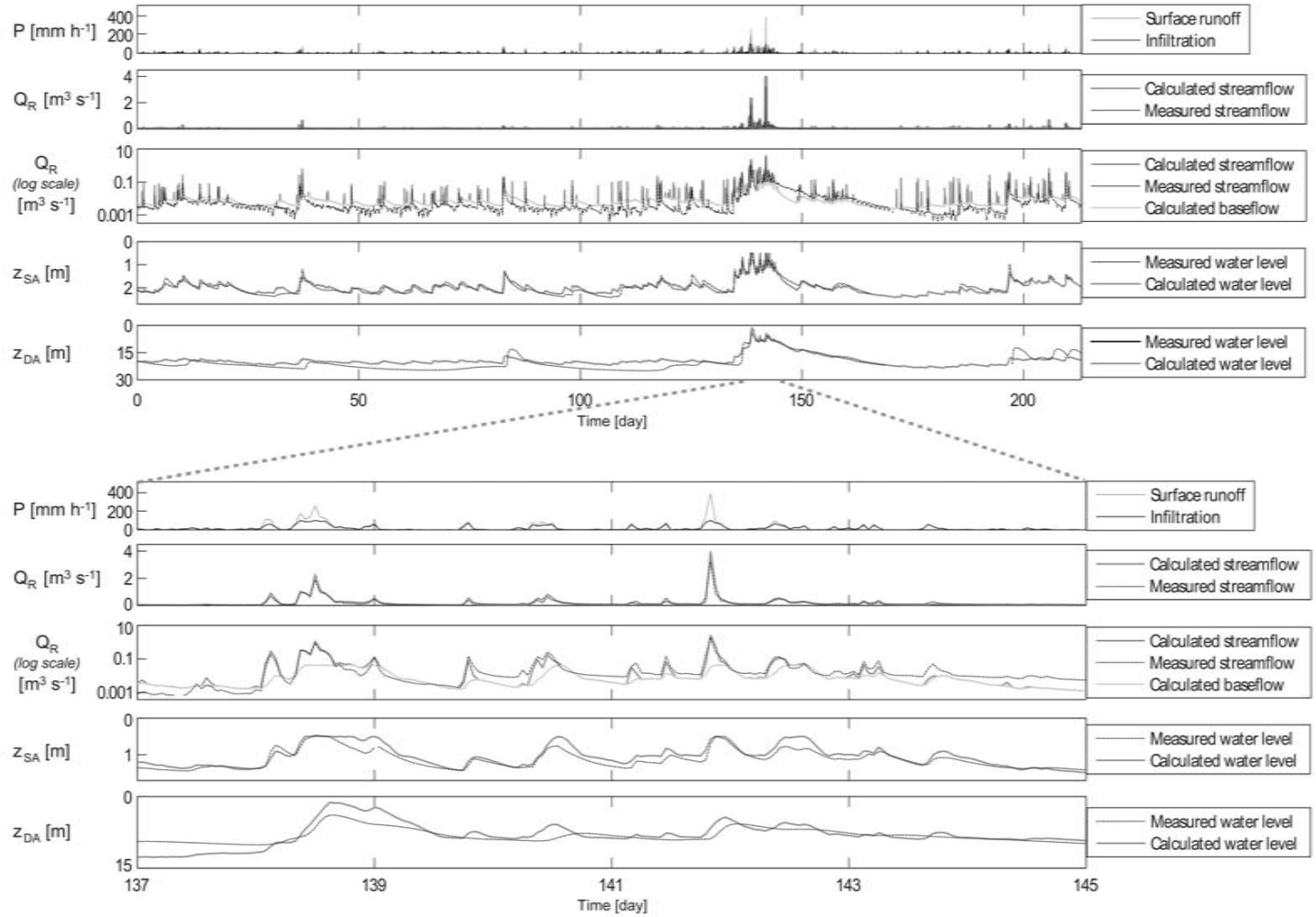


Figure 3-11 Simulation results on hydrograph and water levels in shallow and deep aquifers during the entire validation period (upper graph: from 01/01/2004 to 07/31/2005) including the extreme rainfall event in May 2004 (lower graph: from 05/17/2004 to 05/25/2004).

From top to bottom: P rainfall, Q_R discharge, z_{SA} water depth of the shallow aquifer, and z_{DA} water depth of the deep aquifer.

3.6 Conclusion

The aim of the study was to establish the hydrological behaviour of a small, cultivated tropical catchment and to develop a simple model to simulate the hydrograph and the aquifer levels simultaneously. This is an important issue that emphasizes the role of cultivated area on volcanic deposits in a humid tropical area that may lead to unusual surface and underground flow at the watershed scale.

For the hydrological behaviour of the catchment, one main unique feature is the predominance of underground outflows from the deep aquifer that prevailed over streamflow (42 % and 27 % of the annual rainfall, respectively). This could be explained by the particular framework of the deposits; the absence of a significantly impervious layer hindered vertical recharge of the deep aquifer from the shallow aquifer and a geometrical configuration allowed drainage of the deeper aquifer below the gauging station. As a consequence, the two aquifers are drained by different streams, inside and outside of the Féfé catchment. These are important features to account for, notably in further studies which are aimed at assessing the environmental impact of agricultural practices or pollution.

For the hydrological processes, we observed high stormflow coefficients on a storm event scale. This was probably due to the fact that the catchment was cultivated and particularly, that banana plantation could enhance runoff at the local scale thanks to rainfall redistribution by the banana canopy (Cattan *et al*., 2007). This hydrological functioning of cultivated areas under high rainfall intensities, combined with the absence of a shallow impeding soil layer (which would promote SSSF), explained that HOF from hillslopes could prevail over other processes. These results are in accordance with the literature regarding the effects of deforestation of the rainforest, and showed that the hydrodynamic features of cultivated areas have to be characterized.

Finally, an original lumped model with six calibration parameters was built on the behaviour scheme of Féfé. The results of the multi-criteria calibration and validation show fair to good agreement between measured and simulated variables and consequently, the model was consistent with the main hydrological processes observed from experimental results for wet conditions. However, different processes observed on another tropical volcanic catchment (Walsh, 1980; Bruijnzeel, 1983b) and the lack of other studies in this context precludes any generalizations about hydrological behaviour of volcanic basins. In this setting, it appears that a geological and an hydrogeological survey are thus essential to identify flow paths in this complex framework.

CHAPITRE 4 : CARACTÉRISATION DU FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE D'UN BASSIN VOLCANIQUE TROPICAL SELON DEUX APPROCHES HYDRODYNAMIQUE ET HYDROGÉOCHIMIQUE

RESUME

L'objectif du travail présenté au sein de cet article est d'établir un schéma conceptuel de la structure et du fonctionnement hydrogéologique d'un système volcanique andésitique, situé en contexte insulaire et tropical humide. Compte tenu de l'hétérogénéité du milieu étudié, une approche pluridisciplinaire a été mise en œuvre sur le site d'étude de Féfé, en Guadeloupe, où un bassin versant est instrumenté pour des mesures de pluie, de débit et de piézométrie. Premièrement, les approches géologique, hydrodynamique et hydrologique ont permis de cerner la structure et de fournir de premiers éléments concernant le fonctionnement hydrogéologique du site de Féfé. Trois principaux compartiments aquifères et un substratum de l'ensemble sont identifiés et sont cohérents avec un système géologique en remplissage de paléovallées. Certaines des relations existant entre ces compartiments sont esquissées et des hétérogénéités hydrauliques internes aux aquifères sont mises en évidence. Deuxièmement, l'approche hydrogéochimique basée principalement sur des analyses des éléments majeurs et de quelques éléments traces, réalisées sur les différents compartiments d'eau du bassin, a permis de renforcer le schéma conceptuel et de caractériser les connexions entre les compartiments mis en évidence. Les principaux résultats obtenus montrent l'importance du rôle des écoulements souterrains et des interactions eaux de surface / eaux souterraines dans un tel contexte. Au sein de formations géologiques relativement perméables telles que les nuées ardentes, l'infiltration vers les aquifères concerne environ 60 % des pluies efficaces en année moyenne. Ces travaux montrent par ailleurs le caractère relativement hétérogène, sur le plan hydrogéologique, des formations volcaniques de type andésitique. Cette hétérogénéité est mise en évidence à l'échelle locale, c'est-à-dire interne à une formation (caractère polyphasé de la mise en place d'une formation géologique), et à l'échelle du bassin du point de vue des différentes formations géologiques mises en place au sein de paléovallées emboîtées.

4.1 Introduction

La caractérisation intégrée de la structure et du fonctionnement des systèmes hydrologiques et hydrogéologiques est fondamentale, notamment dans la perspective de la gestion et de la protection des ressources en eau. Ces problématiques concernant les eaux souterraines sont cruciales dans le contexte spécifique des petites îles où les ressources en eau sont généralement peu diversifiées, les eaux de surface n'étant pas toujours disponibles toute l'année pour des raisons climatiques ou à cause de la petite taille des bassins versants. Cette question de la connaissance, de la gestion et de la protection des ressources en eau souterraine est tout particulièrement décisive en contexte insulaire volcanique (Ecker, 1976; Hahn *et al.*, 1997; Cruz et Silva, 2001; Join *et al.*, 2005).

Dans ces régions, le volcanisme basaltique constitué de volcans boucliers (empilement de fines coulées de laves sur plusieurs milliers de mètres) a fait l'objet de nombreux travaux à l'échelle insulaire qui ont permis de définir deux grandes catégories de fonctionnement hydrogéologique à l'échelle de l'île : le modèle des îles Canaries caractérisé par un aquifère continu depuis la base à la partie supérieure intérieure de l'île (Custodio, 1975; Custodio *et al.*, 1988; Cruz et Silva, 2001), et le modèle Hawaïen ou Réunionais qui distingue un aquifère basal sur une faible hauteur et des aquifères perchés sur des niveaux imperméables (Peterson, 1972; Macdonald *et al.*, 1983; Jackson et Lénat, 1989; Join et Coudray, 1993). Ces deux modèles décrivent un vaste système hydrogéologique à l'échelle de toute l'île. Le volcanisme andésitique, pourtant largement représenté de par le monde, principalement au droit des zones de subduction, a été néanmoins relativement peu étudié (Foster *et al.*, 1985). On ne dispose notamment pas de schéma conceptuel à l'échelle insulaire, comme pour les îles de type basaltique, et ce pour plusieurs raisons. Ce volcanisme à dominante explosive, alterne en contexte aérien avec la mise en place de dômes et d'effondrements sectoriels successifs au niveau des stratovolcans, de coulées pyroclastiques, laviques et de formations de remaniement (lahars notamment) chenalisées dans les vallées périphériques, et de retombées aériennes à plus large échelle. Il en résulte une beaucoup plus forte variété lithologique qu'en contexte basaltique, engendrant une très forte variabilité spatiale et verticale de la structure et des propriétés hydrodynamiques des aquifères (Lachassagne, 2006). Cette variabilité est accentuée par les processus d'altération, qu'ils soient d'origine climatique ou hydrothermale, les premiers étant tout particulièrement marqués en contexte tropical humide. A l'inverse des îles volcaniques basaltiques, les îles volcaniques andésitiques ne se caractérisent donc pas par un fonctionnement hydrogéologique en grand, à l'échelle de l'île. L'échelle pertinente d'approche est alors celle du bassin versant et celle des formations géologiques qui composent son sous-sol. Les formation pyroclastiques (nuées ardentes, ponces) et les laves saines sont généralement perméables, favorisant les écoulements souterrains (Foster *et al.*, 1985), et engendrant fréquemment des pertes d'eau de surface significatives (Charlier *et al.*, accepté) (voir Chapitre 3).

Dans ce type de milieu hétérogène, la mise en œuvre d'une approche hydrologique pluridisciplinaire (géologie, hydrogéologie, géochimie) peut s'avérer déterminante pour identifier et comprendre les processus hydrologiques à l'échelle du bassin versant. Ce type d'approche permet en effet de mettre en évidence des indices, non déterminants à eux seuls, mais dont la convergence, elle, conduit à des résultats déterminants. Différentes méthodes sont largement utilisées en hydrogéologie de milieux hétérogènes : i) une approche géologique et hydrogéologique destinée à caractériser la structure des compartiments du bassin versant, ii) une approche fonctionnelle à l'aide de la méthode du traitement du signal des séries temporelles pluviométriques et piézométriques notamment Mangin (1984); Padilla et Pulido-Bosch (1995); Larocque *et al.* (1998); Lee et Lee (2000), qui donnent de précieuses informations sur la nature des processus en jeu au sein du système, iii) l'interprétation de tests hydrauliques qui permet de caractériser les propriétés hydrodynamiques, iv) l'approche hydrogéochimique (Join *et al.*, 1997; Cruz et Amaral, 2004; Prada *et al.*, 2005) visant à préciser le fonctionnement du milieu par l'identification de l'origine des eaux et des connections entre les différents compartiments du système.

L'objectif du travail présenté au sein de cet article est d'établir un schéma conceptuel de la structure et du fonctionnement hydrogéologique d'un système volcanique andésitique, situé en contexte insulaire et tropical humide. Compte tenu de la complexité du milieu étudié, une approche pluridisciplinaire a été mise en œuvre sur le site d'étude à Féfé, situé en Guadeloupe, aux Antilles. Un bassin versant agricole a été instrumenté, avec notamment des mesures de pluie, débit et piézométrie, depuis 2003 (Charlier *et al.*, accepté) (voir Chapitre 3). Dans un premier temps et sur la base des données géologiques disponibles, l'hypothèse d'un schéma conceptuel « classique », de système présentant des paléovallées emboîtées, est mise en évidence à partir d'une approche géologique, hydrodynamique et de traitement du signal. Dans un second temps, ce schéma conceptuel est confronté aux résultats issus d'une approche hydrogéochimique. Enfin, les résultats convergents et divergents obtenus au moyen de ces deux types d'approches sont discutés.

4.2 Description du site d'étude

4.2.1 Situation

Le site de Féfé (16°03'50''N, 61°37'12''W) est situé sur l'île volcanique de la Basse-Terre, en Guadeloupe, sur l'arc insulaire des Petites Antilles (Figure 4-1). Il est situé sur le flanc est de la montagne de la Capesterre, à 6 km du littoral et à un plus de 5 km du massif de la Soufrière, entre les altitudes 300 et 450 m (Figure 4-2).

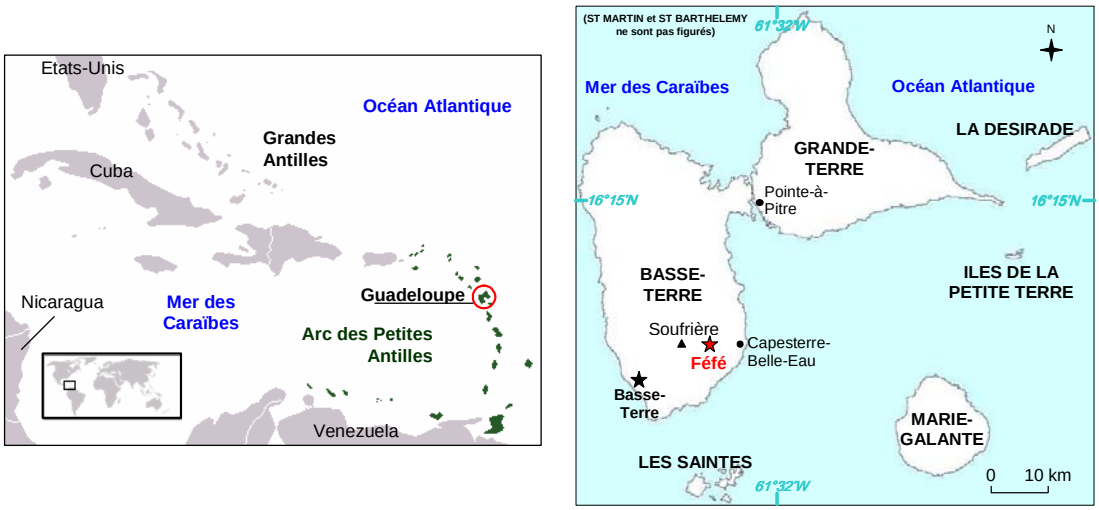


Figure 4-1 Situation de la Guadeloupe dans les Caraïbes (à gauche) et localisation de Féfé sur l'île de la Basse-Terre (à droite).

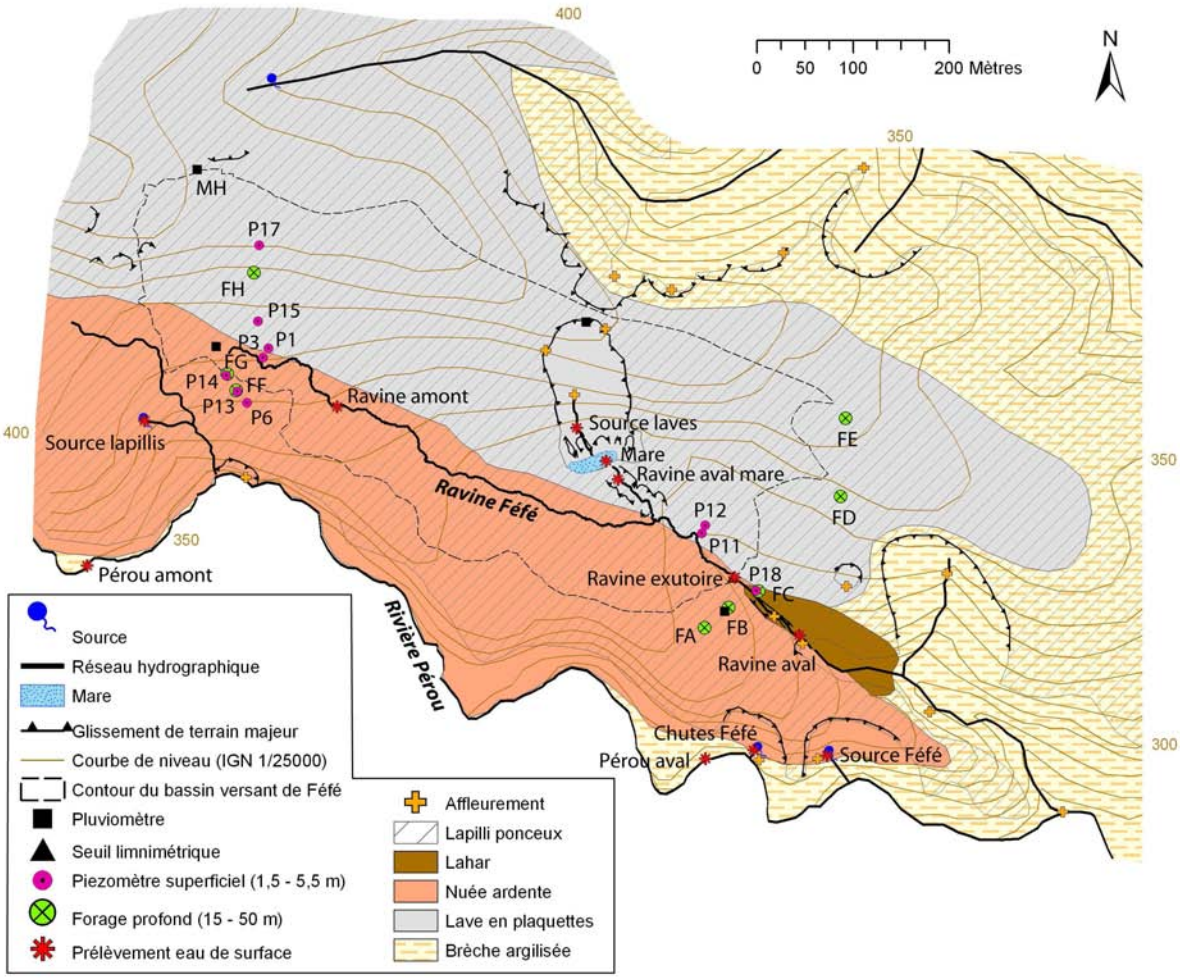


Figure 4-2 Carte géologique et sites de mesures hydrologiques et de prélèvements géochimiques.

La formation des lapillis ponceux qui recouvre l'essentiel du bassin est représentée en hachuré.

Il est bordé au sud par la rivière Pérou et au nord par la Grande rivière de Capesterre. La partie nord du bassin expérimental comprend un relief avec de fortes pentes (de 25 à 60 %). Sa partie sud est constituée par un court plateau de pente modérée (9 % en moyenne), drainé par une petite ravine pérenne. Ce plateau domine, par des falaises de plusieurs dizaines de mètres de hauteur, la rivière Pérou, profondément encaissée au droit du site, et avec laquelle la ravine Féfé conflue. Le site expérimental est une zone cultivée qui comprend plusieurs exploitations agricoles dont les activités principales comprennent la production de bananes, de fleurs et d'élevages porcin et bovin.

Le climat est de type tropical humide sous influence maritime. Il est marqué par deux types de saison : une saison sèche centrée sur février-mars et une saison des pluies de juillet à novembre. La pluie annuelle en 2003 sur Féfé (année « moyenne ») est de 4 230 mm.

4.2.2 Dispositif expérimental

Sur le site de Féfé, un bassin versant d'une superficie de 17,8 ha a été instrumenté (mesures de pluie, débit et piézométrie). Ce dispositif est localisé sur la Figure 4-2 et est décrit en détail par Charlier *et al.* (accepté) (voir Chapitre 3). Il comprend quatre pluviomètres, une station limnimétrique sur la ravine Féfé à proximité de sa confluence avec la rivière Pérou, et 18 piézomètres (dont 12 faisant l'objet d'un suivi automatisé). L'évapotranspiration est calculée à la station de Neufchâteau, située à 2 km au nord-est (16°04'38''N, 61°36'04''W, 250 m ASL) du bassin. La Figure 4-3 présente les chroniques de pluie, d'évapotranspiration réelle, de débit et de piézométrie qui s'étendent du 01/02/2003 au 10/10/2006 et qui sont synchronisées à un pas de temps d'une heure, l'acquisition des données ayant été réalisée à un pas de temps de deux minutes pour le débit et de quatre minutes pour la piézométrie.

Les piézomètres P13 et P14 (< 5 m de profondeur) ont été forés à 50 cm des forages respectifs FF et FG (de 30 m de profondeur). FF et FG sont isolés hydrauliquement sur les 9 et 12 premiers mètres de profondeur par de la bentonite. Les doublons P13-FF et P14-FG mettent en évidence deux niveaux de charge à la même verticale.

4.3 Approche géologique et hydrogéologique

4.3.1 Structure géologique du site de Féfé

4.3.1.1 Contexte géologique du sud de la Basse-Terre

L'île de la Basse-Terre est composée exclusivement de matériaux volcaniques et a été mise en place du nord-est au sud-est sur les cinq derniers millions d'années environ. Le volcan composite de la Grande Découverte, qui inclut le dôme de la Soufrière (Boudon *et al.*, 1992), est situé dans la partie sud de la Basse-Terre de Guadeloupe. Il représente, avec l'ensemble éruptif de la Madeleine, le volcanisme le plus récent de l'île.

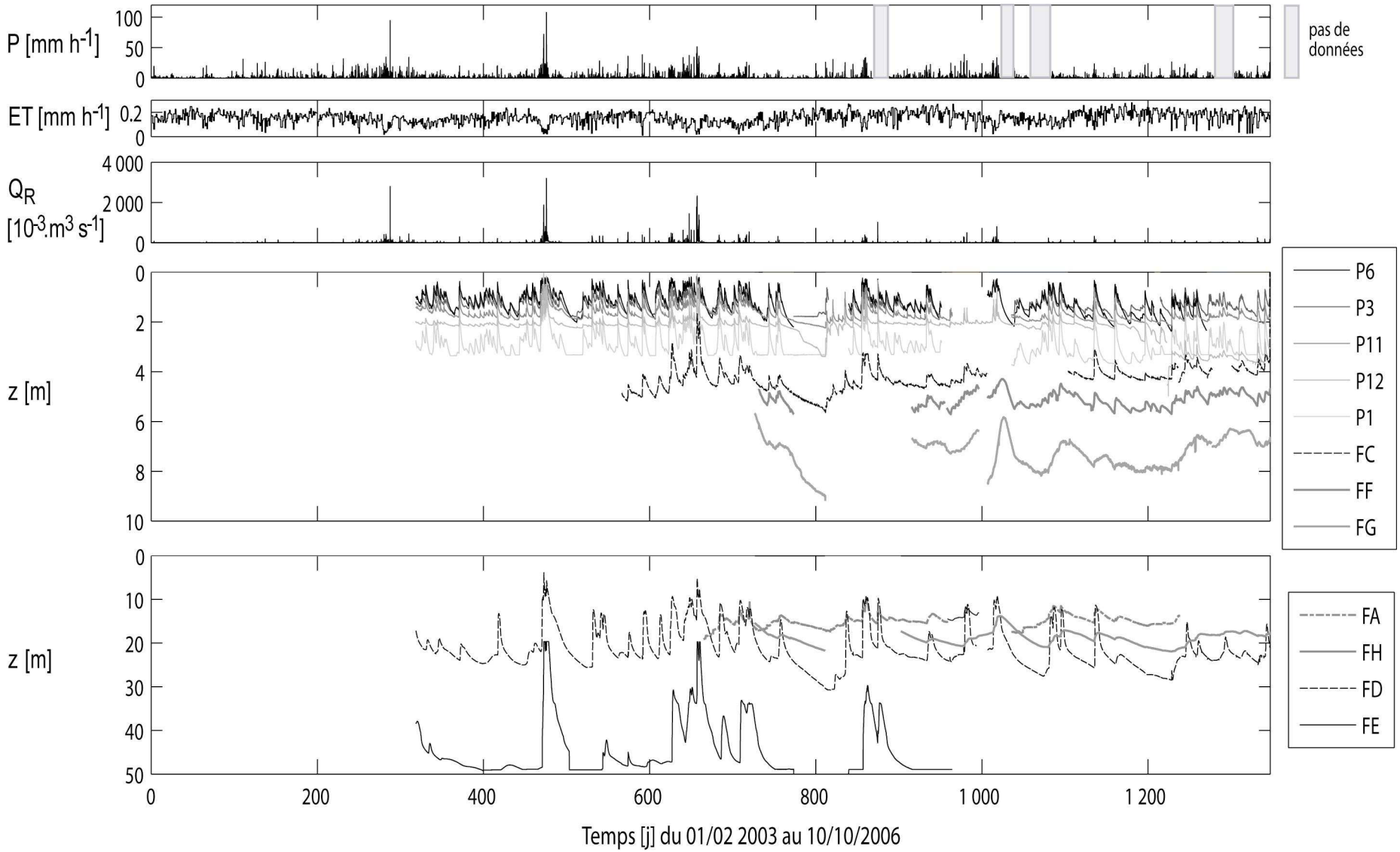


Figure 4-3 Chroniques de pluie P, évapotranspiration ET, débit à l'exutoire du bassin versant de Féfé Q_R, et profondeur piézométrique z.

Ce volcan est décrit comme ayant une construction par alternance d'épisodes effusifs et pyroclastiques (« strato-volcan ») émanant de la zone centrale de l'édifice (Boudon *et al.*, 1987; Zlotnicki *et al.*, 1992). La période d'activité du volcan au niveau de la montagne de la Capesterre est rattachée à l'édification de la Grande Découverte mais est mal connue car la plupart des produits émis sont recouverts par des dépôts plus récents ou détruits par l'érosion (De Reynal de Saint-Michel, 1966).

4.3.1.2 Géologie du secteur de Féfé

a) Schéma géologique

Les reconnaissances géologiques sur le secteur de Féfé (observations de terrain, levé géologique sur carottes et cuttings des forages) ont permis d'identifier et de caractériser la géométrie de cinq principaux types de formations géologiques (Figure 4-1 et Figure 4-2). Des plus anciennes aux plus récentes, il s'agit :

i) de brèches volcaniques très altérées (argilisation en masse), généralisées à l'échelle du secteur d'étude, et d'une épaisseur d'au moins plusieurs mètres ;

ii) d'un ensemble de trois coulées de lave fissurées (débit en plaquettes), saines (à l'exception du toit de la formation, argilisé sur environ 2 m) d'une épaisseur totale de 18 m (forage FH) comprenant des alluvions sablo-graveleuses interstratifiées à la base des deux premières coulées mises en place (épaisseur moyenne : 0,5 m), et un niveau cendreux épais de 3,5 m entre la deuxième et la troisième coulée de la série. Les laves et alluvions se sont mises en place au sein d'une structure de type paléovallée, orientée vraisemblablement WNW-ESE. Ces formations compétentes arment le relief constituant le nord du site de Féfé ;

iii) de coulées pyroclastiques de type nuées ardentes (formation de granulométrie très étendue, du sable fin au bloc métrique, ne montrant pas de granoclassement apparent), saines, mises en place au sein d'une paléovallée plus récente, incisée le long du flanc sud de la paléovallée à remplissage lavique. Cette formation constitue le sous-sol du plateau surplombant la rivière Pérou. Elle se prolonge largement en amont du site d'étude ;

iv) d'une formation de type « lahar », qui affleure localement sur le site d'étude. Cette formation n'a pas pu être identifiée et a fortiori différenciée des autres formations (laves et nuées ardentes) aux forages destructifs aval FC, FD et FE. Il est probable qu'elle constitue l'un des premiers indices de la reprise d'une activité volcanique en préalable à la mise en place des nuées ardentes ;

v) de dépôts aériens pyroclastiques plus récents (volcanisme de la chaîne de Bouillante et/ou de la Soufrière), de type lapillis ponceux, partiellement altérés et interstratifiés avec des niveaux cendreux (plus ou moins indurés). Ces dépôts recouvrent l'essentiel du secteur sur une épaisseur de 5 à 9 m. Ils sont totalement érodés au niveau des glissements de terrain et en bordure de la rivière Pérou et sont localement partiellement remaniés sur pente. Au sein de cette série, un niveau de cendres argilisées d'une épaisseur d'un mètre environ a été mis en évidence entre 4,5 et 6 m de profondeur aux carottages amonts FF et FH, mais non observé aux affleurements situés à l'aval du bassin.

La nature et la structure géologique du site de Féfé (système de paléovallées emboîtées) apparaissent donc comme bien représentatives des types de structures observés en milieu volcanique andésitique. Logiquement, le lit de la ravine Féfé se positionne à proximité immédiate du contact entre les produits de remplissage de la paléovallée la plus récente (nuées ardentes) et ceux de la précédente (laves).

4.3.2 Paramètres hydrodynamiques

Les paramètres hydrodynamiques des différentes formations géologiques ont été estimés au moyen de plusieurs types de tests hydrauliques en forage. Une campagne de slug tests et d'essais d'injection a été mise en oeuvre pour caractériser la perméabilité à une échelle locale (environs immédiats du forage concerné). Un essai de pompage de 24 h a été réalisé au forage FG pour évaluer les paramètres hydrodynamiques à une échelle plus représentative des niveaux testés.

4.3.2.1 Tests hydrauliques

Les slug tests ont été réalisés dans 11 piézomètres (3 répliques de mesures pour chaque piézomètre P1, P3, P6, P11, P12, P13, P14, FB, FF, FG et FH) et ont été interprétés à l'aide de la méthode de Bouwer et Rice (1976) pour aquifère libre. Les tests d'injection, réalisés dans 10 piézomètres (P13, P14, FA, FB, FC, FD, FE, FF, FG, FH), d'une durée inférieure à 1h, ainsi que l'essai de pompage effectué au forage FG sur une durée de 24h, ont été interprétés à l'aide de la méthode de Theis (De Marsily, 1981). Lors des tests d'injection, les débits étaient compris entre 0,15 et 0,22 L s^{-1}, engendrant des rabattements (remontée du niveau piézométrique) compris entre 0,5 et 2,5 m. Lors de l'essai de pompage, le débit moyen était de 0,4 L s^{-1} et le rabattement maximal de 7,2 m.

4.3.2.2 Variabilité spatiale et verticale des conductivités hydrauliques

Des ajustements satisfaisants ont été obtenus pour tous les essais, mis à part les deux forages FD et FE pour lesquels seule la descente du niveau piézométrique après injection a pu être ajustée. Le coefficient d'emmagasinement n'a pas pu être estimé lors du pompage d'essai (notamment au piézomètre FF situé à 19,5 m du forage FG, car ces deux forages ne captent pas le même horizon perméable). La perméabilité (équivalent à la conductivité hydraulique) des formations testées a été estimée en divisant la transmissivité obtenue par inversion des tests hydrauliques par la hauteur crépinée mouillée. Les résultats sont présentés dans le Tableau 4-1.

Les différentes méthodes d'évaluation de la perméabilité donnent des résultats concordants avec les différents piézomètres. Au forage par contre, la transmissivité déterminée lors du pompage d'essai ($1{,}2.10^{-4}$ m^2 s^{-1}) est 10 fois plus élevée que celle déduite du test d'injection réalisé auparavant. On peut donc supposer que le nettoyage du puits avant pompage a contribué à développer FG, permettant ainsi d'accéder aux paramètres hydrodynamiques vrais de l'aquifère.

Tableau 4-1 Résultat des tests hydrauliques en forages.

Avec z_i la profondeur initiale de l'eau, K la conductivité hydraulique, q_{inj} le débit injecté, s le rabattement et T la transmissivité.

Caractéristiques des puits			Formation géologique	Slug test			Test d'injection					
Puits	Profondeur	Hauteur de crépine depuis le fond		Date	z_i	K	Date	q_{inj}	z_i	s	T	K
[-]	[m]	[m]	[-]	[-]	[m]	[m s^{-1}]	[-]	[L s^{-1}]	[m]	[m]	[m^2 s^{-1}]	[m s^{-1}]
P1	3,9	2,5	lapillis	31/07/06	3,3	**$1{,}4.10^{-05}$**	-	-	-	-	-	-
P3	2,6	2,3	lapillis	04/07/06	1,8	**$6{,}9.10^{-06}$**	-	-	-	-	-	-
P6	4,1	3,8	lapillis	01/06/06	1,8	**$6{,}8.10^{-06}$**	-	-	-	-	-	-
P11	4,8	3,6	lapillis	16/06/06	2,0	**$3{,}3.10^{-06}$**	-	-	-	-	-	-
P12	5,5	4,4	laves	06/07/06	3,8	**$7{,}2.10^{-07}$**	-	-	-	-	-	-
P13	3,4	3,2	lapillis	28/06/06	2,8	**$8{,}6.10^{-06}$**	25/07/06	0,06	2,5	1,5	**$4{,}1.10^{-05}$**	**$4{,}6.10^{-05}$**
P14	3,8	3,0	lapillis	28/06/06	2,4	**$9{,}2.10^{-06}$**	-	-	-	-	-	-
FA	31,5	28,5	nuées	-	-	-	16/09/05	0,05	14,6	1,3	**$2{,}2.10^{-05}$**	**$1{,}3.10^{-06}$**
FB	20,0	17,0	lapillis	12/05/05	8,7	**$2{,}4.10^{-06}$**	16/09/05	0,09	8,7	0,5	**$1{,}7.10^{-04}$**	**$1{,}5.10^{-05}$**
FC	15,0	12,0	nuées	-	-	-	31/08/06	0,02	4,0	1,9	**$1{,}7.10^{-06}$**	**$1{,}5.10^{-07}$**
FD	31,0	22,0	laves	-	-	-	21/10/05	0,10	21,6	13,3	**$4{,}2.10^{-06}$**	**$4{,}5.10^{-07}$**
FE	51,0	42,0	laves	-	-	-	10/11/05	0,16	46,8	18,1	**$9{,}4.10^{-07}$**	**$2{,}2.10^{-07}$**
FF	23,0	14,0	nuées	26/04/05	5,7	**$9{,}2.10^{-07}$**	13/09/05	0,22	5,3	2,5	**$3{,}1.10^{-05}$**	**$2{,}2.10^{-06}$**
FG	24,0	18,0	nuées	22/04/05	8,5	**$8{,}6.10^{-07}$**	15/09/05	0,08	7,1	1,8	**$1{,}7.10^{-05}$**	**$1{,}0.10^{-06}$**
FH	30,0	18,0	laves	22/04/05	21,9	**$9{,}9.10^{-07}$**	15/09/05	0,09	19,8	1,2	**$6{,}0.10^{-05}$**	**$5{,}9.10^{-06}$**

Formation géologique par formation géologique, on distingue, par ordre de perméabilité décroissante :

- les lapillis, avec une majorité de valeurs comprises dans une faible gamme de variation, entre 5.10^{-6} et 5.10^{-5} m s^{-1} (écart-type : $1{,}2.10^{-5}$). La valeur moyenne de la perméabilité ainsi évaluée pour les lapillis est du même ordre de grandeur que la conductivité hydraulique à saturation déterminée par des tests d'infiltrations au double anneau en surface et à 0,4 m de profondeur, soit $1{,}1.10^{-5}$ m s^{-1} (écart-type $1{,}1.10^{-5}$) (Charlier *et al.*, accepté) (voir Chapitre 3),

- les nuées ardentes qui présentent une perméabilité moyenne similaire à celle des laves interstratifiées d'alluvions, mais avec une plus large plage de variation : de $1{,}5.10^{-7}$ à $2{,}2.10^{-5}$ (écart-type $6{,}7.10^{-7}$) m s^{-1} pour les nuées ardentes contre $7{,}2.10^{-7}$ à $5{,}9.10^{-6}$ environ (écart-type $2{,}9.10^{-6}$) m s^{-1} pour les laves et alluvions. Au sein des nuées ardentes, la faible perméabilité observée au forage FC est à rapprocher de son positionnement à proximité immédiate du contact avec les laves et dans un secteur où des formations de type « lahar » ont été identifiées. Cette faible perméabilité n'est donc vraisemblablement pas représentative du compartiment « nuées ardentes »,

- les brèches argilisées qui montrent, logiquement, une relativement faible perméabilité ($2{,}2.10^{-7}$ à $4{,}5.10^{-7}$ m s^{-1}).

D'une manière générale, à l'exception du substratum argilisé, les différentes formations géologiques présentent, en grand, des perméabilités assez similaires. Elles comportent néanmoins des niveaux moins perméables interstratifiés qui peuvent jouer un rôle hydrodynamique significatif et que les tests hydrauliques exécutés n'avaient pas vocation de caractériser.

4.3.3 Contexte hydrogéologique

Lors de la prospection géologique, une recherche d'indices hydrogéologiques de terrain a été réalisée. Un système de sources, les « chutes Féfé » et la « source Féfé », a été découvert au contact nuées ardentes/brèches argilisées au sud-est de la zone d'étude, au droit de la terminaison, par érosion, de la paléo-vallée remplie par les nuées ardentes (Figure 4-2). Les Chutes Féfé et la Source Féfé prennent naissance au droit de glissements de terrain qui ont décapé la formation superficielle des lapillis et mis à nu les nuées ardentes sous-jacentes. Le débit total de ces deux sources, estimé visuellement, est de l'ordre de 0,1 $m^3 s^{-1}$ au cours de la période d'étiage relatif d'avril à septembre 2006, durant laquelle des observations ont été réalisées bimensuellement. D'autres indices hydrogéologiques de terrain ont été mis en évidence (Figure 4-2) : sources de très faible débit (inférieur à 5 $L s^{-1}$) issues apparemment des lapillis et des laves, augmentation progressive du débit de la ravine Féfé de l'amont vers l'aval, etc.

4.3.4 Traitement des chroniques de pluie, débit et piézométrie

Les processus hydrogéologiques ont été caractérisés à l'aide d'une méthode de traitement du signal appliquée aux chroniques de pluie, de débit et de piézométrie. Les traitements mis en oeuvre (autocorrélation, densité spectrale et corrélation croisée) sont présentés brièvement sur la base des définitions proposées par Lee et Lee (2000) ; les expressions mathématiques correspondantes sont décrites par de nombreux auteurs (Mangin, 1984; Padilla et Pulido-Bosch, 1995; Larocque *et al.*, 1998).

4.3.4.1 Méthode de traitement du signal sur les chroniques temporelles

La fonction d'autocorrélation permet de caractériser le degré de corrélation d'une chronique par rapport à elle-même, selon des décalages temporels croissants (Larocque *et al.*, 1998), et permet de qualifier l'effet mémoire du système. Si la série chronologique est aléatoire comme la pluie par exemple, la fonction d'autocorrélation diminue très rapidement pour atteindre une valeur nulle après un court délai (lag). Au contraire, si la série chronologique présente une interdépendance forte (effet mémoire), la décroissance de la fonction d'autocorrélation est plus douce et des valeurs non nulles sont observées sur une plus longue période.

La fonction de corrélation croisée, qui permet d'analyser des relations de causalité entre séries, est souvent utilisée pour l'étude des relations pluie/débit et/ou pluie/piézométrie. Dans ces cas précis, le

corrélogramme croisé permet d'accéder à une image approchée de la réponse impulsionnelle du débit à la pluie (Padilla et Pulido-Bosch, 1995; Larocque *et al.*, 1998) car la variable précipitation est généralement pas ou très peu autocorrélée (variable aléatoire, l'autocorrélation tend très rapidement vers 0). Le décalage entre lag=0 et la corrélation croisée maximum détermine la vitesse de transfert au sein du système que l'on assimile au temps de réponse. L'amplitude de la corrélation croisée détermine les caractéristiques filtrantes du système à un signal d'entrée (Padilla et Pulido-Bosch, 1995).

La fonction de densité spectrale de puissance (D.S.P) qui correspond, dans le domaine fréquentiel, à la transformation de Fourier de la fonction d'autocorrélation dans le domaine temporel, permet d'identifier les caractéristiques périodiques d'une série chronologique. Sur le périodogramme (D.S.P), les phénomènes périodiques sont représentés par des pics plus ou moins marqués pour des fréquences caractéristiques. L'interprétation de ces pics est guidée par l'étude de la fonction de cohérence C (carré de la cohérence), qui décrit le degré de liaison entre deux chroniques présentant des phénomènes périodiques aux mêmes fréquences caractéristiques. Le carré de la cohérence C^2 est compris entre 0 et 1. Deux signaux périodiques sont d'autant plus cohérents que C^2 est proche de 1 ; dans ce cas, une relation causale entre la chronique d'entrée et celle de sortie peut être établie.

Le traitement du signal a été réalisé avec le logiciel Tempo (Pinault, 2001; Pinault *et al.*, 2005).

4.3.4.2 Analyse univariée (autocorrélation)

a) Chroniques de pluie et du débit de la ravine Féfé

Pour caractériser le signal d'entrée du système, la fonction d'autocorrélation de la pluie sur Féfé a été calculée aux pas de temps horaire et journalier (Figure 4-4). Au pas de temps journalier, l'objectif était d'évaluer la représentativité des 3,5 années de données pluviométriques sur Féfé à partir d'une chronique plus étendue (années 1997 à 2006) à la station météorologique de Neufchâteau, située à 2 km de distance et à 250 m d'altitude. Les deux fonctions sont très similaires, avec une répartition bimodale. La saison cyclonique étant centrée sur les mois d'octobre à novembre, le second pic, observé pour un lag de 185 jours, correspond à un effet de saisonnalité (mois de mai : en période de fin de saison sèche). En effet, en mai, les Alizés d'Est établissent un régime pluviométrique sec, avec néanmoins des perturbations qui peuvent conférer au total pluviométrique des irrégularités (Chaperon *et al.*, 1983). Le second pic est plus marqué pour Féfé (autocorrélation de 0,35) que pour Neufchâteau (autocorrélation 0,13), à cause de l'épisode pluvieux record apparu en mai 2004 (près de 1 300 mm en 8 jours continus).

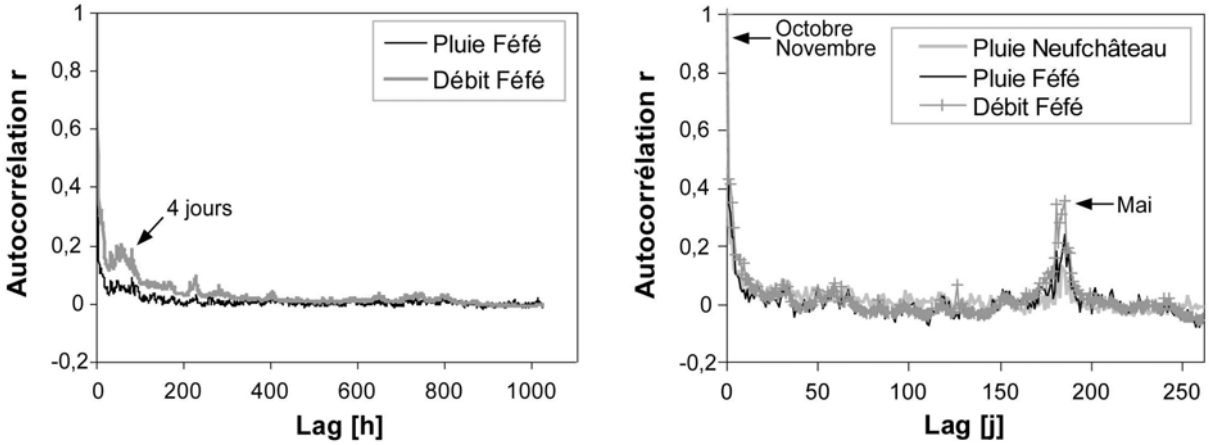


Figure 4-4 Autocorrélogramme au pas de temps horaire (gauche) et au pas de temps journalier (droite) de la pluie et du débit sur Féfé, ainsi que de la pluie sur Neufchâteau.

Au pas de temps horaire, la fonction d'autocorrélation décroît très rapidement pour atteindre une valeur nulle, ce qui est un indicateur de la non linéarité de la variable et donc de son caractère aléatoire (Lee et Lee, 2000). Un palier à la valeur 0,05 est tout de même observé jusqu'à un lag de 100 h (soit 4 jours environ), indiquant un léger effet mémoire de la pluie. Cet effet peut être imputé au passage des dépressions tropicales lors de la saison cyclonique, dépressions qui apportent de fortes pluviométries quasiment continues sur plusieurs jours de suite. La non corrélation de la pluie horaire indique que les événements sont indépendants les uns des autres, ce qui va dans le sens d'un fonctionnement climatique de type « averse ».

Les fonctions d'autocorrélation au pas de temps horaire et journalier du débit à l'exutoire sont très similaires à celles de la pluie (Figure 4-4). Ceci indique deux choses : que l'effet mémoire de la variable débit est très faible au pas de temps horaire et qu'elle suit l'effet de saisonnalité évoqué pour la pluie. On notera que le palier observé à 4 jours sur la fonction de corrélation de la pluie se retrouve logiquement sur celle du débit.

b) Chroniques piézométriques

On souhaite identifier le comportement de la nappe en relation avec la nature de la formation géologique concernée. Les fonctions d'autocorrélation des piézomètres et forages montrent une forte variabilité (Figure 4-5). Trois comportements « types » sont mis en évidence :

i) les ouvrages à « court effet mémoire » pour lesquels la décroissance de la fonction d'autocorrélation est rapide (le lag est inférieur à 133 h pour une autocorrélation de 0,4), caractéristiques d'un comportement peu inertiel. Ce groupe permet d'identifier le comportement hydrogéologique des lapillis situés dans la partie amont du bassin versant (P1, P3, P6) ;

ii) les ouvrages à « long effet mémoire » (FG situé dans les nuées ardentes et FH situé dans les laves) pour lesquels la décroissance de la fonction d'autocorrélation est lente (le lag est supérieur à 550 h pour une autocorrélation de 0,4) caractéristique d'un comportement inertiel ;

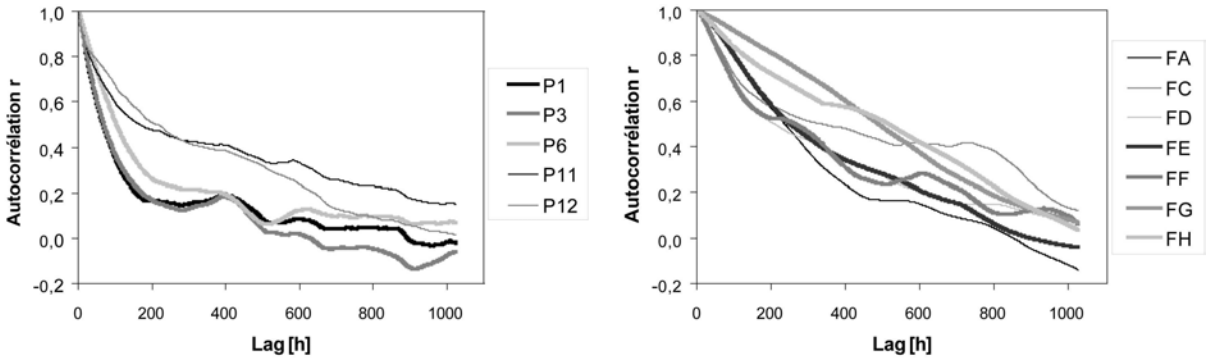


Figure 4-5 Autocorrélogramme de la piézométrie (données horaires).

Les piézomètres superficiels sont représentés à gauche et les piézomètres profonds à droite

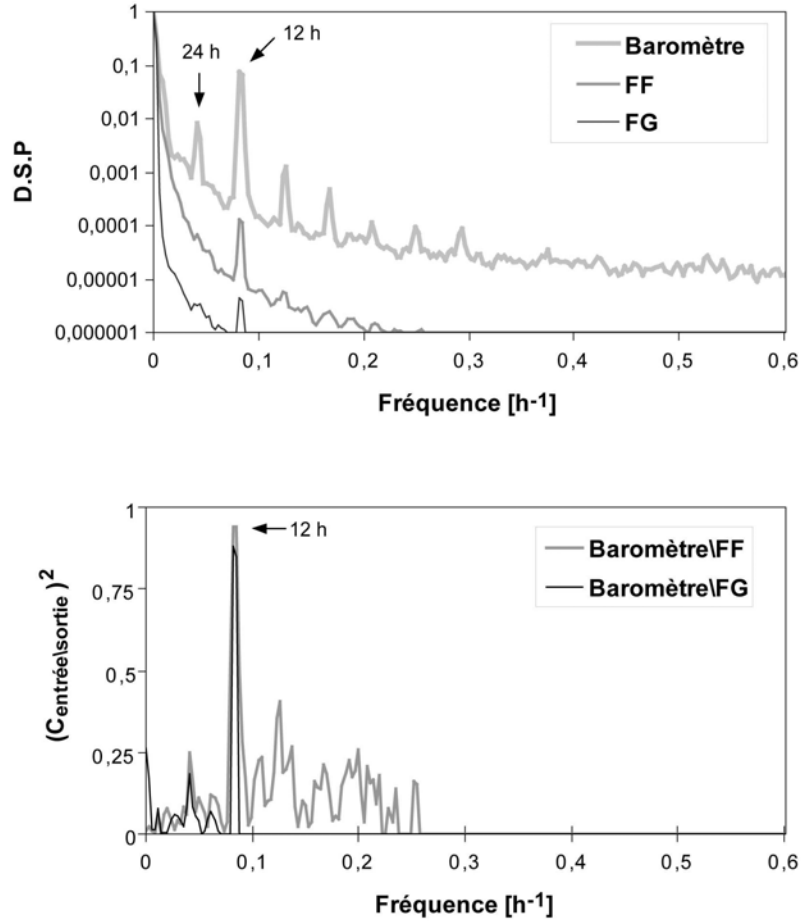


Figure 4-6 Densité spectrale de puissance (D.S.P) des chroniques de pression barométrique et piézométriques (sites FF et FG) au pas de temps de 10 minutes (en haut) ; Analyse spectrale croisée entrée (pression) / sortie (piézométrie): évolution du carré de la cohérence ($C_{entrée\backslash sortie}$)² (en bas).

iii) les autres ouvrages qui présentent un comportement intermédiaire à « double effet mémoire». Des réponses bimodales sont observées dans les ouvrages P11, P12, FA, FC, FD, FE, FF (rapides pour un lag inférieur à 225 h puis plus lentes au delà). Ce type de réponse est causé par l'interaction des

deux réservoirs superficiels et profonds pour un même ouvrage. Ce caractère intermédiaire suggère d'une part une mauvaise étanchéité de certains piézomètres profonds (FA, FC, FD, FE) pour lesquels la coupe technique montre que le réservoir des lapillis n'est pas totalement isolé hydrauliquement, et, d'autre part, la possibilité d'échanges verticaux entre les formations « profondes » (laves et nuées ardentes) et les formations plus superficielles (lapillis) et notamment des écoulements verticaux ascendants au sein de la partie aval du bassin de surface de Féfé (P11, P12).

4.3.4.3 Périodogramme

Un phénomène périodique (attribué à la pression barométrique) pour la période égale à 12h00 est observé sur les chroniques piézométriques FF et FG (Figure 4-6). L'amplitude du carré de la cohérence $C_{entrée/sortie}^2$ entre la chronique d'entrée (pression barométrique, mesurée au droit du forage FG) et de sortie (piézométrie) est proche de 1 au pic à 12h00 : respectivement de 0,94 et 0,88 pour FF et FG. L'effet barométrique est donc visible à ces deux ouvrages et s'interprète comme lié à leur caractère captif. Le niveau argileux à 6 m de profondeur peut expliquer ce confinement.

4.3.4.4 Analyse bi-variée (corrélogrammes croisés)

Les analyses corrélatoires croisées caractérisent l'interdépendance entre la variable d'entrée et la variable de sortie. Deux indicateurs permettent de définir la réponse impulsionnelle des chroniques étudiées : le maximum de corrélation et l'allure de la décroissance de la fonction de corrélation croisée après ce maximum.

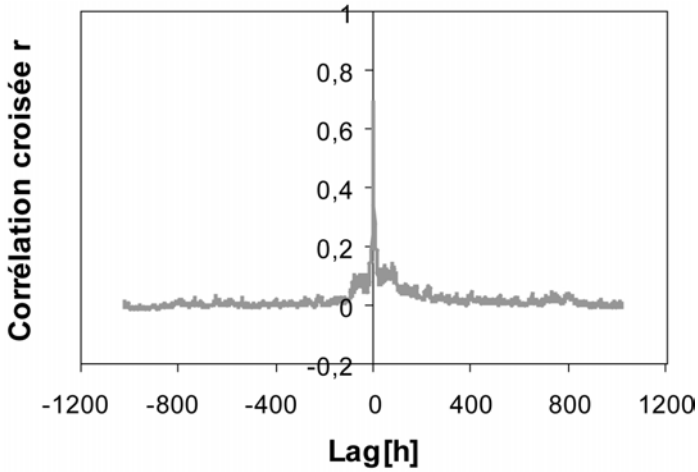


Figure 4-7 Corrélogramme croisé de la pluie (entrée) et du débit (sortie) au pas de temps horaire.

a) Réponse impulsionnelle du bassin en surface : Pluie-Débit de la ravine Féfé

Le corrélogramme r croisé pluie/débit (Figure 4-7) calculé à partir des données horaires présente un maximum prononcé (r = 0,69 au lag = 0) à l'origine des décalages. Cela signifie que la réponse

impulsionnelle du système aux précipitations est très rapide, et ce pour un temps de réponse inférieur à une heure. La réponse impulsionnelle présente une décroissance très rapide, lorsque le décalage (Lag) devient supérieur à 11h00. La corrélation croisée devient très faible (r = 0,2) ce qui signifie que le débit n'est plus influencé par le signal pluviométrique. Ces résultats sont cohérents avec un temps de réponse évalué entre 20 et 40 min, selon la saturation initiale du bassin et, d'autre part, avec un temps de base relativement court n'excédant pas quelques heures (Charlier *et al.*, accepté) (voir Chapitre 3).

b) Réaction des aquifères aux précipitations

L'allure des fonctions de corrélation entre la pluie et la piézométrie est assez variable d'un piézomètre à l'autre (Figure 4-8 et Tableau 4-2). Les piézomètres superficiels P1 à P12 présentent les temps de réponse les plus rapides, compris entre 2 et 10 heures pour des valeurs maximales de corrélation de 0,24 à 0,34. Ces piézomètres sont ceux qui filtrent le moins le signal pluviométrique. Aux piézomètres P11 et P12, situés en aval du bassin, on observe un léger ressaut dans l'allure de la décroissance de la fonction, ce qui indique l'interaction d'une seconde réponse de l'ouvrage à 50 h environ, en accord avec la possible influence du compartiment profond.

Aux piézomètres FA, FD, FE, la réponse impulsionnelle est plus lente : de 53 à 91 h, avec des valeurs maximales de corrélation de 0,11 à 0,25 qui indiquent un temps de réponse plus long et un phénomène de filtrage plus important du signal pluviométrique pour ces ouvrages profonds.

Au piézomètre FC, une allure intermédiaire entre les piézomètres P11, P12 et les forages profonds est mise en évidence. Deux dynamiques de réponse se distinguent par deux pics : un pic à 20 h (maximum de corrélation de 0,21) et un second pic à 64 h (maximum de corrélation de 0,19). Cette répartition bimodale est typique de la mise en jeu de deux compartiments aquifères recoupés par l'ouvrage.

Au piézomètre FG, la réponse impulsionnelle est la plus tamponnée, avec un filtrage très important du signal pluie. Le temps de réponse est de 311 h pour une corrélation de 0,08. L'allure de la fonction à ce forage suggère une forte compartimentation verticale de l'aquifère.

Au piézomètre FH, la réponse impulsionnelle est très tamponnée et bimodale. Le premier pic apparaît à 76 h (corrélation de 0,07) et le second pic à 566 h (corrélation de 0,08). Ce forage capte trois coulées de laves fissurées, séparées par un niveau de cendres argilisées d'une épaisseur de 3 m entre la deuxième et la troisième coulée mise en place, et qui sont recouvertes par les lapillis. Le traitement du signal suggère que ces deux coulées de lave ont un comportement relativement indépendant (le niveau cendreux atténue les transferts de pression, sans effacer l'information - même valeur de corrélation) et sont significativement isolées des influences les plus superficielles.

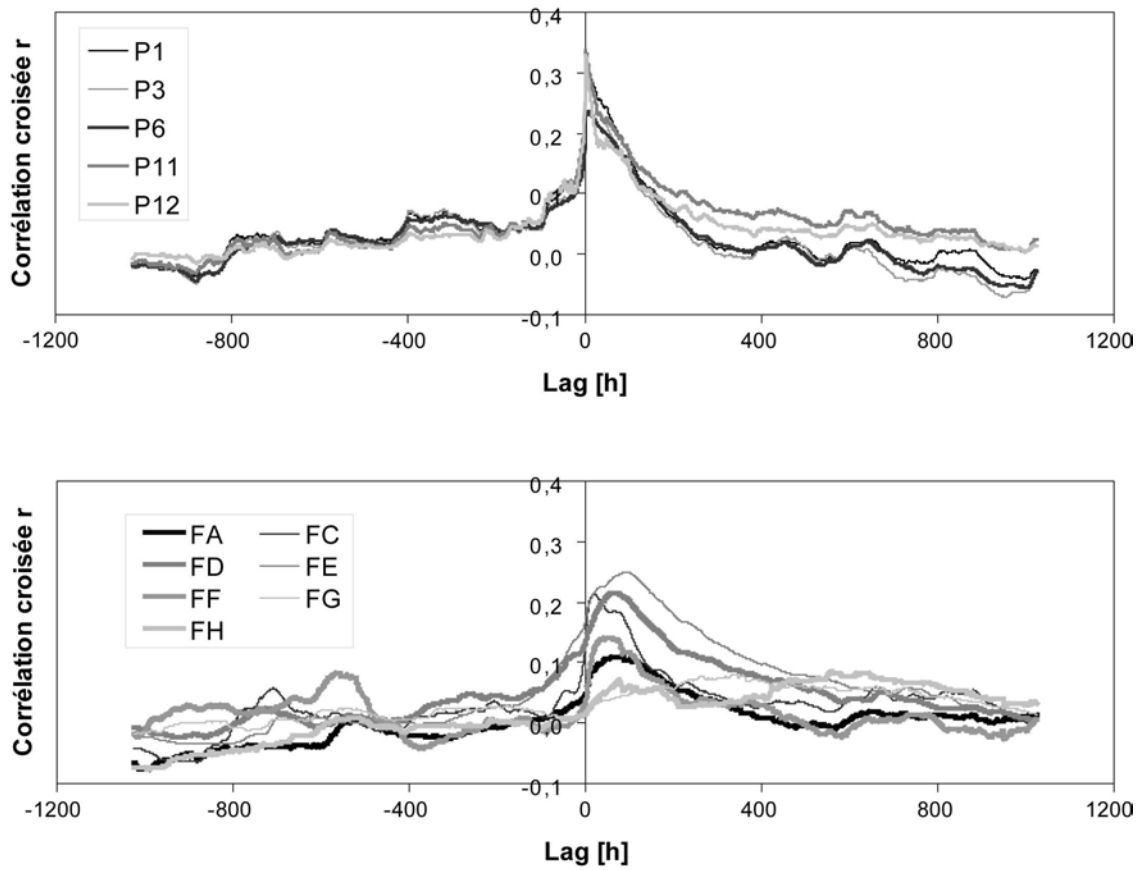


Figure 4-8 Corrélogramme croisé de la pluie en entrée et de la piézométrie en sortie, au pas de temps horaire.

Tableau 4-2 Caractéristiques des fonctions de corrélation croisée.

		P1	P3	P6	P11	P12	FA	FC	FD	FE	FF	FG	FH
Premier pic	Lag [h]	10,0	7,5	7,5	2,0	2,5	66,0	20,0	65,0	91,0	53,0	311,0	76,0
	r	0,29	0,28	0,24	0,34	0,33	0,11	0,21	0,22	0,25	0,14	0,08	0,07
Second pic	Lag [h]	-	-	-	50,0	50,0	-	64,0	-	-	-	-	566,0
	r	-	-	-	0,22	0,19	-	0,19	-	-	-	-	0,08

Les analyses univariée et bivariée donnent des résultats cohérents entre eux. Deux principaux types de comportements hydrogéologiques sont ainsi identifiés sur le site de Féfé : celui des lapillis, très influencé par les processus de surface, et celui des aquifères des nuées ardentes et des laves, plus profond, plus tamponné et retardé. Aux piézomètres P11, P12 et FC, les deux comportements sont combinés, ce qui suggère, au sein de la partie aval du système, des interactions entre ces deux compartiments hydrogéologiques. Le comportement des forages FH et FG est caractéristique du compartiment profond, relativement bien isolé des influences superficielles. Il montre localement (FH) les signaux combinés de plusieurs sous-compartiments hydrogéologiques, caractéristiques de la

structure géologique à une échelle plus locale (coulées de laves superposées et relativement isolées les unes des autres).

4.3.5 Fonctionnement hydrogéologique

4.3.5.1 Bilan hydrogéologique du bassin versant expérimental de Féfé

Le suivi hydrologique du bassin versant topographique de la ravine Féfé (Charlier *et al.*, accepté) (voir Chapitre 3) a permis d'établir un bilan hydrologique annuel pour les deux années 2003 et 2004 (Figure 4-9). L'année 2003 est une année pluviométrique « moyenne » avec 4 230 mm et 2004 une année exceptionnellement pluvieuse avec 7 030 mm.

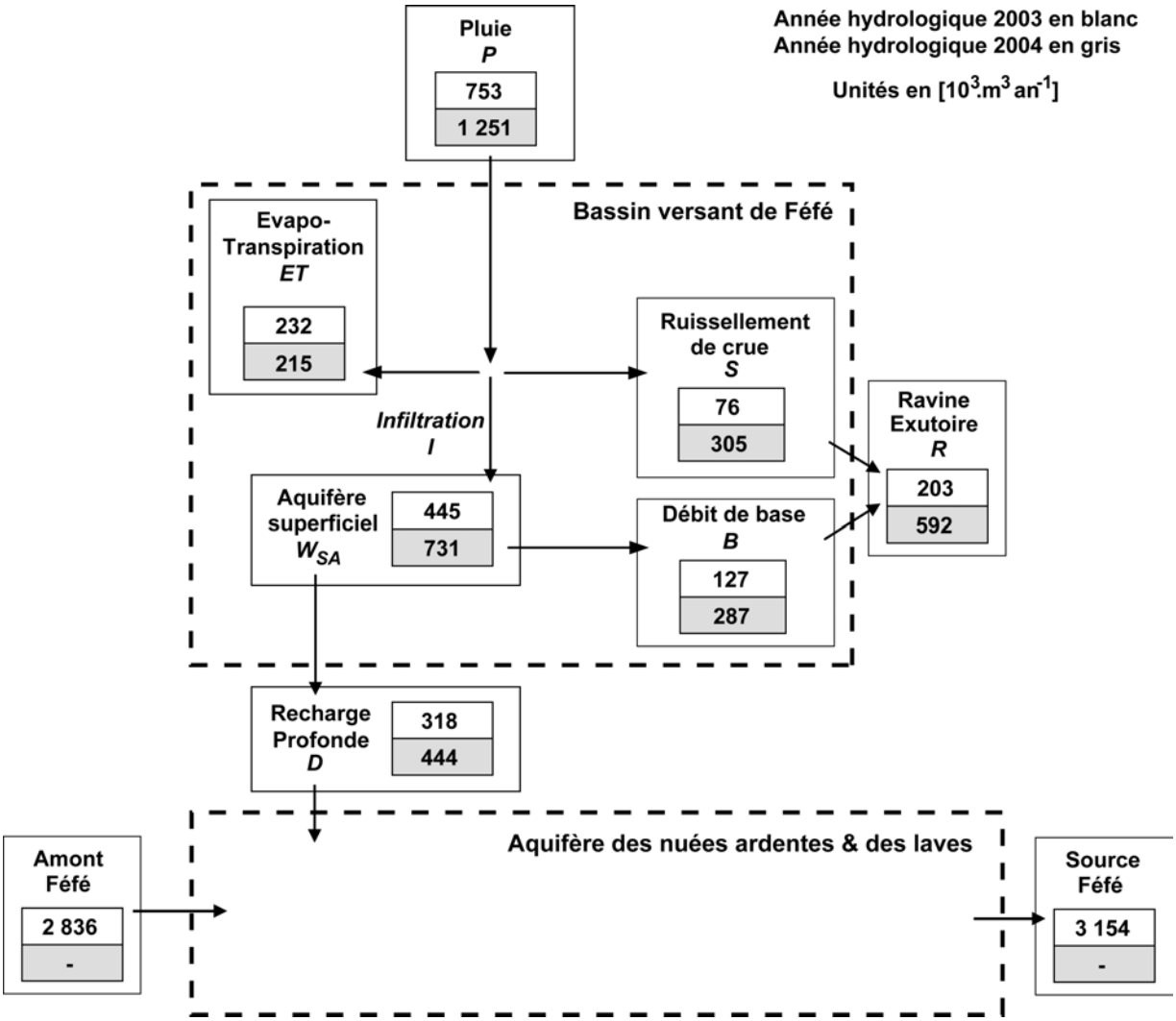


Figure 4-9 Bilan hydrologique pour les années 2003 et 2004 modifié d'après Charlier *et al.* (accepté) (voir Chapitre 3).

Pour l'année hydrologique 2003, les résultats du bilan sont les suivants (Figure 4-9) : l'évapotranspiration est évaluée à 31 % des précipitations et le ruissellement à l'exutoire du bassin de

Féfé à 27 %. En considérant que les variations de stock sont négligeables (ce que confirment les variations piézométriques), le déficit d'écoulement est de l'ordre de 42 % des précipitations. La décomposition des hydrogrammes de la ravine Féfé montre (Charlier *et al.*, accepté) (voir Chapitre 3) que les écoulements souterrains qui contribuent au débit de base de la ravine représentent environ 17 % des précipitations. En 2003, la recharge de la (ou des) nappe(s) représente donc environ 60 % des précipitations.

En 2004, les pluies exceptionnelles engendrent un coefficient de ruissellement plus important. Néanmoins, les flux souterrains sont toujours prépondérants (recharge totale évaluée à environ 58 % des précipitations).

Le débit moyen estimé des deux sources (Chutes et Source Féfé) est de l'ordre de 0,1 $m^3 s^{-1}$ sur la période d'avril à septembre 2006. Si on considère que ce débit est constant à l'échelle annuelle, il représente $3{,}15.10^6$ m^3 an^{-1}, ce qui est environ 10 à 15 fois plus élevé que le déficit d'écoulement évalué au sein de la ravine Féfé. Cet écart suggère l'existence d'importants apports souterrains au système des sources de Féfé, l'infiltration sur le bassin versant topographique de la ravine Féfé ne contribuant que pour environ 10 % au débit des sources. Dans l'hypothèse où ce débit serait produit uniquement par l'infiltration d'eau de pluie, selon des processus similaires à ceux mis en évidence sur le site de Féfé, la surface d'impluvium des sources Féfé serait d'environ 2 km^2 (estimation par excès compte tenu du gradient altimétrique des précipitations (Chaperon *et al.*, 1983)). Cette estimation est compatible avec l'aire d'affleurement des nuées ardentes (et éventuellement des laves) en amont du site de Féfé (De Reynal de Saint-Michel, 1966).

4.3.5.2 Premier schéma conceptuel de la structure et du fonctionnement hydrogéologique du site expérimental

En synthèse de cette première approche hydrogéologique classique, quatre principaux compartiments hydrogéologiques peuvent être différenciés :

i) La **formation des lapillis** qui recouvre l'essentiel du site de Féfé, sur une épaisseur de 5 à 9 m environ, présente une perméabilité relativement forte (voisine de 10^{-5} $m.s^{-1}$). Elle constitue un aquifère superficiel qui montre, logiquement, un court effet mémoire et se caractérise par des transferts rapides lors des épisodes pluvieux (temps de réponse compris entre 2 et 10 heures).

ii) **La formation des nuées ardentes** est sensiblement moins perméable que celle des lapillis (perméabilité de l'ordre de 10^{-6} $m.s^{-1}$) et montre un plus long effet mémoire ; les transferts y sont aussi plus lents, avec un temps de réponse de 50 à 60 h environ. Au sein de la partie amont du bassin topographique de la ravine Féfé, les aquifères des lapillis et des nuées ardentes ne sont pas en contact direct. Le niveau argileux situé au toit des nuées ardentes, d'une épaisseur moyenne de 1 m, confine cette nappe, qui y est donc captive. Dans ce secteur, la piézométrie montre que les écoulements verticaux se font principalement des lapillis vers les nuées ardentes (différence de charge de 2 m environ entre les piézomètres P13 et FF à la même verticale). Au sein de la partie aval du bassin

versant topographique de la ravine Féfé, les aquifères des lapillis et des nuées ardentes sont en contact (disparition du niveau argileux) et interagissent donc hydrauliquement entre eux. Dans ce secteur, les écoulements verticaux se font principalement des nuées ardentes vers les lapillis. Le débit de base de la ravine Féfé est donc soutenu non seulement par l'aquifère des lapillis, mais aussi par celui des nuées ardentes. A cette compartimentation verticale se superpose une compartimentation horizontale mise en évidence notamment à l'amont du bassin de la ravine Féfé au sein de l'aquifère des nuées ardentes. Ceci résulte soit d'une mise en place polyphasée des nuées ardentes, induisant la présence de niveaux argilisés interstratifiés, soit d'hétérogénéités internes à cette formation (chenaux de mise en place des nuées plus perméables que la matrice voisine).

iii) **La formation des laves et alluvions interstratifiées** présente elle aussi une perméabilité significative, au moins dans les secteurs où ces formations sont peu argilisées (partie amont du bassin de Féfé). Cette formation montre une compartimentation verticale significative liée à sa structure (superposition de coulées).

iv) **Les formations bréchiques argilisées** (et localement, partie aval du bassin, les laves argilisées), de faible perméabilité relative, jouent un rôle de substratum hydrogéologique aux formations aquifères décrites ci-dessus.

L'approche géologique, hydrodynamique, hydrologique et fonctionnelle permet d'ores et déjà de cerner la structure et de fournir de premiers éléments concernant le fonctionnement hydrogéologique du site de Féfé. Trois principaux compartiments aquifères et un substratum de l'ensemble sont identifiés. Certaines des relations existant entre ces compartiments sont esquissées et des hétérogénéités hydrauliques internes aux aquifères sont mises en évidence. Dans ce contexte, les sources Féfé, et la ravine de Féfé dans une moindre mesure, apparaissent comme les exutoires de ces aquifères, non seulement à l'échelle du site de Féfé, mais aussi à une échelle beaucoup plus large, l'aquifère des nuées ardentes semblant notamment présenter une très forte extension vers l'amont.

4.4 Approche hydrogéochimique

Ce premier schéma conceptuel a été soumis à une approche hydrogéochimique. Tous les systèmes et sous-systèmes préalablement identifiés ont été échantillonnés en forage, ainsi qu'à leurs exutoires supposés (sources et cours d'eau).

4.4.1 Méthodologie

4.4.1.1 Prélèvements

La période d'échantillonnage a été choisie en fin de saison sèche, entre le 21/06/2006 et le 06/07/2006, en période de basses eaux. Les prélèvements ont eu lieu au niveau de : la ravine Féfé à la station limnimétrique, la mare, les piézomètres peu profonds (< 5 m, notés P), les forages profonds

(entre 15 et 30 m, notés F), la rivière Pérou et les sources (Figure 4-2). L'eau de pluie récoltée au pluviomètre MH a aussi été prélevée.

Les prélèvements en forage ont été effectués à l'aide d'une pompe électrique immergée et les prélèvements aux piézomètres à l'aide d'une pompe manuelle de surface. Dans les deux cas un rinçage systématique du tuyau de la pompe a été réalisé à l'eau distillée puis avec l'eau de prélèvement. Les eaux de rivière et de ravine ont été prélevées manuellement dans un flacon préalablement rincé à l'eau échantillonnée. Le prélèvement d'eau de pluie a été effectué avec un bidon totalisateur sur 2 jours de pluie (les 19 et 20/06/2006). Les échantillons ont été congelés à –18°C avant envoi au laboratoire pour analyse.

4.4.1.2 Analyse labo

Les éléments majeurs et traces ont été analysés par le laboratoire du CIRAD de Montpellier. Pour chaque échantillon ont été mesurés au laboratoire le pH, la conductivité électrique (CE), les éléments majeurs (Ca, Mg, K, Na, NH_4, Cl, NO_3, HCO_3) et les éléments traces (Fe, Mn, B, Sr). Le Tableau 4-3 présente le résultat des analyses ainsi que la balance ionique calculée selon l'équation suivante :

(4-1) $balance\ ionique = (\sum anions - \sum cations) / \sum (anions + cations)$ *en meq/L*

On considère que les résultats sont valables lorsque la balance ionique est inférieure à $\left|10\right|$ %. Seuls les échantillons P13 et Source des laves présentent un excès significatif d'anions (la balance est de 11 % et 12 % respectivement) qui reste tout de même acceptable pour une analyse globale. Ce défaut de balance peut être lié à une mauvaise précision de l'ensemble des éléments analysés.

4.4.1.3 Les processus de minéralisation des eaux

Les éléments majeurs et traces présents dans les eaux de surface et souterraines du système ont a priori quatre origines possibles : i) la pluie qui est le signal de référence des entrées du système, ii) les interactions eau-roche qui renseignent sur le temps de résidence de l'eau au sein du compartiment considéré, iii) les apports anthropiques et iv) les processus redox en milieu anaérobie qui se produisent en milieu réducteur (zones humides, aquifères confinés avec peu de renouvellement des eaux). En milieu anaérobie, la dégradation du carbone organique C_{org} fourni par la matière organique a lieu au cours de réactions successives dont la séquence est bien définie par le potentiel redox :

(4-2) dénitrification : $NO_3^- + C_{org} = N_2 + HCO_3^- + CO_2$

(4-3) réduction de l'oxyde de manganèse : $MnO_2 + C_{org} = Mn^{2+} + HCO_3^-$

(4-4) réduction de l'oxyde de fer : $FeOOH + C_{org} = Fe^{2+} + HCO_3^-$

(4-5) réduction de l'oxyde du sulfate : $SO_4^{2-} + C_{org} = HS^- + HCO_3^- + CO_2$

(4-6) formation du méthane : $CO_2 + C_{org} = CH_4 + CO_2$

(4-7) minéralisation anaérobie de l'azote organique N_{org} en NH_4

Tableau 4-3 Résultat des analyses hydrogéochimiques.

Sites (voir la localisation sur la Figure 4-2)	Date	pH	CE	H+	Ca	Mg	K	Na	NH_4	Cl	S	NO_3	HCO_3	Balance ionique	Fe	Mn	B	Sr
	(-)	(-)	µS cm^{-1}	meq L^{-1}	meq L^{-1}	meq L^{-1}	meq L^{-1}	meq L^{-1}	meq L^{-1}	meq L^{-1}	meq L^{-1}	meq L^{-1}	meq L^{-1}	%	meq L^{-1}	meq L^{-1}	meq L^{-1}	meq L^{-1}
Pluie	21/06/06	5,83	21,2	0,001	0,03	0,02	0,01	0,11	0,00	0,13	0,02	0,01	0,06	9,2	$<3,8.10^{-4}$	$<4,0.10^{-4}$	$4,0.10^{-3}$	$<2,6.10^{-4}$
Ravine amont	21/06/06	7,07	194,5	0,000	1,41	0,17	0,13	0,14	0,00	0,30	0,14	0,01	1,42	0,2	$<3,8.10^{-4}$	$<4,0.10^{-4}$	$3,4.10^{-3}$	$1,3.10^{-3}$
Ravine exutoire	21/06/06	6,92	142,9	0,000	0,81	0,20	0,04	0,30	0,00	0,28	0,04	0,12	0,94	1,0	$<3,8.10^{-4}$	$<4,0.10^{-4}$	$4,0.10^{-3}$	$1,1.10^{-3}$
Ravine aval	21/06/06	7,14	141,8	0,000	0,81	0,20	0,05	0,29	0,00	0,28	0,04	0,09	0,90	-1,1	$<3,8.10^{-4}$	$<4,0.10^{-4}$	$3,4.10^{-3}$	$1,1.10^{-3}$
Ravine aval mare	06/07/06	7,03	204,0	0,000	1,58	0,19	0,06	0,19	0,01	0,21	0,07	0,03	1,77	1,3	$2,5.10^{-3}$	$<4,0.10^{-4}$	$3,4.10^{-3}$	$1,3.10^{-3}$
Source laves	06/07/06	6,26	50,7	0,001	0,12	0,07	0,02	0,24	0,00	0,23	0,03	0,07	0,25	12,0	$1,5.10^{-3}$	$<4,0.10^{-4}$	$3,6.10^{-3}$	$2,9.10^{-4}$
Mare	06/07/06	6,21	58,7	0,001	0,19	0,09	0,07	0,14	0,01	0,20	0,06	0,03	0,33	9,4	$3,6.10^{-2}$	$<4,0.10^{-4}$	$3,8.10^{-3}$	$3,4.10^{-4}$
FA (nuées)	21/06/06	6,51	88,3	0,000	0,29	0,19	0,02	0,31	0,00	0,26	0,02	0,13	0,36	-3,0	$1,1.10^{-3}$	$<4,0.10^{-4}$	$4,0.10^{-3}$	$6,6.10^{-4}$
FB (nuées)	21/06/06	6,28	55,9	0,001	0,20	0,11	0,01	0,18	0,00	0,17	0,01	0,10	0,17	-5,7	$<3,8.10^{-4}$	$1, 6.10^{-3}$	$3,4.10^{-3}$	$4,2.10^{-4}$
FC (nuées)	21/06/06	6,59	99,7	0,000	0,32	0,28	0,04	0,30	0,00	0,30	0,02	0,07	0,51	-1,7	$9,4.10^{-3}$	$<4,0.10^{-4}$	$3,8.10^{-3}$	$8,7.10^{-4}$
FF (nuées)	21/06/06	6,65	173,4	0,000	0,71	0,43	0,08	0,45	0,01	0,43	0,04	0,01	1,16	-1,0	$8,8.10^{-4}$	$1,5.10^{-2}$	$4,6.10^{-3}$	$1,3.10^{-3}$
FG (nuées)	21/06/06	6,45	120,2	0,000	0,40	0,30	0,06	0,37	0,01	0,31	0,02	0,01	0,77	-0,9	$8,4.10^{-2}$	$5,4.10^{-3}$	$4,0.10^{-3}$	$6,6.10^{-4}$
FH (laves)	21/06/06	6,04	102,9	0,001	0,30	0,23	0,01	0,34	0,00	0,41	0,01	0,32	0,15	0,3	$<3,8.10^{-4}$	$<4,0.10^{-4}$	$4,4.10^{-3}$	$9,2.10^{-4}$
Source lapilli	21/06/06	6,63	60,1	0,000	0,22	0,11	0,01	0,24	0,00	0,17	0,02	0,00	0,33	-5,0	$<3,8.10^{-4}$	$<4,0.10^{-4}$	$3,4.10^{-3}$	$5,3.10^{-4}$
P1 (lapilli)	29/06/06	6,10	88,2	0,001	0,51	0,10	0,05	0,10	0,00	0,28	0,09	0,07	0,33	0,9	$<3,8.10^{-4}$	$1,3.10^{-3}$	$3,8.10^{-3}$	$5,5.10^{-4}$
P11 (lapilli)	21/06/06	6,22	106,3	0,001	0,47	0,27	0,01	0,16	0,00	0,38	0,02	0,25	0,17	-5,1	$<3,8.10^{-4}$	$<4,0.10^{-4}$	$3,6.10^{-3}$	$5,0.10^{-4}$
P13 (lapilli)	21/06/06	7,64	280,0	0,000	2,61	0,17	0,06	0,13	0,00	0,39	0,33	0,00	3,01	11,1	$<3,8.10^{-4}$	$<4,0.10^{-4}$	$4,2.10^{-3}$	$9,5.10^{-4}$
P14 (lapilli)	21/06/06	6,14	68,8	0,001	0,26	0,13	0,05	0,15	0,00	0,29	0,07	0,01	0,16	-5,5	$<3,8.10^{-4}$	$1,6.10^{-3}$	$3,0.10^{-3}$	$3,4.10^{-4}$
P15 (lapilli)	29/06/06	6,24	170,8	0,001	1,13	0,16	0,14	0,11	0,00	0,35	0,18	0,15	1,19	9,6	$<3,8.10^{-4}$	$<4,0.10^{-4}$	$3,6.10^{-3}$	$2,0.10^{-3}$
P17 (lapilli)	30/06/06	5,98	448,0	0,001	3,51	0,41	0,10	0,21	0,00	0,55	0,30	0,42	3,07	0,9	$4,2.10^{-4}$	$<4,0.10^{-4}$	$4,6.10^{-3}$	$2,6.10^{-3}$
P18 (lapilli)	21/06/06	6,85	171,2	0,000	1,16	0,21	0,04	0,18	0,00	0,43	0,09	0,02	1,09	1,6	$<3,8.10^{-4}$	$1,4.10^{-2}$	$3,6.10^{-3}$	$6,8.10^{-4}$
P3 (lapilli)	21/06/06	6,36	154,5	0,000	1,10	0,11	0,07	0,11	0,00	0,23	0,49	0,02	0,64	-0,6	$<3,8.10^{-4}$	$6,0.10^{-4}$	$3,0.10^{-3}$	$7,4.10^{-4}$
P6 (lapilli)	21/06/06	6,49	111,9	0,000	0,59	0,15	0,07	0,14	0,00	0,34	0,09	0,03	0,45	-2,2	$<3,8.10^{-4}$	$1,4.10^{-3}$	$4,0.10^{-3}$	$6,6.10^{-4}$
P12 (laves)	30/06/06	6,45	125,2	0,000	0,56	0,30	0,03	0,28	0,00	0,32	0,04	0,14	0,64	-1,3	$3,3.10^{-3}$	$2,1.10^{-3}$	$3,8.10^{-3}$	$8,4.10^{-4}$
Pérou amont	21/06/06	6,56	61,8	0,000	0,21	0,11	0,01	0,25	0,00	0,18	0,03	0,01	0,33	-4,0	$<3,8.10^{-4}$	$<4,0.10^{-4}$	$3,6.10^{-3}$	$5,5.10^{-4}$
Pérou aval	21/06/06	6,67	72,7	0,000	0,26	0,14	0,02	0,28	0,00	0,18	0,03	0,01	0,43	-4,2	$<3,8.10^{-4}$	$<4,0.10^{-4}$	$3,6.10^{-3}$	$6,3.10^{-4}$
Chutes Féfé	21/06/06	6,75	74,4	0,000	0,27	0,14	0,02	0,27	0,00	0,18	0,03	0,01	0,45	-3,2	$<3,8.10^{-4}$	$<4,0.10^{-4}$	$3,4.10^{-3}$	$6,3.10^{-4}$
Source Féfé	21/06/06	6,62	71,9	0,000	0,27	0,14	0,02	0,26	0,00	0,17	0,03	0,00	0,44	-3,9	$<3,8.10^{-4}$	$<4,0.10^{-4}$	$3,6.10^{-3}$	$6,0.10^{-4}$

Tableau 4-4 Origine possible des éléments majeurs et traces.

Elément	Processus de minéralisation				Marqueurs peu (-), assez (X), et très (X) prépondérants				
	Origine pluie	Origine minérale	Origine anthropique	Processus redox	Interaction eau-roche	Anthropique global	Anthropique localisé	Zone humide	Peu discriminant
Ca	-	plagioclase $(Na,Ca)Al_2Si_2O_8$	- amendements calciques (1t an^{-1} ha^{-1}) - traces et plateformes remblayées en calcaire	-	X	X	-	-	-
Mg	-	pyroxènes $(Mg,Fe)SiO_3$	fertilisants ($MgSO_4$)	-	X	X	-	-	-
K	-	feldspaths alcalins KalSi3O8	fertilisants type NPK	-	-	X	-	-	-
Na	oui	plagioclase $(Na,Ca)Al_2Si_2O_8$	apports de $NaBO_2$	-	X	-	-	-	-
NH_4	-	-	indirectement des fertilisants NPK	oui	-	-	-	X	-
Cl	oui	-	- fertilisants KCl - javel (NaClO) par rejets depuis les hangars	-	-	X	-	-	-
SO_4	-	-	- fertilisants $MgSO_4$ - sulfate d'alumine utilisé dans le bac de trempage des hangars d'emballage pour la floculation du latex de banane	-	-	-	X	-	-
NO_3	-	-	fertilisants NPK	-	-	-	X	-	-
HCO_3	oui	-	- amendements calciques (1t an^{-1} ha^{-1}) - traces et plateformes remblayées en calcaire	oui	-	-	X	X	-
Fe	-	pyroxènes $(Mg,Fe)SiO_3$	-	oui	X	-	-	X	-
Mn	-	minéraux manganésifères	-	oui	-	-	-	X	-
B	-	-	Apports de ($NaBO_2$)	-	-	-	-	-	X
Sr	-	-	- amendements calciques (1t an^{-1} ha^{-1}) - traces et plateformes remblayées en calcaire ; (Sr entre dans la structure des carbonates par substitution avec les ions Ca^{2+})	-	-	-	X	-	-

Le Tableau 4-4 synthétise l'ensemble des origines possibles, sur le site de Féfé, pour les éléments analysés. La pluie est essentiellement chargée en Na et Cl, mais le signal HCO_3 issu des poussières calcaires d'origine saharienne (transport éolien) doit aussi être considéré (Tableau 4-3). Les minéraux les plus représentés dans le volcanisme andésitique sont les plagioclases, les feldspaths alcalins, le quartz et les pyroxènes. La culture de banane sur la zone de Féfé est fortement utilisatrice d'intrants autant au niveau des pesticides, que des fertilisants NPK et des amendements calcaires pour des sols acides. L'impact éventuel dû aux rejets issus des hangars d'emballage des bananes et des porcheries doit être évalué localement. Les exploitations agricoles modifient aussi le milieu par la construction de chemins agricoles qui en Basse-Terre, île volcanique, sont remblayés avec du calcaire concassé provenant des carrières de la Grande Terre, île calcaire. Le Tableau 4-4 synthétise pour chaque élément les types de marqueurs auxquels ils sont rattachés. Les principaux marqueurs de la minéralisation des eaux sont : Na et Ca marqueurs des interactions eau-roche, Cl et Ca marqueurs des apports anthropiques globaux, NO_3 et SO_4 marqueurs des apports anthropiques localisés, et NH_4, Fe et Mn marqueurs des zones humides.

4.4.2 Variabilité des éléments

L'analyse de la variabilité des concentrations à l'aide des boîtes à moustaches (Figure 4-10) permet de donner une vision globale de la géochimie du système et d'identifier les sites atypiques par rapport à la distribution des concentrations de chaque élément. La conductivité électrique à 25 °C (CE) varie entre 51 (Source laves) et 448 µS cm^{-1} (P17) avec une moyenne de 130 µS cm^{-1}. Le site P17 présente une CE anormalement élevée. Les points de prélèvements les plus conducteurs (CE > 150 µS cm^{-1}) sont P17, P13, Ravine aval mare, Ravine amont, FF, P15, P18 et P3. Les eaux les moins conductrices (CE < 75 µS cm^{-1}) sont celles de la rivière Pérou, des Sources et Chutes Féfé, des Sources lapilli et laves, de la mare, P14 et FB. Tous les éléments sont présents au sein de tous les échantillons analysés mis à part Fe, Mn et Sr. Sr est uniquement inférieur au seuil de détection au sein de l'échantillon de pluie et Fe et Mn ne sont détectés que sur les sites de la mare, FF, FG, FC, P12 et P18. Les deux éléments dont la concentration est la plus forte sont Ca et HCO_3 alors que NH_4 est le plus faiblement représenté. NH_4, Mn et Fe sont les trois éléments caractéristiques d'un milieu réducteur (Figure 4-10), dont la distribution est la plus dissymétrique (la moyenne est supérieure au 3ème quartile) et donc pour lesquels les valeurs atypiques auront une influence importante.

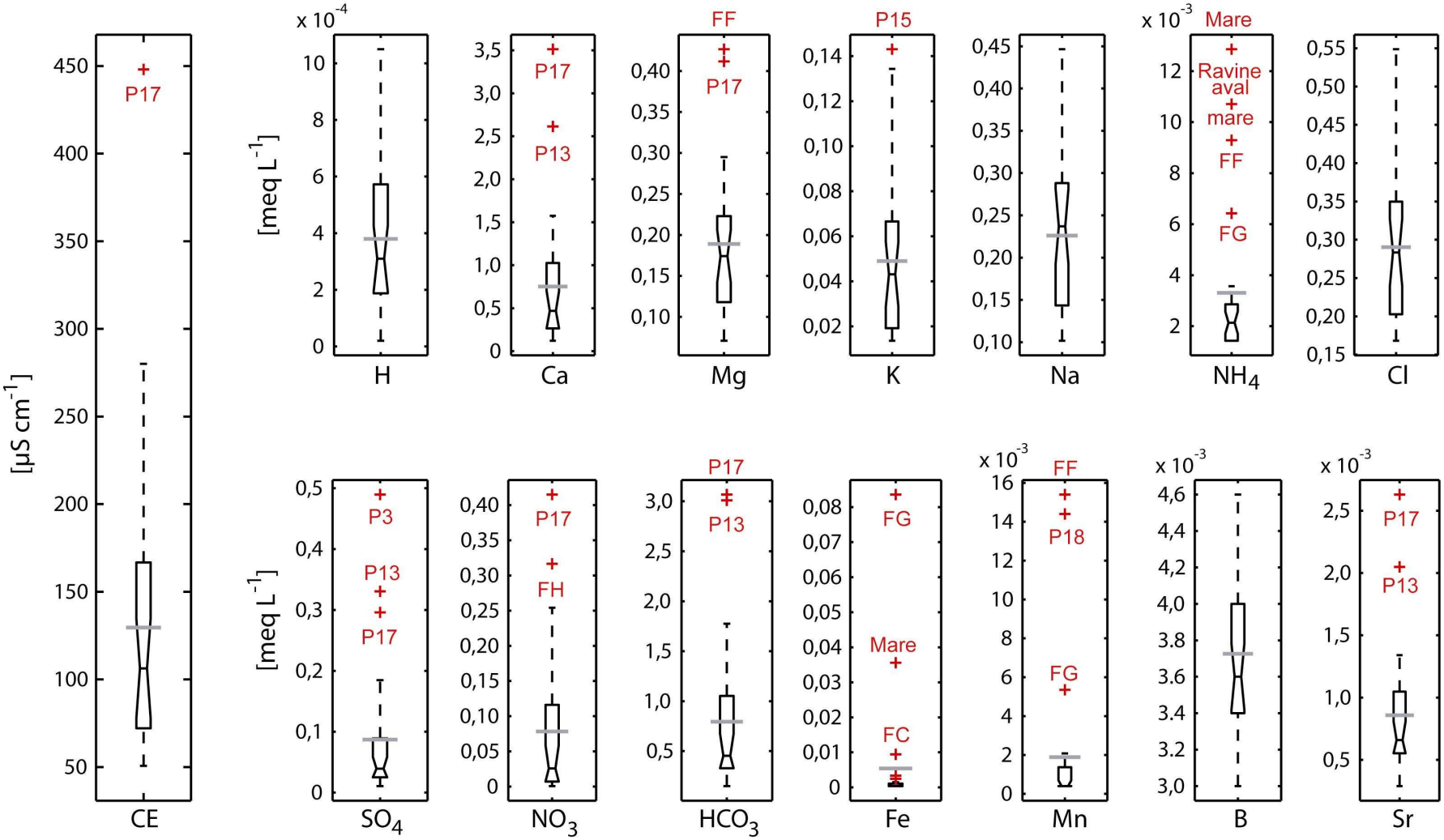


Figure 4-10 Distribution de la conductivité électrique CE et des concentrations de chaque élément.

Les boîtes indiquent le minimum, le premier quartile, la médiane, le troisième quartile, et le maximum ; — représente la moyenne et + indique les valeurs qui dépassent de 1,5 fois l'écart interquartile.

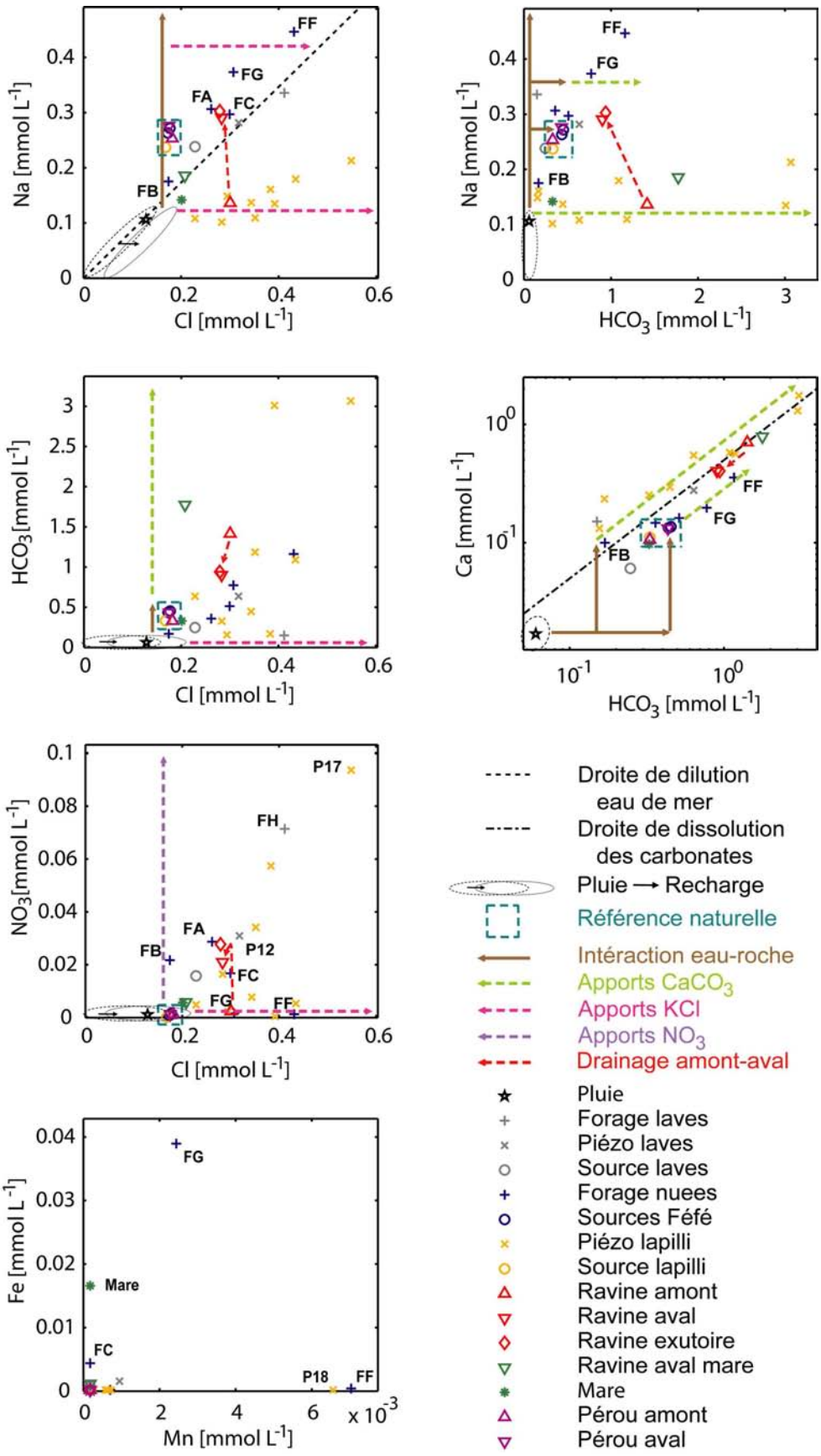


Figure 4-11 Diagrammes binaires entre les principaux marqueurs de la minéralisation des eaux pour tous les sites de prélèvements en eau de surface et souterraine.

4.4.3 Identification de compartiments géochimiques

Les « compartiments géochimiques » sont mis en évidence à partir de diagrammes binaires (Figure 4-11). Sur ces diagrammes ont été représentés le signal « pluie », qui constitue le signal d'entrée du système, ainsi que le signal « recharge », l'élément conservatif Cl constituant le signal de référence des entrées pour les eaux souterraines. En effet, du fait de l'évapotranspiration (31 % de la pluie annuelle pour une année moyenne), le signal en chlorure de l'eau qui contribue à la recharge des aquifères est enrichi d'un facteur d'environ 4/3 par rapport à l'eau de pluie. Six compartiments géochimiques sont ainsi identifiés :

i) Le compartiment « temps de résidence de référence » et « naturel » regroupe les échantillons prélevés sur la rivière Pérou, le système des sources Féfé et la source lapilli. Ce groupe peut être défini comme « référence naturelle » car le site Pérou amont, situé dans le Parc Naturel, est a priori protégé de toute pollution anthropique (cf. diagramme $N0_3$ vs. Cl, Figure 4-11). Les eaux du site « Pérou amont » peuvent être utilisées pour qualifier de manière relative les temps de résidence au sein des autres compartiments. Plus en aval, la rivière Pérou se minéralise et montre une composition chimique très similaire à celle du système des sources Féfé (diagramme Na vs. HCO_3 et Ca vs. HCO_3, Figure 4-11).

ii) Le compartiment « court temps de résidence » regroupe l'ensemble des piézomètres lapillis et FB, pour lesquels le temps de résidence est plus court que la référence décrite ci-dessus et pour lesquels l'influence anthropique est le processus principal de la minéralisation des eaux (diagramme Na vs. Cl, Figure 4-11). Le taux de minéralisation dû aux apports anthropiques est très variable selon les sites, comme le montrent les concentrations en Cl, en NO_3 ou en HCO_3 (diagramme NO_3 vs. Cl et HCO_3 vs. Ca, Figure 4-11), qui dépendent directement des pratiques culturales. Les deux piézomètres extrêmes sont FB, qui ne subit qu'une influence anthropique très limitée (seulement enrichi en NO_3, mais préservé des apports en Cl, SO_4, K), du fait de sa position en bordure de parcelle, et P17 très enrichi en l'ensemble des éléments apportés du fait notamment de sa proximité du hangar d'emballage situé au nord-ouest de la zone d'étude.

iii) Le compartiment « long temps de résidence » regroupe FH et P12 dans les laves et FA et FC dans les nuées ardentes à l'aval du bassin, pour lesquels le temps de résidence est significativement plus long que la référence choisie et pour lesquels l'influence anthropique est marquée. Au sein de ce compartiment, dans les laves qui forment le relief nord du bassin, le temps de résidence augmente du bas de versant à faible profondeur (P12) vers le haut de versant à grande profondeur (FH) (diagramme Na vs. Cl, Figure 4-11). Ceci confirme la chenalisation des flux mise en évidence dans le réservoir des laves par le traitement du signal et les informations géologiques. Il n'y a pas d'effet de versant qui, via les lignes de courant plus profondes, conduirait à l'apparition d'eaux plus anciennes en bas de versant. Malgré sa profondeur, FH est plus enrichi en Cl et NO_3 que P12 (diagramme CL vs. NO_3, Figure

4-11), ce qui indique la présence de flux verticaux des lapillis (P17 par exemple, qui est le site le plus minéralisé) vers les laves.

iv) Le compartiment « très long temps de résidence » regroupe FF et FG, situés dans les nuées ardentes en amont du bassin, où le temps de résidence est le plus long pour le secteur de Féfé et où l'influence anthropique est nettement marquée (diagramme Na vs. Cl, Figure 4-11). Le temps de résidence est plus long en FF qu'en FG, ce qui peut éventuellement s'expliquer par une contribution plus importante d'eau provenant de la partie amont du réservoir des nuées ardentes pour FG. L'influence anthropique est également plus forte en FF qu'en FG (diagramme Ca vs. HCO_3, Figure 4-11) et met en évidence des flux verticaux depuis les lapillis ; il est notable que le site P13 situé à l'aplomb de FF est beaucoup plus enrichi en éléments d'origine anthropique (Ca, HCO_3, Cl ou K) que le site P14 situé à l'aplomb de FG. Le diagramme Mn vs. Fe (Figure 4-11) montre que les processus redox sont plus évolués en FG (présence de Mn et Fe) qu'en FF où il n'y a pas de trace de réduction des oxydes de fer. Ce constat va dans le sens d'un confinement plus important des eaux du compartiment FG. Au vu de ces différences, il est bien confirmé que FF et FG évoluent chacun dans une unité distincte des nuées ardentes.

v) La source des laves est caractérisée par un temps de résidence similaire à celui de la « référence naturelle » et par une minéralisation anthropique peu marquée pour tous les éléments (Cl, HCO_3, K, SO_4), sauf NO_3 (diagramme CL vs. NO_3, Figure 4-11). Ainsi, les eaux drainées par cette source semblent être d'origine superficielle (moindre minéralisation qu'aux forages des laves FH et P12) et issues d'un impluvium peu étendu, car très peu concerné par les apports anthropiques. Ces eaux résultent très vraisemblablement de transferts hypodermiques au toit de la formation des laves et localisés uniquement au droit du glissement de terrain qui a décapé les lapillis et qui n'est pas cultivé.

vi) Les eaux de la mare présentent globalement un temps de résidence court (identique à celui des lapillis), une très faible influence anthropique (faible charge en NO_3, Cl, SO_4) et des caractéristiques d'un milieu réducteur (diagramme Fe vs. Mn, Figure 4-11). La mare recueille en effet les eaux peu minéralisées de la source des laves et semble donc, à l'image de celle-ci, ne pas être alimentée par des eaux provenant des lapillis.

La ravine de Féfé montre, de l'amont vers l'aval, une augmentation de la minéralisation des eaux (augmentation des interactions eau-roche) et une diminution des apports d'origine anthropique (diagramme Na vs. HCO_3, Figure 4-11). Ainsi, en amont du bassin les eaux de la ravine ont la même signature que celle du réservoir des lapillis, alors qu'à l'aval elles ont une signature plus proche de celle des nuées ardentes et des laves.

4.5 Révision du premier modèle conceptuel

Les apports de l'approche hydrochimique sont globalement en bonne cohérence avec les résultats issus de l'approche géologique et hydrodynamique. Des différences apparaissent néanmoins, notamment sur l'origine des eaux des sources Féfé. Un schéma conceptuel révisé est donc élaboré sur cette base (Figure 4-12).

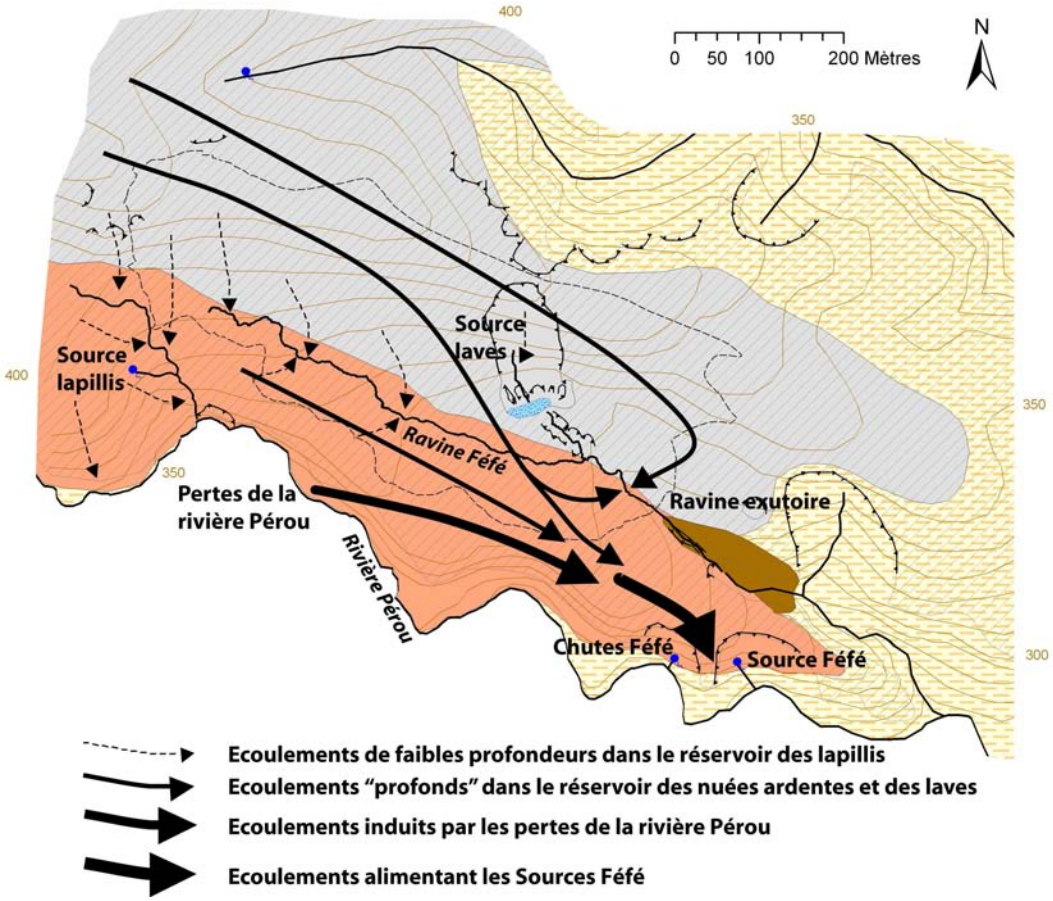


Figure 4-12 Schéma conceptuel révisé représentant les écoulements souterrains sur le site de Féfé.

4.5.1 Les hypothèses validées

Les résultats convergents concernent essentiellement la compartimentation en rapport avec la géologie : compartimentation verticale entre les lapillis et leur substratum (nuées ardentes et laves, dont le caractère confiné est confirmé) dans la partie amont du site, compartimentation verticale et/ou latérale interne aux laves d'une part et aux nuées ardentes d'autre part.

La formation des lapillis, qui recouvre la quasi-totalité du site étudié sur quelques mètres d'épaisseur, abrite un aquifère superficiel où le temps de résidence court et la forte minéralisation des

eaux due aux apports anthropiques montrent respectivement un renouvellement des eaux rapides (faible rapport stock/recharge au sein de cet aquifère) et un fort impact des pratiques culturales.

Les eaux des laves qui forment le relief ne se différencient pas géochimiquement de celles s'écoulant au sein des nuées ardentes situées au sein de la partie aval du bassin. Le renouvellement des eaux est plus lent que dans les lapillis et l'impact anthropique, bien que marqué localement, y est plus tamponné.

En amont du bassin, les nuées ardentes semblent déconnectées de l'aquifère des laves ; les nuées ardentes apparaissent comme compartimentées latéralement et captives sous les lapillis ; ce confinement n'empêche néanmoins pas des transferts verticaux d'éléments chimiques, très vraisemblablement par percolation.

4.5.2 Les hypothèses non validées

Les résultats divergents concernent principalement les exutoires des aquifères des laves et des nuées ardentes.

Premièrement, la signature géochimique de la « Source des laves » montre que celle-ci draine des eaux superficielles peu minéralisées. Elle ne constitue donc pas l'exutoire de l'aquifère des laves. Ceci implique l'existence d'écoulements des laves vers les nuées ardentes, au sein de la partie aval du bassin, en cohérence avec l'absence de différenciation des signatures géochimiques de ces deux réservoirs.

Deuxièmement, les Sources Féfé ont une signature très proche de celle de la rivière Pérou (Pérou amont). Compte tenu de leur important débit et de la structure géologique du site, ceci suggère la présence, à leur amont, de pertes significatives des eaux de surface de la rivière Pérou qui alimentent la partie aval de l'aquifère des nuées ardentes. En effet, si les sources Féfé constituaient l'exutoire exclusif du réservoir des nuées ardentes, elles présenteraient une plus forte minéralisation, similaire à celle des forages situés à l'aval du bassin. Le débit de la rivière Pérou en amont du bassin (très supérieur à celui des sources Féfé) est tout à fait compatible avec l'existence de pertes partielles pouvant expliquer la quasi totalité du débit des sources Féfé. Le bassin versant souterrain d'alimentation des sources Féfé (hors bassin versant topographique de la rivière Pérou) est donc beaucoup plus restreint que ne pouvaient le suggérer les seules données de débit des sources et la structure géologique générale (extension des nuées ardentes sur plusieurs kilomètres en amont du site de Féfé). Néanmoins, au vu de la structure géologique du bassin et notamment de la présence d'affleurements du substratum à l'Est, la source Féfé semble constituer l'unique exutoire du réservoir local des nuées ardentes, des laves (par l'intermédiaire des nuées ardentes pour ces dernières) et des lapillis (à l'exception des écoulements de surface évacués par la ravine Féfé).

4.6 Discussion et conclusion

Un bassin expérimental bien représentatif du milieu volcanique de type andésitique, en contexte tropical humide et insulaire, a ici fait l'objet d'une approche hydrologique pluridisciplinaire. Ce travail permet d'apporter des éléments sur la structure et sur les déterminants au fonctionnement hydrogéologique des systèmes volcaniques andésitiques. Le site étudié apparaît comme bien représentatif de ces environnements car il comprend les deux principaux types de formations géologiques existant en contexte andésitique : les laves et les pyroclastites.

Les résultats obtenus montrent l'importance du rôle des écoulements souterrains et des interactions eaux de surface / eaux souterraines dans un tel contexte. Au sein de formations géologiques relativement perméables telles que les nuées ardentes peu altérées, l'infiltration vers les aquifères concerne environ 60 % des pluies efficaces en année moyenne. Un schéma conceptuel cohérent de la structure et du fonctionnement hydrologique et hydrogéologique du site a été proposé. Il montre notamment que les sources Féfé ne peuvent pas être considérées comme l'exutoire représentatif du seul bassin versant souterrain des principales formations aquifères identifiées (laves et nuées ardentes), des pertes de la rivière Pérou constituant une part importante de leur débit. Par conséquent, il semble difficilement envisageable, compte tenu du facteur de dilution induit par ces pertes de la rivière Pérou, d'utiliser les sources Féfé pour procéder à des bilans de flux et de masse (dans le cas de polluants d'origine agricole par exemple), à l'échelle du site expérimental de Féfé. Ces travaux montrent par ailleurs le caractère relativement hétérogène, sur le plan hydrogéologique, des formations volcaniques de type andésitique. Cette hétérogénéité est mise en évidence à l'échelle locale, c'est-à-dire interne à une formation (caractère polyphasé de la mise en place d'une formation géologique), et à l'échelle du bassin du point de vue des différentes formations géologiques mises en place au sein de paléovallées emboîtées.

Sur le plan méthodologique, ce travail montre l'efficacité d'une méthode d'approche pluridisciplinaire, pour la caractérisation de la structure et du fonctionnement de ces systèmes. D'abord, il s'agit d'une reconnaissance géologique et hydrogéologique de terrain, s'appuyant notamment sur une approche géomorphologique et sur la définition du contexte hydrogéologique des principales émergences et la quantification des flux en étiage (débit aux émergences et au sein des ravines). La reconnaissance par forages constitue bien entendu un élément important de validation du modèle géologique, mais n'apparaît néanmoins pas indispensable en première approche compte tenu de l'existence d'affleurements en quantité suffisante dans ces contextes volcaniques à reliefs importants. Ensuite, les essais hydrauliques en forage et le traitement du signal appliqué aux séries temporelles de pluviométrie et de piézométrie permettent d'élaborer, sur la base de la structure géologique, un premier schéma de fonctionnement qui détermine la géométrie des compartiments hydrogéologiques et les principaux processus mis en jeu. Enfin, une approche hydrogéochimique, basée principalement sur des analyses des éléments majeurs et de quelques éléments traces, réalisées

sur des prélèvements effectués aux principaux points représentatifs (exutoires principalement), permet de renforcer le schéma conceptuel et de caractériser les connexions entre les compartiments mis en évidence.

Ce type d'approche peut être fortement recommandé, notamment dans des contextes à fortes variétés lithologiques, pour établir un schéma de fonctionnement hydrogéologique de bassin. Son application est également complémentaire d'une approche hydrologique de surface dans le cas de bassins versants sur substrats perméables pour lesquels le bilan global montre un fort déficit en souterrain.

CHAPITRE 5 : TRANSPORT D'UN NÉMATICIDE DANS LES EAUX DE SURFACE ET DE NAPPES SUR UN BASSIN VERSANT VOLCANIQUE TROPICAL

RÉSUMÉ

L'objectif de cet article est d'identifier les mécanismes de contamination par le nématicide cadusafos [*S*,*S*-di-*sec*-butyl *O*-ethyl phosphorodithioate] des compartiments d'eau et de sol aux échelles du sous-bassin et du bassin versant. Le site d'étude est le petit bassin versant bananier de Féfé (17,8 ha) situé en Guadeloupe en région volcanique sous un climat tropical humide. La démarche est un suivi sur une centaine de jours des flux hydriques en surface et en souterrain et des concentrations dans les andosols et dans les eaux de surface à l'échelle d'une parcelle de 2 400 m² et à l'échelle du bassin versant, ainsi que dans les eaux de nappe. Deux campagnes d'épandage ont été réalisées en 2003 sur 40 % du bassin et en 2006 sur 12 %. Les résultats montrent à l'échelle de la parcelle que la forte rétention dans l'horizon A limite le transport du cadusafos par ruissellement, alors que la plus faible rétention de la molécule dans l'horizon B favorise la percolation vers la nappe superficielle. Le changement d'échelle de la parcelle au bassin révèle une forte ré-infiltration du nématicide dans le réseau hydrographique, ce qui tamponne les pics de concentration en ruissellement à l'exutoire du bassin. Deux périodes de contamination sont observées à l'exutoire du bassin correspondant à deux mécanismes de contamination distincts : une période à pics (de moins de 30 jours) où le transport est événementiel et lié aux épisodes pluvieux, et une période chronique où le transport est continu et issu du drainage de la nappe superficielle. Le bilan sur 80 jours indique que 2/3 des exportations de cadusafos se produisent lors de la période chronique. Finalement, la comparaison des taux de contamination durant les deux campagnes de 2003 et 2006 semble confirmer la forte variabilité des mécanismes de contamination en relation avec les hétérogénéités des processus hydrologiques au sein du système.

5.1 Introduction

En Amérique Latine, en Caraïbes ou encore à Hawaii, le contexte côtier et insulaire s'avère fragile du point de vue de l'impact environnemental des pollutions agricoles auxquelles sont attribuées les dégradations des ressources littorales telles que la qualité de l'eau, la flore et la faune (Kammerbauer et Moncada, 1998; Rawlins *et al.*, 1998; Li *et al.*, 2001; Castillo *et al.*, 2006). Dans ces régions tropicales où les pluies sont abondantes et les sols très perméables, les plantations de banane sont à l'origine de nombreux problèmes sanitaires et de l'installation de pollutions chroniques sur les ressources en eau à l'échelle du bassin versant (Henriques *et al.*, 1997; Castillo *et al.*, 2000; Beaugendre et Edmond-Mariette, 2005). Dans ce contexte, l'étude de la dispersion des produits épandus nécessite alors de caractériser les mécanismes de contamination des différents compartiments d'eau de surface et souterraine, en relation avec les processus hydrologiques.

En zone tropicale, les pluies abondantes sous de fortes intensités génèrent des flux très importants au sein des systèmes hydrologiques. Les andosols majoritairement répartis sous ce climat tropical sont riches en matière organique et ont des propriétés physico-chimiques particulières (Dahlgren *et al.*, 2004). Ils se caractérisent par une capacité d'échange cationique et anionique variable selon le pH (Wada et Okamura, 1980; Wada, 1989) qui influe sur la mobilisation des éléments solubles (Sansoulet, 2007). Ces sols appréciés pour leurs qualités agronomiques sont largement cultivés de manière intensive sous les tropiques. Dans ce contexte où peu d'études permettent d'appréhender les risques en matière de pollution du milieu, se pose la question des mécanismes de contamination du sol et des compartiments d'eau.

Pour ce faire, il faut travailler aux deux échelles de la parcelle agricole et du bassin versant. Les parcelles sont les unités d'application dans les exploitations agricoles et l'échelle du bassin est l'unité de gestion de la ressource et de l'étude de la dispersion des molécules dans l'environnement. Dans d'autres contextes pédoclimatiques, des travaux ont porté sur l'étude du transport de pesticides en changement d'échelle de la parcelle au bassin versant (Ng *et al.*, 1995; Williams *et al.*, 1995; Louchart *et al.*, 2001). Les résultats ont montré notamment la forte variabilité spatiale des processus de transport et des quantités de molécules exportées dans les eaux de surface à l'échelle du bassin (Donald *et al.*, 1998; Jaynes *et al.*, 1999). Par ailleurs, d'autres études révèlent également que les interactions nappe-rivière peuvent être le moteur de pollutions chroniques des cours d'eau (Squillace *et al.*, 1993; Wang et Squillace, 1994; Fenelon et Moore, 1998). Aussi, dans le but d'identifier la dispersion des pesticides au sein d'un agrosystème, il est nécessaire de réaliser un suivi sur toutes les composantes du cycle de l'eau : le ruissellement à la parcelle, à l'exutoire du bassin, ainsi que les nappes.

Dans ce contexte, l'objectif de cet article est d'identifier les mécanismes de contamination des compartiments de sol et d'eau sur un bassin versant agricole situé en région volcanique sous climat

tropical. Le suivi d'un nématicide, le cadusafos [*S,S*-di-*sec*-butyl *O*-ethyl phosphorodithioate], utilisé comme traceur va permettre également de mieux caractériser les chemins de l'eau au sein du système et d'identifier les déterminants de la pollution dans ce contexte. Le site d'étude est le bassin versant bananier de Féfé (17,8 ha), situé sur l'île volcanique de Basse-Terre en Guadeloupe. Les andosols qui couvrent le bassin sont très infiltrants (Cattan *et al.*, 2006; Charlier *et al.*, accepté) (voir Chapitre 3) et riches en matière organique assurant une forte adsorption (Sansoulet *et al.*, 2007). Les propriétés d'échange de ces sols ont été déterminées pour le nématicide cadusafos par Lazrak (2006) qui a noté une adsorption supérieure dans l'horizon organique hA et une lixiviation plus importante dans l'horizon hB sous-jacent. En parcelles plantées en banane, le couvert de la plante redistribue la pluie au sol et modifie le partage ruissellement/infiltration à l'échelle locale. Ainsi, la forte concentration de la pluie au pied du bananier a deux effets concomitants : une augmentation des flux de percolation en aval du bananier (Cattan *et al.*, 2007b) et une augmentation du ruissellement à l'échelle de la plante (Cattan *et al.*, 2007a). Pour caractériser la variabilité spatiale et saisonnière des processus de contamination, deux campagnes de suivis de la concentration en cadusafos dans les sols et les eaux en 2003 et 2006 ont été réalisées. En septembre 2003, période humide, l'épandage a été réparti de manière éparse sur l'ensemble des exploitations du bassin, couvrant environ 40 % de la surface. En juillet 2006, période sèche, l'épandage a été localisé sur le relief en amont du bassin. Le suivi de la concentration est effectué dans les sols à deux profondeurs (hA et hB) et dans les eaux aux échelles de la parcelle (2400 m²) et du bassin versant (17,8 ha) ainsi que dans huit piézomètres à différentes profondeurs (de 1,5 à 30 m). L'étude se déroule en trois étapes : i) étude de la persistance du cadusafos dans les andosols, ii) étude du transport à l'échelle de la parcelle par ruissellement et par percolation vers la nappe, iii) étude du transport à l'échelle du bassin versant lors des périodes de pollution à pics et chronique.

5.2 Matériel et méthodes

5.2.1 Site d'étude

Le bassin versant d'étude est le bassin de Féfé, d'une surface de 17,8 ha qui est situé sur l'île volcanique de la Basse-Terre en Guadeloupe (16°03'50''N, 61°37'12''W) (Figure 5-1). C'est un bassin montagneux dont l'altitude est comprise entre 318 et 432 m. Deux zones géomorphologiquement opposées le divisent dans sa longueur. La moitié nord est un versant avec de fortes pentes entre 26 et 60 % orientées vers le sud. La moitié sud est un court plateau de pente moyenne de 9 % qui est drainé en permanence par la ravine principale.

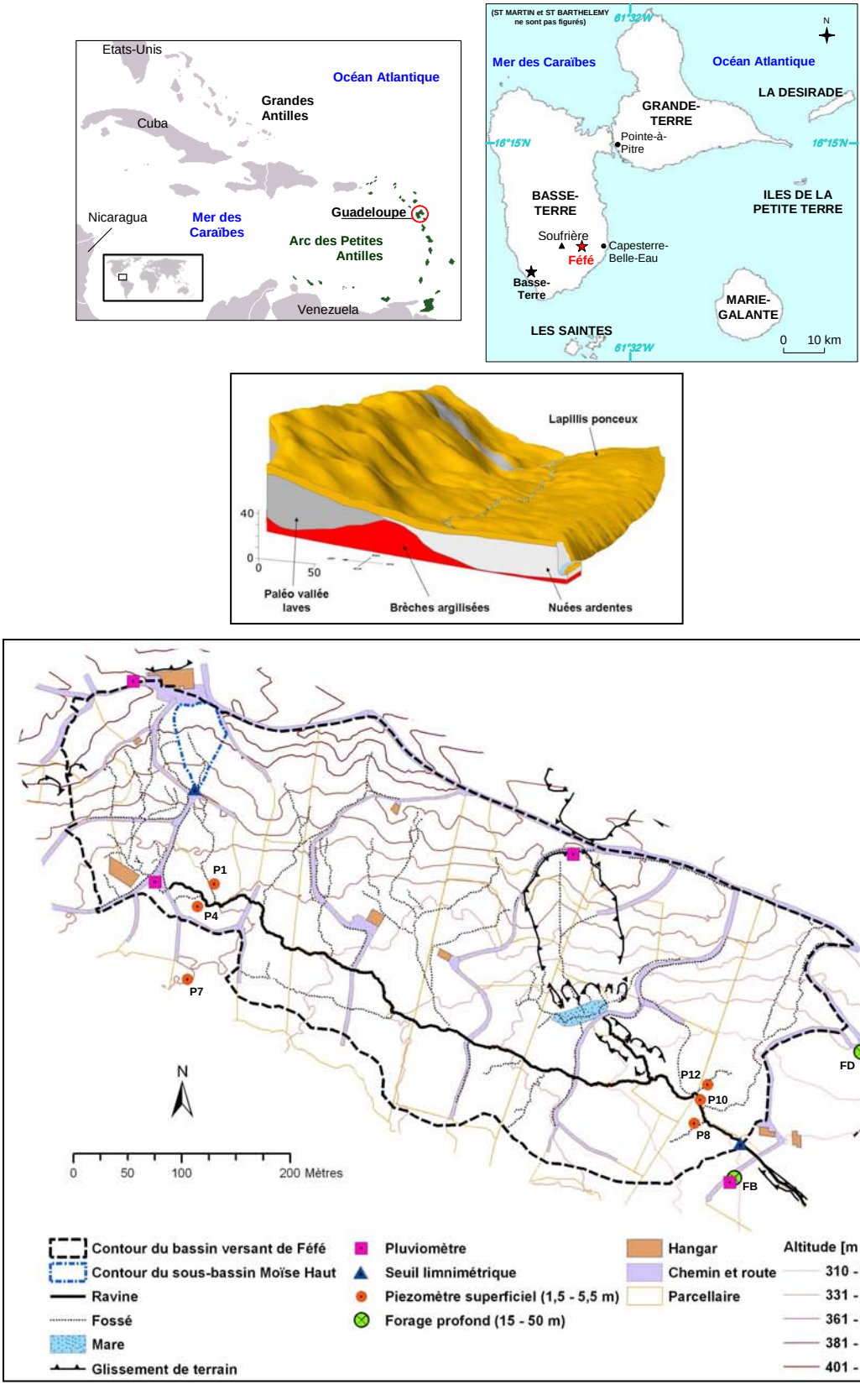


Figure 5-1 Situation de la Guadeloupe dans la Caraïbe (en haut à gauche) et localisation de Féfé sur l'île de la Basse-Terre (en haut à droite) ; structure géologique du bassin de Féfé mettant en évidence une formation des lapillis en couverture et des formations profondes de nuées ardentes et de laves sur un substratum argilisé (au centre) ; dispositif expérimental du bassin de Féfé (en bas).

Le bassin versant recoupe cinq exploitations bananières qui exploitent 55 % de la surface du bassin en banane (*Musa spp.*), 41 % en prairie, jachère et fleurs, et 4 % qui correspondent au réseau anthropique des routes, des plates-formes et hangars.

En Guadeloupe, le climat est tropical humide sous influence maritime et est marqué par deux types de saison : une saison sèche centrée sur février-mars et une saison des pluies de juillet à novembre. La pluie annuelle pour une année moyenne est de 4 200 mm environ sur Féfé.

Le contexte géologique du secteur de Féfé (Chapitres 2 & 4) est de type paléovallée, avec le remplissage, par des dépôts laviques et pyroclastiques, de deux anciennes vallées d'axe nord-ouest sud-est sur un substratum argilisé. En couverture, une formation de lapillis et de cendres recouvre le bassin sur une épaisseur de 4 à 8 m. Ainsi, les formations de nuées ardentes et de laves abritent un aquifère profond sur lequel se superpose un aquifère superficiel dans la formation des lapillis (Figure 5-1). Des études hydrogéologiques (Chapitre 4) ont montré que la ravine principale du bassin drainait l'aquifère superficiel ainsi que la nappe profonde sur l'aval du bassin. La nappe profonde est rechargée en partie par percolation depuis la nappe superficielle. En période de crue, le ruissellement sur les versants est principalement hortonien (coefficients de ruissellement atteignant 35 % en parcelle de banane sur andosols guadeloupéens (Cattan *et al.*, 2006)) et est accentué sur les surfaces imperméables comme les routes, les plateformes et les hangars qui représentent 5 % de la surface totale du bassin.

Au niveau pédologique, l'altération des formations superficielles correspond à un sol de type umbric andosol (WRB, 2006) étudié en détail par Dorel *et al.* (2000). Les conductivités hydrauliques à saturation dans l'horizon A (hA) et dans l'horizon B (hB) sont respectivement de 30 et 40 mm h^{-1} (Charlier *et al.*, accepté) (voir Chapitre 3).

5.2.2 Mesures hydrologiques

La localisation des sites de mesure est montrée sur la Figure 5-1. Le volume des pluies est mesuré en quatre sites à l'aide de pluviomètres à augets de 0,2 mm (ARG100, Campbell Scientific, Shepshed, Leicestershire, UK). La pluviométrie moyenne est estimée en faisant la moyenne arithmétique des mesures enregistrées par les quatre pluviomètres.

Le ruissellement de surface est mesuré à l'exutoire du sous-bassin versant Moïse Haut dont le fossé collecte les eaux de deux versants plantées en banane sur une surface totale de 2 400 m². Les enregistrements limnimétriques sont réalisés au niveau d'un seuil en V d'angle 90° sur une hauteur de 24 cm à un pas de temps de deux minutes, par une sonde pressiométrique (Diver, Van Essen Instruments, Delft, NL).

Le ruissellement à l'exutoire du bassin est mesuré par une station hydrométrique composée d'un seuil composite en V d'angle 90° entre 0 et 50 cm de hauteur et surmonté d'un seuil rectangulaire de 195 cm de large entre 50 et 102,5 cm de hauteur. Le débit maximal mesurable par le seuil est d'environ 1 500 L s^{-1}. Pour les crues exceptionnelles dépassant la hauteur du seuil, la topographie à

l'exutoire épouse une forme trapézoïdale à partir de laquelle ont été calculés les débits extrêmes. Les enregistrements limnimétriques sont réalisés à un pas de temps de deux minutes par une sonde pressiométrique (PDCR1830, Campbell Scientific).

Six piézomètres superficiels (P1, P4, P7, P8, P10 & P12) situés entre 1,5 et 5 m de profondeur dans la formation des lapillis et deux piézomètres profonds (FB et FD) situés entre 15 et 30 m dans les formations des nuée ardentes et des laves sont suivis manuellement à une fréquence hebdomadaire. Ils se répartissent sur deux transects à l'amont et à l'aval du bassin versant.

5.2.3 Épandages

La molécule pesticide étudiée est le nématicide cadusafos [*S*,*S*-di-*sec*-butyl *O*-ethyl phosphorodithioate] qui est employé aux Antilles françaises pour la lutte contre les ravageurs du bananier, en particulier le nématode *Radopholus similis*. La banane étant une culture pérenne, il n'y a pas d'interruption de la période de production, ce qui conduit à des traitements en toute période de l'année. Il est classé comme très toxique et dangereux pour l'environnement d'après AGRITOX (2007). Deux études menées en contexte tropical antillais sur la dissipation du cadusafos sur andosols donnent des durées de demi-vie (DT50) allant de 9 à 15 ± 1 jour et des valeurs de coefficient de partage carbone organique/eau (Koc) se situant dans une gamme de 50 à 620 L kg^{-1} (Zheng *et al.*, 1994; Lazrak, 2006).

Les épandages de cadusafos (Rugby® 10G) sont réalisés suivant les pratiques des agriculteurs sur des parcelles cultivées en banane, à raison de 6 kg ha^{-1} de matière active. Le taux d'application en parcelles et les surfaces appliquées ont été contrôlés sur le terrain durant les épandages. Le Rugby® est épandu sous forme de granulés au pied du bananier.

Dans le but d'étudier la variabilité spatiale des mécanismes de contamination sur les processus de stockage et de transport, deux campagnes de suivi des concentrations de cadusafos sont réalisées. Les zones d'épandage sont localisées sur la Figure 5-2 et les quantités épandues ainsi que la durée du suivi sont synthétisées dans le Tableau 5-2. Dans la première campagne « 2003 », l'épandage a été réalisé entre le 03/10/2003 et le 21/10/2003 sur un ensemble de parcelles correspondant à 40 % de la surface du bassin ; le suivi s'étend du 03/10/2003 au 11/01/2004. Dans la seconde campagne « 2006 », l'épandage des parcelles a été réalisé le 05/07/2006 sur des parcelles localisées sur le relief amont et correspondant à 12 % de la surface totale ; le suivi s'étend du 05/07/2006 au 23/09/2006.

5.2.4 Échantillonnage

Pour étudier la dispersion du cadusafos dans les sols et les eaux après épandage, le suivi de la concentration a été effectué dans les deux horizons A et B du sol, dans les eaux de ruissellement à l'échelle du sous-bassin et à l'échelle du bassin, ainsi que dans les nappes.

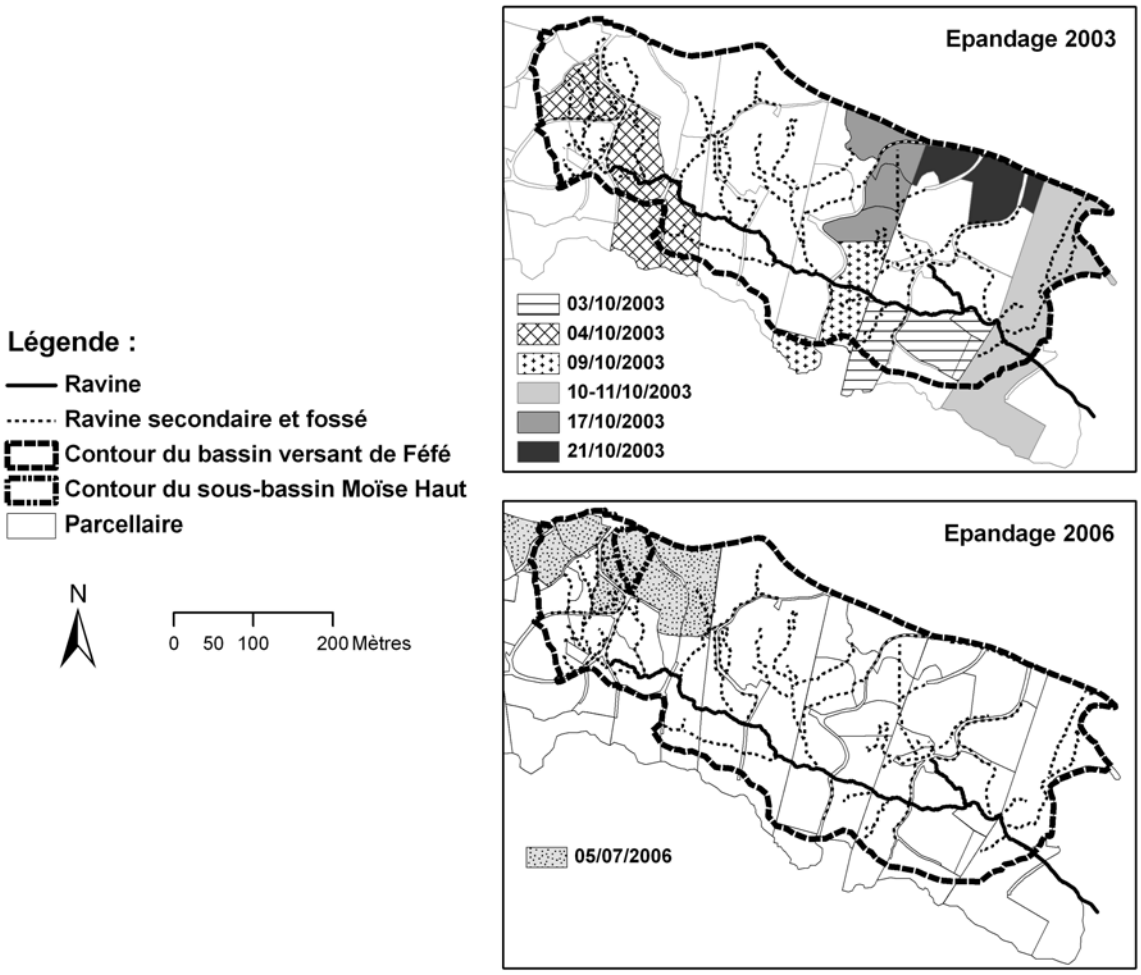


Figure 5-2 Zones et dates d'épandage pour les deux campagnes de 2003 et 2006.

5.2.4.1 Prélèvements dans les sols

En 2003, le prélèvement avant épandage est réalisé le 24/09/03 et les 3 prélèvements de suivi sont réalisés 10, 53 et 94 jours après épandage dans 9 parcelles réparties sur le bassin, de manière à couvrir l'amont et l'aval du bassin ainsi que le relief au nord et le plateau au sud.

En 2006, le prélèvement avant épandage est réalisé le 27/06/06 et les 3 prélèvements de suivi sont réalisés 5, 20 et 78 jours après épandage dans 4 parcelles réparties sur la zone d'épandage.

La terre est prélevée à l'aide d'une tarière manuelle. Un échantillon moyen est prélevé par parcelle. Il est composé de 20 prélèvements dont la répartition spatiale tient compte des pratiques culturales (épandage du cadusafos au pied de chaque bananier) et de la disposition des plants de banane (écartement moyen de 2,35 m entre chaque pied). Ainsi, 12 prélèvements sont réalisés dans l'inter rang, 4 entre les bananiers dans le rang, 2 au pied du bananier amont (à 30 cm), et 2 au pied du bananier aval (à 30 cm). Pour chaque parcelle suivie, deux échantillons sont réalisés chacun à une

profondeur de 0-20 cm dans l'horizon A et de 40-60 cm dans l'horizon B. Ces 20 échantillons sont ensuite mélangés. Une fraction d'environ 500 g est prélevée, puis congelée à –18°C avant expédition en glaciaire pour analyse.

Tableau 5-1 Dates, surfaces des deux épandages et dispositif de suivi hydrologique pour les deux campagnes 2003 et 2006.

Cam-pagnes	Date épandage	Surface	Quantité épandue	Suivi hydrologique			Suivi dans les sols	Durée du suivi dans les eaux	Durée du suivi dans les sols
[année]	[-]	[m²]	[kg]	Exutoire sous-bassin	Exutoire bassin	Piézo-mètres			
2003	03/10/03	15 200	9,13	non	oui	oui	oui	du 03/10/2003 au 11/01/2004 sur 100 jours	du 03/10/2003 au 05/01/2004 sur 94 jours
	04/10/03	10 700	6,43						
	09/10/03	6 400	3,83						
	10 et 11 /10/03	17 000	10,22						
	17/10/03	9 700	5,84						
	21/10/03	8 000	4,78						
	Total 2003	67 000	40,23						
2006	05/07/2006	19 400	11,64	oui	oui	non	oui	du 05/07/2006 au 23/09/2006 sur 80 jours	du 05/07/2006 au 21/09/2006 sur 78 jours

5.2.4.2 Prélèvements dans les eaux

a) Ruissellement à l'exutoire du sous-bassin Moïse Haut (2006)

L'eau est prélevée à l'exutoire du sous-bassin Moïse Haut en amont du V, à l'aide d'un préleveur automatique (préleveur 900 MAX, American SIGMA, Loveland, US) comprenant 12 flacons en verre préalablement rincés à l'eau distillée. L'eau échantillonnée est récupérée sur le terrain le lendemain des épisodes de crue. Chaque échantillon correspond à la moyenne d'une série d'au maximum 3 prélèvements pris pendant la crue selon le système de programmation suivant : un premier 2 minutes après le début de la crue ; les 2 autres à 5 puis 10 minutes d'intervalle. Basée sur les observations de chroniques pluie-débit à l'exutoire du sous-bassin, cette fréquence permet d'obtenir un prélèvement à chaque stade respectif de la montée de crue, du pic et de la décrue.

b) Ruissellement à l'exutoire du bassin versant de Féfé (2003 et 2006)

En 2003 : l'eau est prélevée à l'exutoire du bassin de Féfé, en amont du V, à l'aide d'un préleveur automatique (préleveur 900 MAX, American SIGMA, Loveland, US) comprenant 12 flacons en verre préalablement rincés à l'eau distillée. L'eau échantillonnée est récupérée sur le terrain tous les 2 ou 3 jours. Chaque flacon contient 6 prélèvements de 100 mL effectués à un intervalle régulier de 4 heures, ce qui correspond à un échantillonnage représentatif d'une journée. Une journée échantillonnée commence à 08h00 le matin. Du 27/09/03 au 07/12/2003, chaque flacon journalier a été sélectionné pour analyse. Du 08/12/2003 au 11/01/2004, un flacon moyen sur 3 jours a été constitué

et sélectionné pour analyse afin de limiter les coûts. De mauvais fonctionnements ont induit des pertes de données du 14/11/2003 au 30/11/2003, du 19/12/2003 au 22/12/2003, et du 05/01/2004 et 06/01/2004. Un échantillon d'eau avant épandage a été constitué par un mélange de prélèvements effectués sur 7 jours (du 19 au 25/09/2003).

En 2006 : l'eau est prélevée à l'aide d'un préleveur automatique (type Simplex Mini, ORI Abwassertechnik, Hille, D) comprenant 1 bocal en verre. Chaque jour, l'eau échantillonnée est récupérée sur le terrain. Chaque flacon comprend 6 prélèvements de 100 mL toutes les 4 heures et correspond à un échantillon représentatif d'une journée. Une journée échantillonnée commence à 11h00 le matin. Du 06/07/2006 au 21/08/2006, chaque flacon journalier est sélectionné pour analyse. Du 22/08/2006 au 08/09/2006, un flacon moyen sur 2 jours est réalisé et sélectionné pour analyse, puis du 09/09/2006 au 18/09/2006, un flacon moyen sur 3 jours est réalisé et sélectionné. Le prélèvement avant épandage est un échantillon moyen sur 7 jours (du 23 au 29/07/2006).

c) Piézomètres superficiels et forages (2003)

Les prélèvements en piézomètres et forages concernent uniquement la campagne de mesure 2003. L'eau est prélevée à l'aide d'une pompe manuelle pour les piézomètres superficiels et d'une pompe électrique pour les forages. Le matériel (tuyau et pompe) est systématiquement rincé à l'eau distillée, puis à l'eau de prélèvement avant échantillonnage. Du 10/10/2003 au 20/11/2003, la fréquence d'échantillonnage est hebdomadaire. Puis, du 20/11/2003 au 09/01/2004, la fréquence d'échantillonnage est bimensuelle. Le prélèvement avant épandage a été effectué le 26/09/03.

5.2.5 Méthode d'analyse en laboratoire

Les échantillons de sol et d'eau sont congelés à –18°C avant expédition en glacière pour analyse au Laboratoire d'Analyse des Sols d'Arras (INRA).

5.2.5.1 Dosage dans les sols

Les échantillons de sol sont décongelés sur paillasse avant dosage. Le calcul de l'humidité est réalisé par différence de poids avant et après étuvage, sur un sous échantillon de 30 g de sol frais mis à l'étuve à 105°C pendant une nuit. Cette humidité sera prise en compte pour le calcul de la teneur en cadusafos du sol. L'extraction est réalisée par de l'acétone pur, à l'aide d'un extracteur de type ASE Dionex (*Accelerated Solvent Extraction*), sur un sous échantillon de 20 g de sol frais homogénéisé. De l'hexadécane (keeper) est ensuite ajouté avant évaporation partielle rotative. L'extraction liquide/liquide est réalisée avec de l'hexane pur. De l'hexadécane pur est ensuite ajouté avant évaporation partielle rotative, puis évaporation totale sous léger flux d'azote. Le résidu sec est repris par 2 mL d'étalon interne dans l'hexane. Le dosage du cadusafos est réalisé par injection en chromatographie en phase gazeuse (CPG). Le dosage par CPG est réalisé à l'aide d'un chromatographe Varian 3400 équipé d'un injecteur split/slpitless, d'un détecteur thermoionique (TSD),

et d'une colonne Restek RTX 200 (15 m ; 0,53 mm ; 1 µm). Le gaz vecteur est de l'hélium et son débit est de 2 mL min^{-1}, la température du détecteur est de 290°C, celle de l'injecteur 260°C et le gradient du four de 150 à 250°C.

5.2.5.2 Dosage dans l'eau (extraction sur Phase Solide SPE)

Les échantillons d'eau sont décongelés à +4°C avant analyse. L'extraction du cadusafos dans l'eau est réalisée grâce à l'automate Autotrace Zymark pour Extraction Phase-Solide (SPE Solid Phase Extraction). Un échantillon aqueux de 200 mL est homogénéisé ; de faibles volumes de solvants organiques sont ajoutés pour l'élution de l'échantillon, puis de l'hexadécane (keeper). L'échantillon est placé dans l'évaporateur rotatif, pour évaporation partielle, puis sous léger flux d'azote pour évaporation totale. Le résidu est repris dans 2 mL d'étalon interne dans l'hexane. Enfin le dosage du cadusafos est réalisé par CPG avec le même matériel et dans les mêmes conditions chromatographiques que celui du sol.

5.2.6 Quantification de matière épandue et transportée

La limite de détection des teneurs en cadusafos dans les sols est de 0,5 µg kg^{-1} et dans les eaux de 0,01 µg L^{-1}. Une valeur nulle est attribuée pour les valeurs en dessous de ces seuils de détection. Ceci peut induire un biais significatif sur le calcul des quantités quand beaucoup d'échantillons ont leur concentration sous ce seuil, mais ce ne fut pas le cas dans cette étude.

La quantité de cadusafos épandue sur le bassin est calculée à partir du taux d'application de Rugby® en parcelle, soit 6 kg ha^{-1} de matière active, et des surfaces concernées par l'épandage. La quantité exportée sur une période échantillonnée est calculée en multipliant la concentration de l'échantillon représentatif de la période par le volume écoulé durant la période. A l'exutoire du sous-bassin au niveau duquel les échantillons collectés correspondent à une crue, la quantité exportée journalière est obtenue en intégrant les quantités correspondantes aux crues se produisant dans les mêmes 24 heures. A l'exutoire du bassin quand l'échantillonnage est journalier, la quantité exportée est directement calculée. Quand l'échantillonnage est moyenné sur 3 jours, la quantité journalière exportée est calculée au prorata des volumes écoulés journaliers sur la base de la quantité totale exportée sur les 3 jours.

5.3 Résultats

5.3.1 Caractéristiques des chroniques hydrologiques lors des deux campagnes d'épandage

Les deux campagnes d'épandage se sont déroulées lors de deux contextes pluviométriques contrastés :

- La campagne 2003 (Figure 5-3) s'est déroulée du 03 octobre 2003 au 11 janvier 2004 durant la saison cyclonique active et se caractérise par une pluviométrie élevée : cumul pluviométrique de 2 185 mm sur les 100 jours de suivi. Cette période correspond à une période de hautes eaux. Les intensités de pluie journalières varient de 0 à 132 mm j^{-1} et sont globalement fortes avec un tiers des jours pour lesquels le cumul pluviométrique dépasse 25 mm j^{-1}. Durant cette période, les débits moyens journaliers varient de à 2 à 125 L s^{-1} ; le coefficient de ruissellement à l'échelle de la crue varie entre 1 et 38 %. Le battement de la nappe superficielle (piézomètres P1 à P12) est inférieur à 1,9 m à des profondeurs comprises entre 0,6 et 3,4 m selon les sites. Le battement de la nappe profonde aux forages FD et FB est d'une amplitude respective de 2,7 et 13,4 m entre 22,6 et 5,8 m de profondeur.
- La campagne 2006 (Figure 5-4) s'est déroulée du 05 juillet au 23 septembre 2006 en début de saison cyclonique et a été caractérisée par une pluviométrie modérée, soit un cumul de 600 mm environ sur la période de suivi. Celle-ci correspond à une période de basses eaux. Les intensités de pluie journalières sont plus faibles qu'en 2003 : elles varient de 0 à 76 mm j^{-1} avec 5 jours sur 78 qui dépassent 25 mm j^{-1} de pluie. Le débit moyen journalier varie de 0,06 à 19,6 L s^{-1} ; le coefficient de ruissellement varie de 0 à 14 %.

5.3.2 Persistance du cadusafos dans les andosols

Les teneurs initiales en cadusafos dans le sol avant épandage sont faibles et comparables pour toutes les parcelles échantillonnées en 2003 et 2006 : pour l'horizon A (hA), les valeurs moyennes sont respectivement de 8 et 11 µg kg^{-1} en 2003 et 2006 ; pour l'horizon B (hB) elles sont de 1 et 4 µg kg^{-1}. Selon le suivi de bassin effectué préalablement aux campagnes d'épandage de 2003 et 2006, ces valeurs sont relatives à des traitements datant de plus de 3 mois et indiquent une persistance de la molécule dans le sol.

La Figure 5-5 montre l'évolution des concentrations en cadusafos pour hA et hB lors des deux campagnes de mesure. Les épandages font fortement augmenter les concentrations dans le sol : les concentrations maximales sont respectivement de 80 et 38 µg kg^{-1} pour hA en 2003 et 2006, et 28 et 13 µg kg^{-1} pour hB. Les pics observés sont simultanés pour les deux horizons ce qui suggère une migration rapide de la molécule en profondeur. Ce transport rapide est cohérent avec les vitesses d'infiltration élevées des andosols, dont rendent comptent les valeurs de conductivité hydraulique à saturation de respectivement 30 et 40 mm h^{-1} en moyenne mesurées sur le bassin pour hA et hB (Charlier *et al.*, accepté) (voir Chapitre 3).

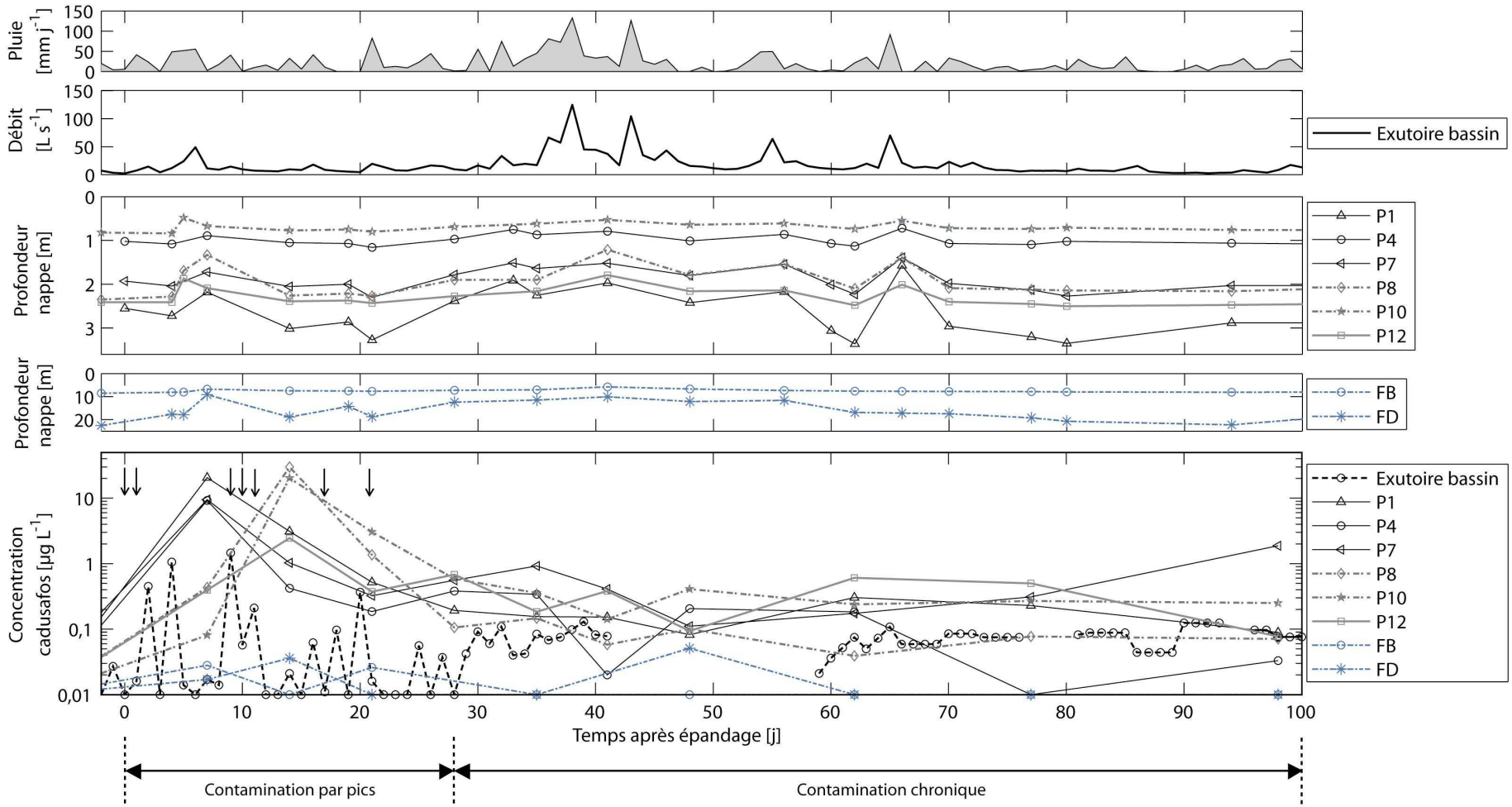


Figure 5-3 Campagne d'épandage 2003 (dates d'application ↓ entre le 03/10/2003 et le 21/10/2003) : chroniques de pluie, du débit à l'exutoire du bassin, de la piézométrie, et de la concentration en cadusafos.

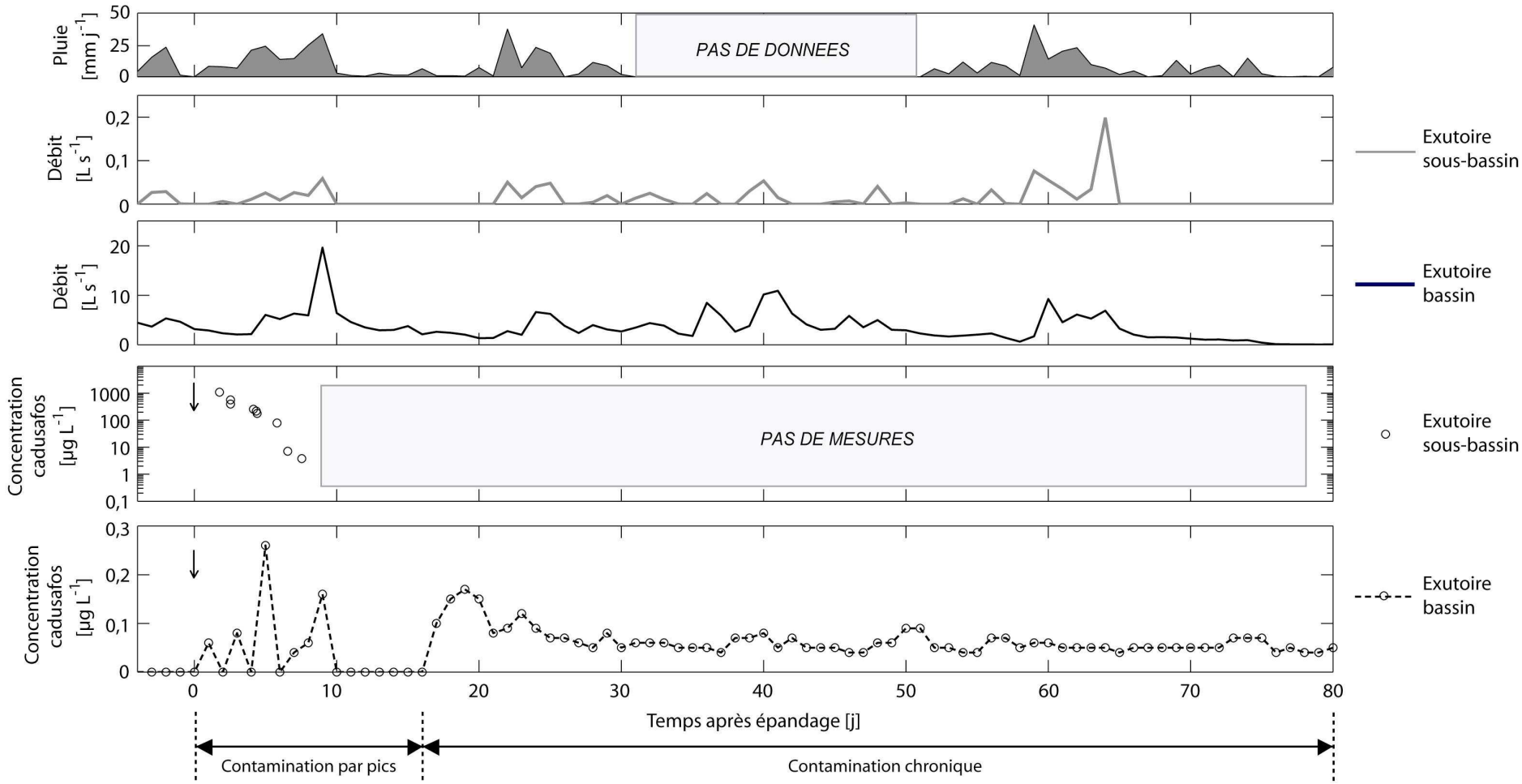


Figure 5-4 Campagne d'épandage 2006 (date d'application ↓ le 05/07/2006) : chroniques de pluie, des débits aux exutoires de la parcelle et du bassin, et de la concentration en cadusafos.

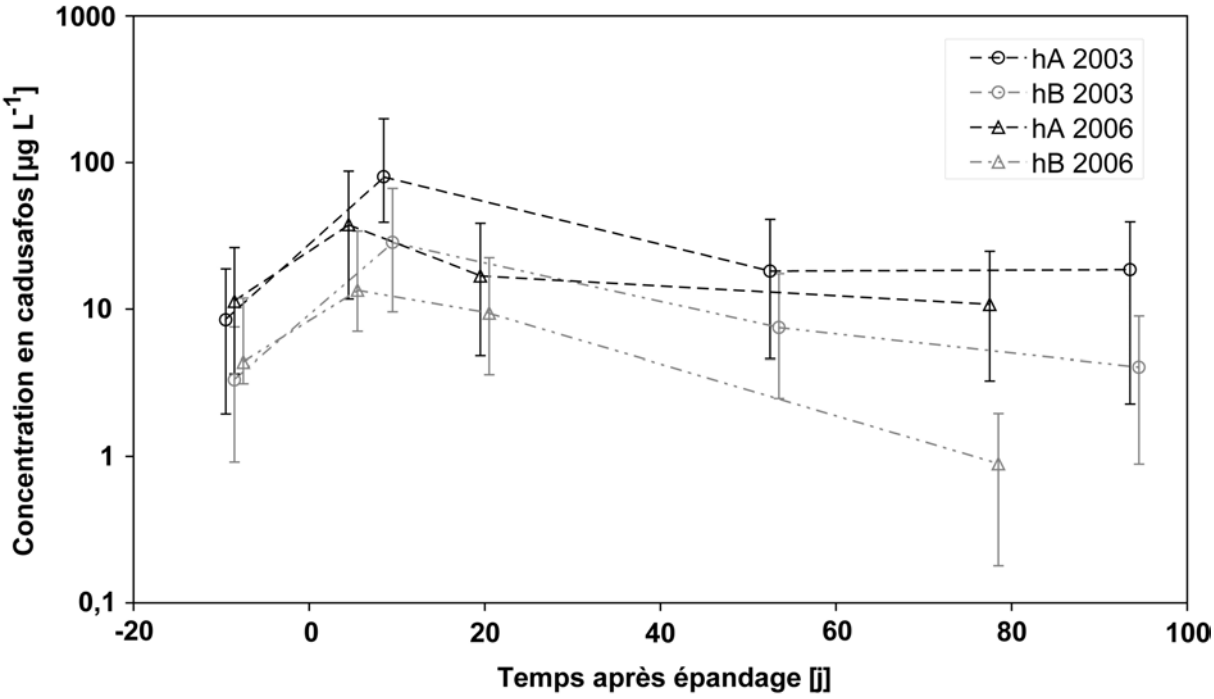


Figure 5-5 Concentration moyenne en cadusafos dans les horizons A (hA) et B (hB) des sols des parcelles épandues en 2003 et 2006.

Les barres d'erreur représentent ± 1 × l'erreur standard de l'estimation de la moyenne.

L'analyse de l'évolution des écarts de concentration entre hA et hB (Tableau 5-2) montre pour les deux années 2003 et 2006 que la concentration moyenne du pic (premier prélèvement après épandage) n'est pas significativement différente (test de Student au seuil de 5 %) entre les deux horizons, indiquant alors une fixation équivalente de la molécule une semaine après épandage. Entre 20 et 94 jours après épandage, l'écart des concentrations entre les deux horizons devient significatif, et montre alors une rétention moins forte du cadusafos pour hB. Ces résultats sont conformes à ceux obtenus par Lazrak (2006) à partir de courbes d'adsorption et de désorption réalisées en batch, qui montre une adsorption préférentielle de la molécule pour hA ainsi qu'une moindre désorption par rapport à hB.

La comparaison de l'évolution des concentrations dans les sols entre la période très pluvieuse de 2003 et la période moyennement pluvieuse de 2006 ne montre pas de différences statistiques significatives. Cela peut s'expliquer par une humidité du sol constamment proche de la saturation lors les deux périodes de suivi - malgré la différence de pluviométrie - qui assure un taux de dégradation similaire toute l'année.

Tableau 5-2 Ecarts de concentrations en cadusafos pour les horizons A (hA) et les horizons B (hB).

Année	Nombre de jours après épandage [j]	Ecart des moyennes hA - hB [mm h^{-1}]
2003	*-9*	*7,4**
	10	51,5
	53	10,7*
	94	14,5*
2006	*-8*	*6,9*
	5	24,3
	20	7,5
	75	9,9*

* indique un écart significatif à un niveau de probabilité de 5 % (test t de Student sur 2 échantillons indépendants).

5.3.3 Transport à l'échelle du sous-bassin et du piézomètre

5.3.3.1 Transport par ruissellement de surface

Globalement, les quantités de cadusafos exportées par ruissellement à l'échelle du sous-bassin représentent un taux de 6,4 g ha^{-1}, soit 0,1 % des quantités épandues en 2006. La concentration maximale est observée lors de la première crue, après épandage avec 1 100 µg L^{-1}, puis les concentrations chutent fortement lors des crues suivantes jusqu'à une valeur de 3,7 µg L^{-1} (Figure 5-4) indiquant que la quantité de matière active mobilisable diminue rapidement. La Figure 5-6 représente l'exportation cumulée de cadusafos et le volume ruisselé à l'échelle du sous-bssain en fonction du temps. On observe qu'indépendamment du volume ruisselé, 90 % des exportations de cadusafos sur la période échantillonnée se produisent au cours des 6 premiers jours après épandage (63 mm de pluie totale). En regard des quantités épandues, les faibles exportations de la molécule par ruissellement s'expliquent par trois mécanismes : i) les faibles coefficients de ruissellement à l'échelle de l'événement qui restent inférieurs à 6,4 % sur cette période, ii) la migration rapide dans les horizons profonds, iii) la dégradation rapide de la molécule (DT50 de 9 à 15 jours sur andosols (Zheng *et al.*, 1994; Lazrak, 2006)). Du fait de ces mécanismes, la molécule est rapidement soustraite au ruissellement de surface au profit des eaux d'infiltration.

5.3.3.2 Transport par drainage vers la nappe

La contamination de la nappe superficielle a été suivie en 2003 à partir des piézomètres (P1 à P12) situés sur des parcelles où a eu lieu l'épandage. La dynamique de contamination est globalement similaire pour l'ensemble des piézomètres. Tout d'abord, une valeur maximale est observée pour le premier prélèvement 6 à 7 jours après épandage, avec un pic de concentration moyen de 15,34 (+/- 10,02) µg L^{-1}. Ensuite, deux semaines après ce pic, la concentration baisse pour atteindre une valeur relativement stationnaire comprise entre 0,01 et 1,88 µg L^{-1}, centrée sur 0,29 µg L^{-1}. Cette dynamique commune à tous les piézomètres superficiels s'explique par l'existence de processus de

percolation relativement homogènes et rapides (moins d'une semaine) au sein du réservoir superficiel. Ces résultats sont cohérents avec des vitesses de percolation assez élevées dans les horizons profonds du sol (40 mm h^{-1}) et l'absence de discontinuité hydraulique dans le réservoir superficiel (Charlier *et al.*, accepté) (Chapitre 3 et Chapitre 4).

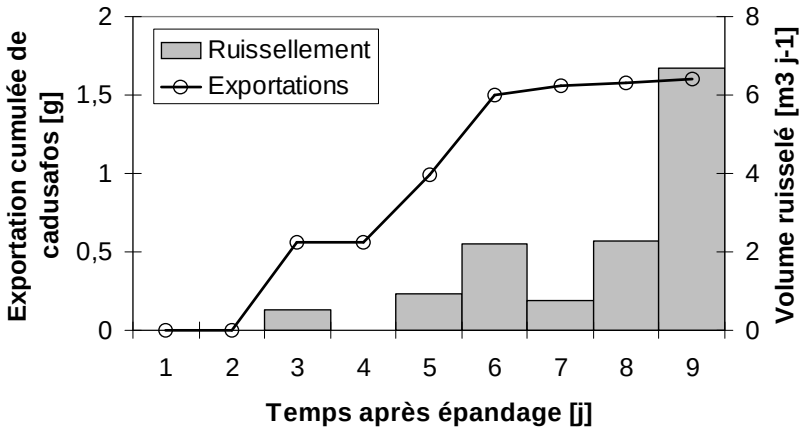


Figure 5-6 Exportation de cadusafos par ruissellement à l'échelle du sous-bassin (Campagne 2006).

En ce qui concerne la nappe profonde, on observe deux pics de concentration en forage (FB et FD) (valeur maximale de 0,05 µg L^{-1}) très proches de la limite de détection. Ces faibles concentrations nous empêchent d'étayer des hypothèses plus précises quant à la contamination des eaux profondes observée dans ces forages (environ 8 et 20 m de profondeur pour FB et FD) mais témoigne néanmoins des risques de contamination de la nappe profonde. Pour les deux piézomètres, la molécule devient indétectable 6 semaines après épandage. La faible contamination de la nappe profonde est sans doute à l'origine du pic plus faible enregistré pour le piézomètre P12 (2,45 µg L^{-1}) qui est le seul piézomètre recoupant le réservoir superficiel et atteignant le réservoir profond. Comme le piézomètre P10 situé uniquement dans le réservoir superficiel et localisé sur la même parcelle témoigne d'un pic 10 fois plus élevé, on suppose alors que la contribution de l'aquifère profond au piézomètre P12 tamponne le pic de concentration.

5.3.4 Transport à l'échelle du bassin versant

5.3.4.1 Deux périodes de pollution : par pics (lors des crues) et chronique (par drainage de la nappe)

En 2003 et 2006, à l'exutoire du bassin, on distingue deux périodes d'après la chronique des concentrations en cadusafos : une période de pollution dominée par des crues avec des pics de pollution suivie d'une période de pollution stabilisée, dite chronique (Figure 5-3 et Figure 5-4). La période de pollution par pic dure 28 jours en 2003 et 16 jours en 2006. Les pics de concentration

dépendent de la disponibilité de la molécule et du volume pluviométrique. Durant cette période, l'exportation de cadusafos est événementielle et atteint la concentration maximale de 1,5 µg L^{-1} en 2003 et de 0,26 µg L^{-1} en 2006. La période de pollution chronique se caractérise par une concentration relativement constante à l'exutoire de la ravine autour de respectivement 0,09 µg L^{-1} et 0,06 µg L^{-1} en 2003 et 2006. On observe nettement l'instauration de la pollution chronique en 2006 (Figure 5-4) à compter du 17^{ième} jour après épandage, pendant des jours sans crue aux échelles du sous-bassin et du bassin ; l'accroissement de la concentration atteignant un pic de 0,17 µg L^{-1} est engendré uniquement par le drainage de la nappe.

Au terme de 78 jours de suivi, l'exportation via l'exutoire du bassin est de 1,8 g ha^{-1} (0,03 % du total épandu) en 2003 et de 0,8 g ha^{-1} (0,01 % du total épandu) en 2006. En 2003, période de hautes eaux, les exportations lors des périodes à pics puis chroniques représentent 0,6 puis 1,2 g ha^{-1} ; en 2006, période de basses eaux, les mêmes exportations représentent 0,25 puis 0,6 g ha^{-1}. Cet écart relativement marqué va dans le sens d'une augmentation des exportations avec une augmentation des volumes pluviométriques, et donc une augmentation des flux au sein du système. Enfin, sur la période de mesure, la pollution événementielle est bien inférieure en quantité à la pollution chronique. Sur le long terme, la pollution chronique apparaît être le phénomène majeur de contamination de l'environnement.

5.3.4.2 Transport durant la période de contamination par pic

L'analyse simultanée des concentrations en sortie de sous-bassin et en sortie de bassin en 2006 (Figure 5-4) montre que la période de contamination par pic à l'exutoire est contingente de celle du transport par ruissellement à l'échelle du sous-bassin. Le caractère événementiel du ruissellement explique logiquement la variabilité des concentrations enregistrées à l'exutoire. Cependant on observe une dilution importante entre les deux échelles, les concentrations maximales étant près de 4 000 fois supérieures au sous-bassin par rapport à l'exutoire. Pour comparer les deux échelles, on a calculé sur un pas de temps journalier les quantités cumulées de cadusafos exportées par voie de ruissellement de surface en sortie de parcelles épandues, et par voie de ruissellement à l'exutoire du bassin. Les quantités théoriques de cadusafos exportées depuis les parcelles épandues ont été calculées en extrapolant les résultats obtenus sur le sous-bassin Moïse Haut de 2 400 m² à l'ensemble des parcelles où un épandage a été réalisé (soit 19 400 m²), c'est à dire en multipliant par 19 400 / 2 400 = 8,08. Les quantités de cadusafos exportés à l'exutoire du bassin ont été calculées à partir des mesures de concentration et de débit. La Figure 5-7 présente sur un suivi de neuf jours les deux courbes cumulées d'exportation via le ruissellement sur l'ensemble des parcelles épandues et via le ruissellement à l'exutoire du bassin. Le rapport entre les courbes varie d'un facteur 50 à 200 environ et suggère une très forte réinfiltration du cadusafos dans le réseau hydrographique avant d'atteindre l'exutoire du bassin. De plus, les deux courbes ne sont pas parallèles, ce qui suggère un transport retardé entre la

parcelle et le bassin. Ces résultats plaident pour un fort tamponnement du processus de ruissellement de surface à l'échelle du bassin versant, cohérent avec les conditions d'infiltration mesurées. Ils suggèrent également qu'il n'y a pas d'exportation par la nappe à court terme.

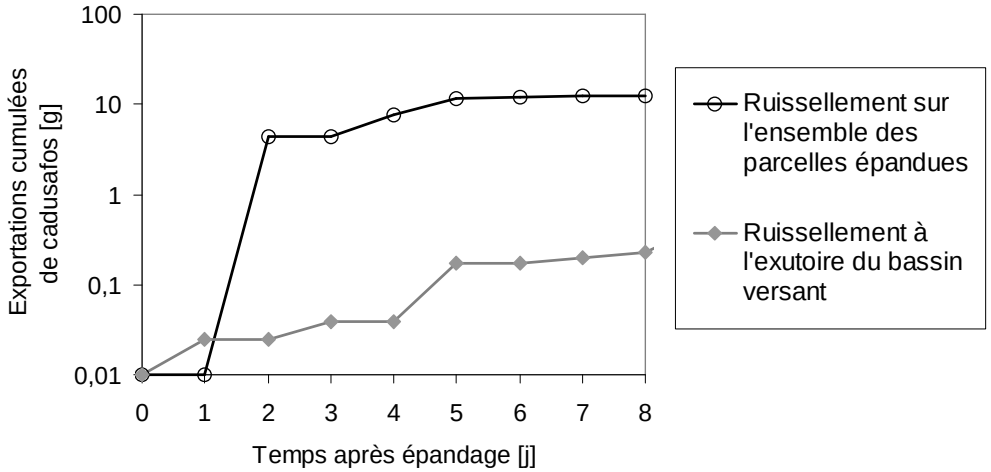


Figure 5-7 Exportation cumulée de cadusafos par ruissellement sur l'ensemble des parcelles épandues et à l'exutoire du bassin (Campagne 2006).

5.3.4.3 Transport durant la période de contamination chronique

Au cours des périodes de pollution chronique de 2003 et 2006, soit 29 jours après épandage pour la campagne 2003, et 17 jours après épandage pour la campagne 2006, on observe que les quantités de cadusafos exportées à l'exutoire sont proportionnelles (les exposants des fonctions puissances ajustées pour les deux années ne sont pas significativement différents de 1) au volume écoulé pour les jours avec crue comme pour les jours d'étiage (Figure 5-8).

Pour les jours avec crue, l'écoulement à l'exutoire résulte d'un mélange entre processus de drainage de nappe et processus de ruissellement de surface. Pour les jours d'étiage, seule la nappe alimente la ravine et contribue donc au transport de pesticides. La proportionnalité des exportations de cadusafos au volume écoulé montre que le processus de transport dominant est le drainage de la nappe contaminée. Elle va dans le sens d'une faible contribution directe du ruissellement de surface aux écoulements à l'exutoire du bassin (absence de phénomène de dilution). Cette constatation est en accord avec les résultats précédents portant sur une forte réinfiltration des eaux de ruissellement de surface dans le réseau hydrographique. Ainsi, la nappe superficielle joue ici, du fait de sa pollution, le rôle d'une source de contamination pérenne alimentant l'exutoire et se traduisant par un processus continu de transport de polluant qui caractérise l'instauration d'une contamination chronique.

Nous avons vu que la relation entre volume écoulé et exportation de cadusafos sur la Figure 5-8 est linéaire pour les deux années 2003 et 2006. Alors que la surface d'épandage en 2006 est près de quatre fois plus petite que la surface d'épandage en 2003, les quantités exportées à l'exutoire du bassin sont identiques pour des volumes écoulés équivalents (entre 120 et 1 000 m^3 j^{-1} de volume écoulé sur la

Figure 5-8). Ceci montre dans un premier temps que la nappe est le processus dominant de contamination des eaux de surface et que son inertie est considérable. Dans un second temps, le versant nord en amont du bassin de Féfé, qui est la zone la plus éloignée, serait une source de contamination de la ravine à l'exutoire plus importante que la zone aval du bassin où a principalement eu lieu l'épandage de 2003. Une explication réside dans l'existence de pertes de la nappe superficielle à l'aval du bassin ; ces pertes peuvent être latérales vers le sud-est à l'aval, ou verticale en percolation profonde vers l'aquifère profond. De plus, le fait que l'instauration de la pollution chronique soit deux fois plus rapide en 2006 (16 jours contre 28 jours en 2003) appuie également cette hypothèse d'une forte variabilité spatiale des mécanismes de contamination des eaux de surface.

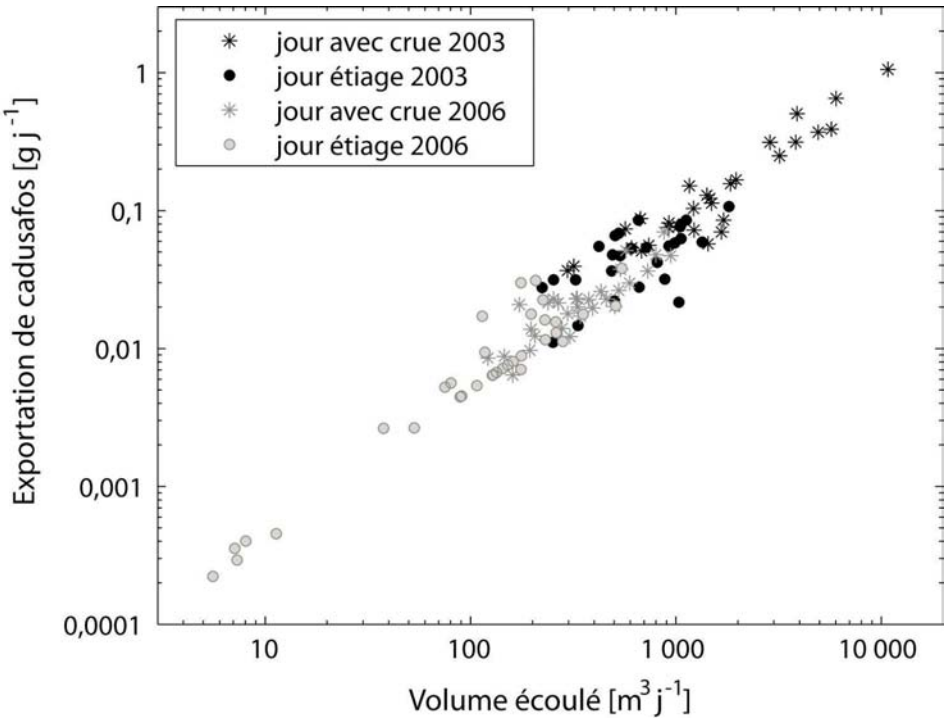


Figure 5-8 Exportation de cadusafos en 2003 et 2006 par ruissellement à l'exutoire du bassin en période de pollution chronique.

5.4 Discussion

Dans un bassin versant cultivé en région volcanique tropicale, nous nous sommes intéressés aux mécanismes de contamination des compartiments d'eau et de sol par un nématicide, le cadusafos. La variabilité spatiale des mécanismes de contamination a été mise en évidence au niveau des écoulements de surface et souterrains, et reflète les caractéristiques hydrologiques d'un système volcanique perméable et hétérogène en profondeur. L'absence de différence de contamination de l'eau et du sol entre les deux périodes de mesure à cumul pluviométrique différent est à rattacher au climat

tropical humide qui assure aux sols antillais un état proche de la saturation toute l'année, même en cas de pluviométrie faible par rapport à la moyenne.

Nos observations à l'échelle du sous-bassin versant mettent en évidence un premier mode de contamination des eaux par le ruissellement de surface, de type hortonien. La majeure partie des exportations par ce processus se produit pendant les premiers événements pluvieux suivant l'application. Ce phénomène est très largement observé à cette échelle pour différents types de pesticides sous d'autres climats (Lennartz *et al.*, 1997; Donald *et al.*, 1998; Louchart *et al.*, 2001; Leu *et al.*, 2004). Dans notre cas, la charge exportée est globalement faible, représentant moins de 0,1 % du total épandu sur la parcelle et semble être associée à la dissolution des granules lors des premiers jours suivant l'épandage. Contrairement à d'autres bassins où la persistance de la molécule à la surface du sol permet sa re-mobilisation plusieurs mois après (Leonard, 1990; Louchart *et al.*, 2001), la rétention du cadusafos dans l'horizon A des andosols semble limiter les exportations en ruissellement de surface une semaine après application.

Parallèlement, la forte capacité d'infiltration des andosols va favoriser la contamination de l'horizon B ainsi que des nappes. Nos résultats montrent que la contamination des eaux par le cadusafos concerne majoritairement la nappe superficielle par rapport aux eaux de surface à l'exutoire du bassin, avec des concentrations 10 fois plus élevées une semaine après épandage et 2,5 fois plus élevée au terme de 80 jours de suivi. Les très faibles valeurs de concentration mesurées en forage dans la nappe profonde montrent la séparation qui existe entre un compartiment superficiel exposé à une contamination rapide et forte (pic de concentration moyen atteignant 15 $\mu g\ L^{-1}$ dans les lapillis) et un compartiment profond peu ou pas concerné par le transport de pesticides (forages FD et FB dans les laves et les nuées ardentes). Cette compartimentation est généralement liée aux discontinuités géologiques (Fenelon et Moore, 1998). Dans le cas de notre bassin d'étude un niveau argileux observé à la base de la formation des lapillis pourrait jouer ce rôle de filtre.

Les concentrations relevées dans les nappes sont en rapport avec les quantités mobilisables à partir du sol. En effet, si on considère un coefficient de distribution *Kd* de 30 $L\ kg^{-1}$ observé pour ces sols (Lazrak, 2006) et des concentrations moyennes à 10 et 50 jours de 30 et 15 $\mu g\ kg^{-1}$ en surface pour hA et de 30 et 5 $\mu g\ kg^{-1}$ à 40 cm de profondeur pour hB, la concentration du cadusafos dans les eaux décroîtrait de 1 à 0,5 $\mu g\ L^{-1}$ entre 10 et 50 jours après épandage pour les eaux en contact avec hA (c'est-à-dire les eaux de ruissellement de surface) et de 1 à 0,17 $\mu g\ L^{-1}$ pour celles en contact avec hB (c'est-à-dire les eaux de drainage vers la nappe). L'hystérésis de désorption étant élevé pour ces sols (Lazrak, 2006), ces valeurs sont sans doute surestimées. Au vu des concentrations observées dans le ruissellement à la parcelle (baisse de 1 100 à 3,7 $\mu g\ L^{-1}$ en 9 jours) et dans la nappe superficielle (pic à 15,34 $\mu g\ L^{-1}$ et stabilisation de la concentration autour de 0,29 $\mu g\ L^{-1}$), on en déduit que : i) les valeurs élevées de concentration dans les eaux de ruissellement lors des premières crues ne peuvent provenir uniquement du contact avec hA et proviennent donc probablement d'une dissolution immédiate des granules du produit après épandage, et ii) les valeurs de concentrations dans la nappe superficielle

deux semaines après épandage sont cohérentes avec une hypothèse de pollution résiduelle par lixiviation de hB des andosols.

L'analyse des concentrations à l'exutoire du bassin fait apparaître une pollution par pic de la ravine de Féfé par ruissellement de surface qui laisse place 3 à 5 semaines après épandage à une pollution chronique par drainage de la nappe contaminée. Les concentrations maximales en 2003 et 2006 sont de 1,5 et 0,26 µg L^{-1} lors des premières pluies après épandages et la concentration mesurée en période de pollution chronique se situe entre 0,09 et 0,06 µg L^{-1}. Ces concentrations sont dans la gamme de celles données par Castillo *et al.* (2006) pour les eaux d'un canal drainant 12 ha d'une plantation bananière au Costa Rica : soit de 0,17 à 0,48 µg L^{-1} durant une semaine après l'épandage et des valeurs au dessus de 0,02 µg L^{-1} un mois après. A une échelle plus large dans le bassin de Suerte au Costa Rica (38 200 ha avec 15 % de la surface en bananeraies), les concentrations sont également comparables, soit des valeurs comprises entre 0,10 et 1,00 µg L^{-1} selon le site d'échantillonnage (Castillo *et al.*, 2000). Ces résultats vont dans le sens d'une pollution du milieu sur de larges étendues et témoignent de la persistance de la molécule dans les eaux de surface plusieurs mois après épandage.

Les deux périodes de contamination, par pics et chronique, mettent en évidence deux processus de transport distincts souvent observés (Wang et Squillace, 1994; Fenelon et Moore, 1998; Garmouma *et al.*, 1998) : une dynamique rapide événementielle suivant les épisodes pluvieux et une dynamique lente et continue durant les périodes de basses eaux. Pour les deux campagnes 2003 et 2006, la part des exportations de cadusafos entre période à pic et période chronique est de 1/3 et 2/3 sur un suivi de 78 jours. Ce résultat diffère de celui obtenu lors d'une autre étude réalisée sur le bassin de Roujan dans le sud de la France où la contribution du débit de base à l'exportation d'herbicides est mineure en comparaison avec les exportations lors des crues (Louchart *et al.*, 2001). Une explication de cette différence de comportement est attribuée aux propriétés hydrodynamiques du sol qui contrôlent en grande partie les processus d'écoulement et notamment le partage ruissellement/infiltration et donc la part du transport par ruissellement de surface et celle par drainage de la nappe.

De façon pratique, dans certaines études où la pollution des eaux est majoritairement issue du ruissellement de surface, une des solutions pour limiter la pollution en ravine est de favoriser l'infiltration à l'aval des parcelles (bandes enherbées par exemple) ou dans le réseau hydrographique. Dans le cas de Féfé, nous avons vu que la réinfiltration du ruissellement en parcelle et dans le réseau hydrographique tamponne le pic en ravine mais on peut supposer que ce processus aggraverait la pollution de la nappe superficielle et donc de la ravine in fine. Aussi, la seule issue envisageable est la diminution des surfaces d'épandage et/ou du taux d'application en parcelle.

5.5 Conclusion

L'objectif de ce travail était d'identifier les mécanismes de contamination des compartiments de sol et d'eaux par le nématicide cadusafos de l'échelle de la parcelle au bassin versant. L'étude met en

évidence l'incidence environnementale d'épandage de produits pesticides liés à l'activité agricole dans les conditions d'un climat aux précipitations abondantes, de sols très infiltrants à forte teneur en matière organique. Dans ce sens, la capacité des andosols sur le bassin d'étude à fixer la molécule de cadusafos en surface a favorisé l'établissement d'un stock de pesticide pouvant se libérer progressivement.

Le premier résultat important est la mise en évidence du rôle des vitesses de transfert élevées dans le réservoir superficiel qui favorisent l'infiltration au détriment du ruissellement de surface. En conséquence, les pesticides sont entraînés au-delà des horizons de surface, ce qui aboutit à la contamination de la nappe superficielle. Cette contamination résulte en l'apparition d'une pollution chronique qui suggère une inertie considérable de la nappe et qui représente la majorité des quantités de polluant exportées.

Un second résultat est que les compartiments d'eau contaminés reflètent la structure géologique du bassin de Féfé : un réservoir superficiel, composé de lapillis, rapidement exposé à la pollution et un réservoir profond, composé de nuées ardentes et de laves, relativement protégé de toute contamination lors des épandages réalisés. L'étude préalable du fonctionnement hydrologique de bassin constitue ainsi un élément indispensable à la compréhension des dynamiques de pollution sur le bassin. Cette donnée essentielle à acquérir complique, dans un milieu volcanique extrêmement hétérogène, les possibilités d'extrapolation des résultats à d'autres bassins.

Finalement, l'étude montre qu'une approche globale des bassins reste insuffisante pour aller au-delà du diagnostic de pollution et proposer des solutions en matière de traitement différencié des zones du bassin vis-à-vis de l'épandage des pesticides. Les différences de contribution des zones amont et aval du bassin aux pollutions en témoigne. Ceci nécessite la mise en place d'un outil de modélisation spatialisé qui est en cours d'élaboration.

PARTIE II

Influence du milieu cultivé sur le ruissellement aux échelles de la parcelle et du bassin versant

CHAPITRE 6 : MODÉLISATION DU RUISSELLEMENT SUR UNE PARCELLE EN TENANT COMPTE DE LA REDISTRIBUTION DE LA PLUIE PAR LE BANANIER (STEMFLOW)

RÉSUMÉ

L'objectif de cet article est de simuler le ruissellement à l'échelle d'une parcelle plantée en banane, en tenant compte de la redistribution de la pluie par la plante. Le feuillage du bananier a une forme en entonnoir qui concentre la pluie au pied du pseudo-tronc - processus de stemflow - décuplant localement les intensités de pluie arrivant au sol. Dans une approche de modélisation globale, nous avons développé une fonction stemflow qui rend compte de cette hétérogénéité spatiale des intensités et que nous avons couplée avec une fonction de production et une fonction de transfert pour simuler un hydrogramme de crue. Des simulations avec et sans la fonction stemflow ont été réalisées et comparées au ruissellement mesuré à l'exutoire d'une parcelle de banane en Guadeloupe sur une série de 18 crues. Les résultats montrent que pour des événements de pluie variés en intensité et en volume, la fonction stemflow améliore le calage des hydrogrammes selon les critères d'erreur sur le volume et du coefficient de Nash et Sutcliffe, particulièrement pour les bas débits observés (inférieurs à 5 L s^{-1}) lors des pluies résiduelles de faibles intensités (< 12 mm h^{-1}). En effet, le stemflow du bananier engendre du ruissellement pour des pluies d'intensités plus faibles que la conductivité hydraulique à saturation (Ks) mesurée du sol. L'approche développée permet également, en tenant compte des données expérimentales, de s'affranchir d'un calage du volume ruisselé sur le paramètre Ks. Cette étude confirme que la végétation peut être un facteur primordial dans la genèse du ruissellement. Notre approche de modélisation apporte des outils pour intégrer ces processus dans une modélisation hydrologique.

6.1 Introduction

De nombreuses études montrent l'incidence de l'architecture de la végétation sur l'interception de la pluie et sa redistribution au sol (voir les revues de Crockford et Richardson (2000); Levia et Frost (2003); Llorens et Domingo (2007)). En conséquence, les écoulements atteignant la surface du sol varient dans l'espace et dans le temps selon le type de végétation en place. Le changement de l'occupation du sol peut alors influencer la réponse hydrologique à l'échelle de la parcelle comme à celle du bassin versant (Bosch et Hewlett, 1982; Andreassian, 2004; Bruijnzeel, 2004).

Les processus régis par le couvert végétal conduisent à séparer la pluie incidente en trois composantes (Figure 6-1a) : l'interception *Ei* qui est stockée et évaporée en grande partie sans atteindre le sol, le stemflow P_{Sf} qui atteint le sol au pied de la plante par écoulement le long du tronc, et le throughfall P_{Tf} qui atteint le sol par pluie directe et par égouttages depuis le bord des feuilles et des branches. Le stemflow et le throughfall sont les deux composantes de la redistribution de la pluie au sol. Cette redistribution va modifier l'intensité de la pluie arrivant au sol suivant deux effets contraires : d'une part un effet tampon de l'intensité de la pluie au sol (Keim et Skaugset, 2003) par exemple dans le cas d'un couvert végétal dense, comme en contexte forestier, avec une forte interception ; d'autre part un effet multiplicateur de l'intensité au sol dû à la concentration des précipitations à la base de la plante (Herwitz, 1986), par exemple dans le cas de couverts ayant une structure en entonnoir, favorisant le stemflow. Or le partage de la pluie entre ruissellement et infiltration à la surface du sol (Figure 6-1b) dépend de l'intensité des flux arrivant au sol. Ceci incite à prendre en compte la redistribution de la pluie par la végétation dans l'étude des processus de ruissellement.

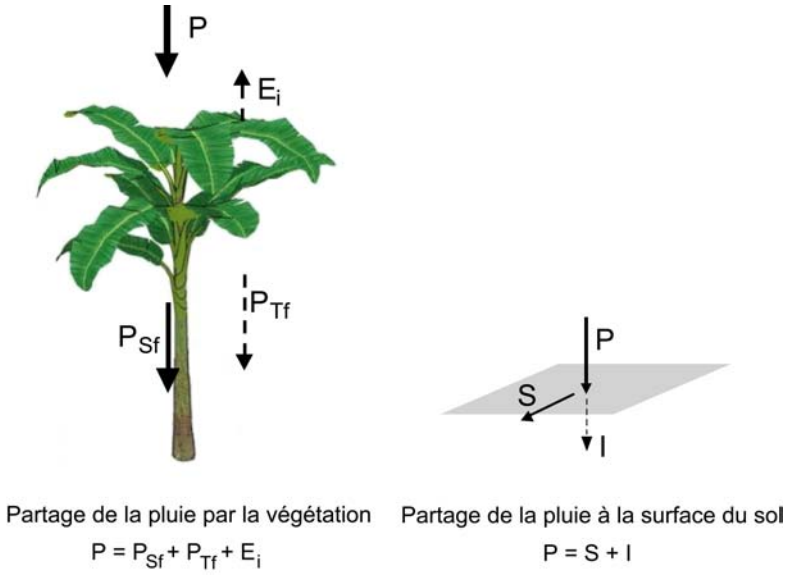


Figure 6-1 Partage des flux par la végétation et à la surface du sol.

Avec P la pluie, P_{Sf} le stemflow, P_{Tf} le throughfall, E_i l'interception, S le ruissellement, et I l'infiltration.

En contexte cultivé, les discontinuités géométriques induites par les pratiques agricoles (e.g. sillons, drains, etc.) créent en surface des chemins d'eau préférentiels (Souchère *et al.*, 1998; Takken *et al.*, 2001a). Ces pratiques agricoles suivent une direction privilégiée (le sens de cheminement du travail du sol le plus souvent) et découpent au sein de la parcelle une série de compartiments hydrauliques peu ou pas connectés, où s'effectuent la circulation et la réinfiltration de l'eau. A cause de la variabilité spatiale de redistribution des intensités pluviométriques au sol, certains compartiments sont en conséquence susceptibles de recevoir systématiquement plus d'eau que les autres. Cela occasionne alors une compartimentation dans la production de ruissellement au sein de la parcelle. Cette hypothèse a été confirmée par Cattan *et al.* (2007a), qui ont montré dans le cas de la banane une compartimentation des écoulements et une multiplication par 30 des intensités pluviométriques à la base du pseudo-tronc de la plante. Cette hypothèse permet notamment d'expliquer l'existence de ruissellement sur des sols présentant une forte infiltration avec des conductivités hydrauliques à saturation supérieures à 60 mm h^{-1}.

Bien que les modèles de ruissellement aient été essentiellement développés à l'échelle du bassin versant, de nombreuses approches de modélisation existent à l'échelle de la parcelle (inférieure à 5 000 m²). Elles sont composées de deux fonctions : une fonction de production qui réalise le partage ruissellement-infiltration d'après les modèles d'infiltration (Green et Ampt, 1911; Richards, 1931; Horton, 1933; Philip, 1957; Morel-Seytoux, 1978), et une fonction de transfert qui achemine le volume ruisselé à l'exutoire de la parcelle d'après les modèles de l'onde diffusante (Moussa et Bocquillon, 1996) ou de l'onde cinématique (Singh, 1994). A cette échelle, de nombreux modèles ont été adaptés et appliqués au contexte cultivé pour caractériser l'influence des pratiques culturales sur le comportement hydraulique des parcelles (Yu *et al.*, 2000; Takken *et al.*, 2001b; Fontes *et al.*, 2004; Chahinian *et al.*, 2006; Ruy *et al.*, 2006). D'autres modèles de ruissellement et d'érosion incluent une fonction d'interception de la pluie par le couvert végétal (e.g. Van Dijk et Bruijnzeel, 2001; Ajayi *et al.*, 2007) qui permet de simuler une pluie au sol qui est corrigée du terme d'interception. Cependant, à notre connaissance, peu de modèles de ruissellement tiennent compte des processus de redistribution de la pluie par la végétation (stemflow et throughfall) sur la genèse du ruissellement.

L'objectif de cet article est de modéliser le ruissellement à l'échelle de la parcelle en tenant compte de la redistribution de la pluie par le couvert végétal dans le cas de couverts végétaux concentrant la pluie. L'hypothèse de base est que la concentration de la pluie incidente se traduit localement par une hétérogénéité des surfaces ruisselantes qui permet d'augmenter le coefficient de ruissellement à l'échelle de la parcelle. En résulterait du ruissellement pour des pluies de plus faibles intensités que la capacité d'infiltration. Le cas de la bananeraie, culture fortement redistributrice de la pluie (Cattan *et al.*, 2007a), a été retenu pour cette étude. Les parcelles en banane présentent une structure compartimentée constituée d'une part du rang de plantation qui contient tous les bananiers et d'autre part de l'inter-rang remanié par le passage des ouvriers. L'étude s'appuie sur des hydrogrammes de crues mesurés à l'échelle de la parcelle dans le cadre d'une expérimentation précédente (Cattan et al

2006). Nous avons intégré dans le modèle MHYDAS (Moussa *et al.*, 2002) à l'échelle de la parcelle, une fonction stemflow qui redistribue la pluie incidente au sol selon les caractéristiques du couvert végétal. A l'échelle de la parcelle, le modèle est global, considérant la surface totale comme une seule entité. La fonction stemflow est couplée avec les deux fonctions de production et de transfert pour simuler le débit à l'exutoire. Le calage et la validation du modèle MHYDAS, qui est couplé avec la fonction stemflow, sont effectués sur 18 événements de pluie, et pour examiner l'intérêt de la fonction stemflow, nous comparons les deux approches avec et sans stemflow. Ce travail permettra de mieux prendre en compte la diversité des pratiques agricoles dans le but d'en prévoir l'incidence sur le comportement hydrologique de bassins cultivés.

6.2 Approche de modélisation

6.2.1 Bilan

A l'échelle de la parcelle, le bilan hydrologique considéré est schématisé sur la Figure 6-2.

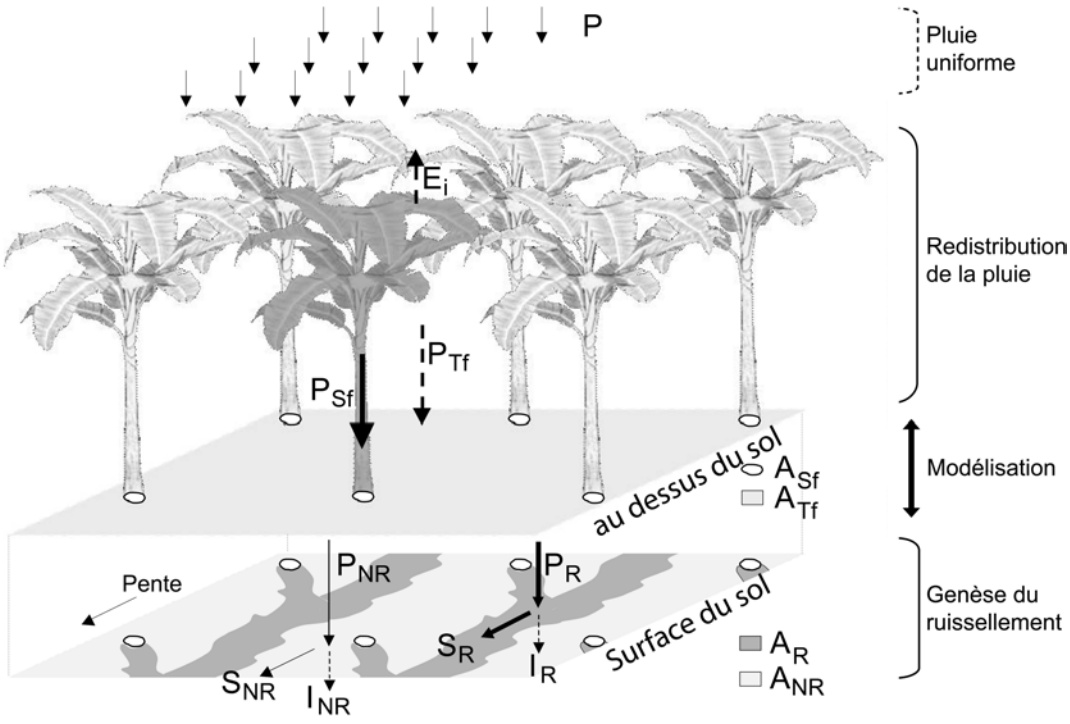


Figure 6-2 Bilan des flux à l'échelle de la parcelle.

Il repose sur les principes et hypothèses suivantes. Premièrement, la redistribution de la pluie produit deux flux arrivant à la surface du sol : le stemflow P_{Sf} au pied de la plante et le throughfall P_{Tf} incluant la pluie directe et la pluie sous le feuillage :

(6-1) $$P_{Sf} + P_{Tf} = P - E_i$$

La quantité E_i correspond à la part du flux pluviométrique intercepté par la canopée qui est ensuite repris par évaporation et n'atteint jamais le sol. Dans les conditions de culture avec des pluies fréquentes et abondantes comme en climat tropical, E_i peut être négligé à l'échelle événementielle comparé aux volumes précipités ; le cas d'application respecte cette condition (Cattan *et al.*, 2007a).

Deuxièmement, nous avons considéré que ces flux arrivaient dans deux compartiments : un compartiment ruisselant A_R qui collecte tous les flux P_{Sf} arrivant au pied des plantes ainsi qu'une partie du throughfall ; un compartiment non ruisselant A_{NR} qui collecte l'autre part du throughfall. À partir des flux P_{Sf} et P_{Tf} on définit les intensités de pluies moyennes P_R et P_{NR} arrivant au sol, respectivement, dans A_R et A_{NR} (voir Annexe A). Ces flux sont reliés par l'égalité suivante :

(6-2) $$P_R + P_{NR} = P_{Sf} + P_{Tf}$$

La genèse du ruissellement est définie simplement à partir de P_R et P_{NR} qui sont respectivement séparés en ruissellement S_R et S_{NR} et en infiltration I_R et I_{NR}, selon l'équation 6-3 :

(6-3) $P_R = S_R + I_R$ et $P_{NR} = S_{NR} + I_{NR}$

Pour un bilan global sur la parcelle, le ruissellement total S et l'infiltration totale sont donnés par l'équation 6-4 :

(6-4) $S = S_{R+} S_{NR}$ et $I = I_R + I_{NR}$

6.2.2 Structure du modèle

La structure du modèle est décrite sur la Figure 6-3.

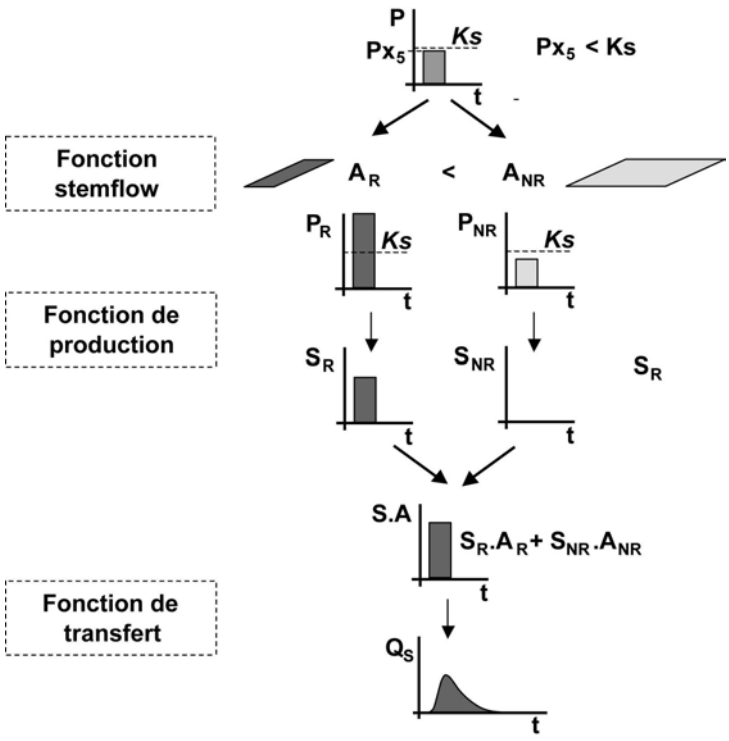


Figure 6-3 Structure du modèle avec la fonction stemflow couplé à une fonction de production et une fonction de transfert.

L'hypothèse de base est que le modèle avec stemflow concentre la pluie incidente de manière à engendrer du ruissellement pour des pluies de plus faibles intensités que le Ks. L'approche de modélisation est basée sur le modèle MHYDAS qui est global à l'échelle de la parcelle. Le modèle comprend trois fonctions. Premièrement, la fonction stemflow qui redistribue la pluie incidente, sépare la parcelle de surface totale A en deux surfaces A_R et A_{NR} qui reçoivent respectivement les flux P_R et P_{NR}. Deuxièmement, la fonction de production sépare la pluie en ruissellement et infiltration sur les deux surfaces A_R et A_{NR} en utilisant un seuil de partage. Troisièmement, la fonction de transfert achemine à l'exutoire de la parcelle le volume ruisselé total en utilisant l'équation de l'onde diffusante. L'entrée du modèle est la pluie et la sortie du modèle est un hydrogramme simulé qui est comparé à l'hydrogramme mesuré pour évaluer les performances de la simulation.

6.2.2.1 La fonction stemflow

a) Calcul des intensités de pluie dans chaque compartiment

La fonction stemflow sépare une lame précipitée uniforme P en deux flux P_R et P_{NR} sur les deux surfaces respectives A_R et A_{NR} tel que $P_R > P_{NR}$. Pour ce faire, nous avons défini les paramètres α et β pour calculer P_R et P_{NR} avec :

(6-5) $$P_R = \alpha P$$

(6-6) $$A_R = \beta A \qquad \text{et} \qquad A_{NR} = (1-\beta) A$$

Pour calculer P_{NR}, nous l'exprimons en fonction de P_R, A_R et A_{NR} :

(6-7) $$P_{NR} = \frac{(P A - P_R A_R)}{A_{NR}}$$

En remplaçant P_R, A_R et A_{NR} dans l'Equation 6-7 par leurs expressions données par les Equations 6-5 et 6-6, on exprime P_{NR} en fonction de α et de β :

(6-8) $$P_{NR} = \frac{(P A - \alpha P \beta A)}{(1-\beta)A} \qquad \text{avec} \quad \alpha \geq 1 \; ; \; 0 < \beta \leq 1$$
$$P_{NR} = \frac{(1-\alpha\beta)}{(1-\beta)} P$$

Pour que P_{NR} soit supérieur à 0, on impose la condition suivante : $\alpha\beta \leq 1$.

P est la variable d'entrée de la fonction stemflow et P_R et P_{NR} les deux variables de sortie. α et β sont les deux paramètres qui contrôlent la fonction.

b) Calcul des coefficients α et β

Dans le cas général d'une plante, nous pouvons exprimer α en fonction de β et des flux redistribués P_{Sf} et P_{Tf} (voir Annexe A) :

(6-9) $$\alpha = -\frac{1}{\beta}\left[\frac{A_{Sf} - \frac{P_{Sf}}{P} A_{Sf}}{A - A_{Sf}}\right] + \left[\frac{A - \frac{P_{Sf}}{P} A_{Sf}}{A - A_{Sf}}\right]$$

avec A_{Sf} la surface basale de la plante où se concentre le stemflow. Dans ce cas, β devient donc le paramètre de calage de la fonction stemflow et est appelé coefficient de stemflow.

6.2.2.2 La fonction de production

Sur chaque surface A_R et A_{NR}, on calcule le volume ruisselé et infiltré ; la procédure de calcul est uniquement détaillée pour A_R, mais est identique pour A_{NR}. Nous utilisons un seuil constant égal à Ks pour séparer la pluie P_R en ruissellement S_R et en infiltration I_R. Ceci implique que la fonction de production n'est valide que pour des sols toujours proches de l'état de saturation et sans remontée de nappe ; le cas d'application étudié respecte cette condition. La variabilité de S_R/P_R dépend directement de la variabilité de l'intensité de la pluie et les deux variables I_R et S_R sont déterminées à chaque pas de temps de calcul selon les équations suivantes :

(6-10) Si $P_R \leq Ks$ équivalent à $P_R/Ks \leq 1$ alors $I_R = P_R$ et $S_R = 0$

(6-11) Si $P_R > Ks$ équivalent à $P_R/Ks < 1$ alors $I_R = Ks$ et $S_R = P_R - Ks$

Ks est le paramètre de calage de la fonction de production et le ruissellement total sur la parcelle S est égal à la somme $S_R + S_{NR}$. L'hypothèse du stemflow permet de faire ruisseler sur la parcelle même si $P/Ks \leq 1$.

6.2.2.3 La fonction de transfert

Une fonction de transfert est utilisée pour acheminer le ruissellement total S à l'exutoire de la parcelle et simuler le débit Q_S. Le modèle d'Hayami (1951), qui est une résolution de l'équation de l'onde diffusante, a été utilisé pour simuler le transfert (Moussa et Bocquillon, 1996). Posons A.S(t) [L^3T^{-1}] l'hydrogramme d'entrée et $Q_S(t)$ l'hydrogramme de sortie à l'exutoire.

(6-12) $$Q_S(t) = \int_0^t A.S(\tau).H(t-\tau).d\tau \qquad \text{avec} \qquad H(t) = \left(\frac{\omega.z}{\pi}\right)^{\frac{1}{2}}.\frac{\exp^{z\left(2-\frac{t}{\omega}-\frac{\omega}{t}\right)}}{(t)^{3/2}}$$

H(t) est le noyau d'Hayami, ω [T] un paramètre de temps qui représente le centre de gravité de l'hydrogramme unitaire, appelé lag time, z [sans dimension] un paramètre de forme, $\pi = 3.1416$, et t le temps [T]. Les deux paramètres de la fonction de transfert sont ω et z.

6.2.3 Les propriétés et les paramètres du modèle

La variable d'entrée du modèle est la pluie incidente P, qui est supposée uniforme sur la surface totale de la parcelle. La variable de sortie est l'hydrogramme simulé $Q_S(t)$, qui est comparé avec l'hydrogramme mesuré $Q_O(t)$ pour évaluer les performances du modèle. La variable P est fonction du temps et est représentée sous la forme d'un histogramme à un intervalle de temps fixe. En conséquence, les autres variables sont également exprimées en fonction du temps et sont calculées pour le même intervalle de temps. Dans cette application, le temps de calcul est de 1 min. Le modèle nécessite quatre paramètres: i) un paramètre pour la fonction stemflow, le coefficient stemflow β,

ii) un paramètre pour la fonction de production, la valeur moyenne de la conductivité hydraulique à saturation Ks, iii) deux paramètres pour la fonction de transfert qui sont le lag time ω et le paramètre de forme z.

6.3 Application du modèle sur une parcelle de banane

6.3.1 Site d'étude : la parcelle « Espérance Haut »

6.3.1.1 Situation

Les mesures ont été réalisées sur la parcelle « Espérance Haut » à la station de Neufchâteau (16°04′38″N, 61°36′04″W, 250 m), sur le versant est de l'île volcanique de la Basse-Terre en Guadeloupe. Le climat est tropical humide et la moyenne inter-annuelle de la pluviométrie annuelle entre 1952 et 2004 est de 3 636 mm (Météo-France, 2004). La parcelle Espérance-Haut a une surface de 3 000 m² avec une pente moyenne de 12 %. Le sol est un Umbric Andosol avec une structure macroscopique continue, des pores de taille moyenne et tubulaires fins. Aucun des deux horizons ne présente de fentes de retrait au cours de l'année, du fait d'une pluviométrie régulière. La parcelle est plantée en banane (variété *Grande Naine*) selon un maillage régulier de 2,35 m entre les rangs et entre les bananiers dans le rang. Les bananiers sont plantés dans un trou de 10 cm dans le rang qui suit la ligne de plus grande pente, et les résidus disposés de manière éparse dans l'inter-rang.

6.3.1.2 Mesures

La parcelle Espérance-Haut est isolée de tout ruissellement amont par des plaques d'acier galvanisé de 50 cm de largeur enfoncées verticalement de 20 cm dans le sol. L'écoulement issu de la parcelle est capté en bordure aval par un canal en béton, lui-même protégé de la pluie par des tôles. Les mesures de débit sont réalisées dans un canal venturi (type E 1253 AZ, hydrologique, Grenoble, France) et la charge hydraulique a été mesurée en utilisant un débitmètre à bulle (ALPHEE 3010, hydrologique, Grenoble, France) sur un pas de temps de 8 s. L'intensité des précipitations a été mesurée sur la parcelle à l'aide d'un pluviomètre à augets de 0,2 mm (ARG100, Campbell scientifique, Shepshed, Leicestershire, R-U). La période d'observation des données s'est étendu du 6 décembre 2001 au 2 avril 2002.

La conductivité hydraulique de la surface du sol a été mesurée avant la plantation en différents sites de la parcelle d'étude en utilisant la méthode du perméamètre à charge constante (Smith et Mullins, 1991).

6.3.1.3 Caractéristiques des événements de crues

Sur la parcelle Espérance-Haut, dans le but d'évaluer l'effet du labour et du paillage sur le ruissellement, Cattan *et al.* (2006) ont estimé que le coefficient de ruissellement ne dépendait pas des états de surface dans le cas d'événements de pluie supérieurs à 10 mm. Afin de caractériser les relations pluie-débit, les événements de crue sont définis selon les deux critères suivants : la période de pluie possède des écarts de moins de 15 minutes entre chaque basculement d'augets au pluviomètre, et la période de crue est définie comme une période d'au moins 5 minutes durant laquelle le ruissellement n'est pas interrompu. Les caractéristiques hydrologiques des 18 événements utilisés pour le calage et la validation du modèle sont données dans le Tableau 6-1.

Tableau 6-1 Caractéristiques des événements de crue, ordonnés par lame précipitée croissante dans chacune des deux séries de calage (C) et de validation (V).

N°des événements	Date	Séries	Lame Précipitée P	Intensité de pluie maximale sur 5 min Px_5	Lame ruisselée S	Débit de pointe Qx	S/P
			[mm]	[mm h^{-1}]	[mm]	[L s^{-1}]	[%]
1	27/01/2002		10,6	64,8	1,8	6,8	17,2
2	10/12/2001		11,2	67,2	3,0	13,5	26,9
3	20/12/2001		13,0	52,8	2,8	8,2	21,2
4	02/04/2002		15,8	67,2	1,5	9,0	9,3
5	16/12/2001	**C**	23,2	48,0	8,3	18,6	36,0
6	09/12/2001		24,4	91,2	6,0	18,7	24,7
7	15/12/2001		25,4	45,6	8,7	17,8	34,3
8	21/12/2001		47,6	110,4	13,9	25,6	29,2
9	13/12/2001		139,2	129,6	44,0	35,7	31,6
10	10/12/2001		10,0	48,0	1,9	10,8	19,4
11	14/12/2001		11,4	50,4	4,1	14,8	35,6
12	11/12/2001		12,6	64,8	3,5	15,3	27,7
13	20/12/2001		15,0	62,4	5,2	19,5	34,5
14	11/12/2001	**V**	23,2	69,6	6,4	16,4	27,5
15	14/12/2001		25,2	93,6	8,0	19,8	31,9
16	10/12/2001		27,8	76,8	7,6	18,3	27,3
17	06/12/2001		37,4	144,0	7,8	24,5	20,8
18	02/04/2002		57,0	62,4	8,2	12,7	14,4

Sur les 18 événements, 9 ont été sélectionnés au hasard pour le calage, les 9 autres étant utilisés lors de la validation. La lame précipitée P varie de 10,0 à 139,2 mm, la lame ruisselée S de 1,5 à 44,0 mm, l'intensité maximum de précipitation sur 5 minutes Px_5 varie de 45,6 à 144,0 mm h^{-1}, le débit de pointe Qx de 6,8 à 35,7 L s^{-1} et le coefficient de ruissellement S/P de 9,3 à 36,0 %. Sur la Figure 6-4 qui représente ces quatre variables en fonction de la lame précipitée, on observe que plus la lame précipitée est élevée, plus l'intensité maximum de précipitations sur 5 minutes, la lame ruisselée, et le débit de pointe sont élevés. On notera que le coefficient de ruissellement ne montre pas de relation nette avec la lame précipitée au contraire de ce qu'on observe fréquemment en hydrologie.

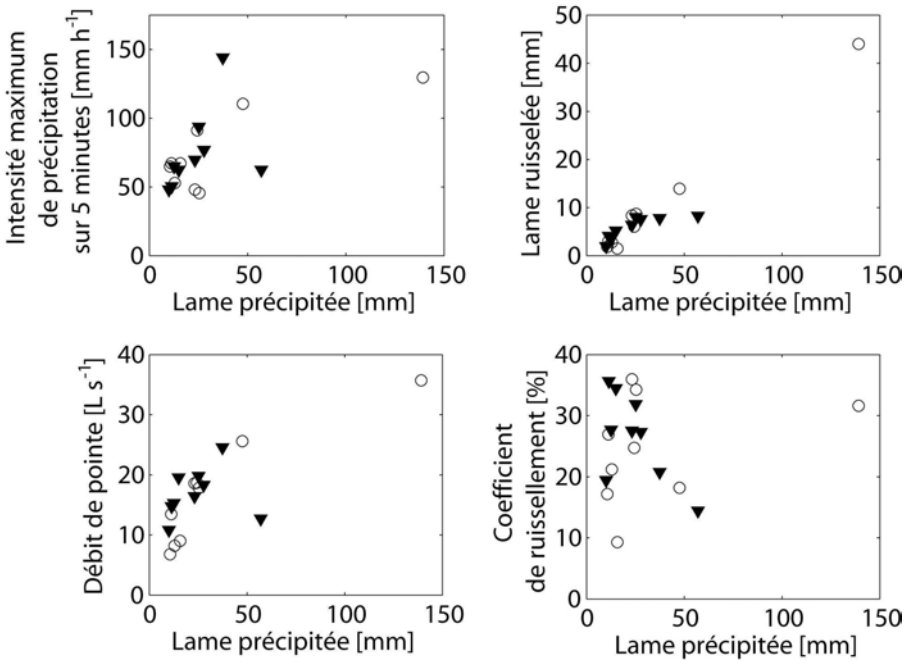


Figure 6-4 Caractéristiques des événements de crue ; nous avons distingué les événements de la série de calage (○) et de validation (▼) qui seront utilisées lors des simulations.

6.3.2 Fonction stemflow pour le bananier

L'application du modèle MHYDAS couplé avec une fonction stemflow sur une parcelle de banane nécessite de déterminer α en fonction de β pour le bananier. Dans ce cas, Cattan *et al.* (2007a) ont établi une relation expérimentale entre P_{Sf}/P et l'indice foliaire LAI [-] (*Leaf Area Index*) à l'échelle de la plante :

(6-13) $$\frac{P_{Sf}}{P} = 11{,}2\,LAI$$

En reprenant les valeurs mesurées de A, LAI et A_{Sf} données par les auteurs pour une parcelle de bananiers plantés à des écartements de 2,35 m, nous avons : A = 2,35 x 2,35 m² qui représente la surface dévolue à un bananier ; LAI = 3,2 pour un bananier adulte ; A_{Sf} = 0,047 m^2. Pour une parcelle de banane, α est alors calculé selon l'équation suivante :

(6-14) $$\alpha = \frac{1}{\beta} 0{,}299 + 0{,}701$$

6.3.3 Procédures de calage

Deux approches de modélisation sont comparées : une approche sans la fonction stemflow, et une approche avec la fonction stemflow décrite ci-dessus.

6.3.3.1 Choix des paramètres à caler

L'approche sans stemflow-1 comporte trois paramètres de calage qui sont Ks, ω et z. L'approche avec stemflow-2 comporte en plus le paramètre β dont l'impact sur le volume ruisselé simulé n'est pas connu. Ainsi, dans un premier temps, nous avons conduit une analyse de sensibilité pour évaluer le comportement du modèle et la variabilité des paramètres sur un événement représentatif. Dans un second temps, deux stratégies de paramétrisation sont envisagées : i) d'abord, on s'est situé dans une condition de Ks inconnu : les deux approches sans et avec stemflow ont été comparées en considérant les mêmes paramètres de calage Ks, ω et z ce qui a conduit à fixer β (approche avec stemflow-2a), ii) ensuite on s'est situé dans une condition de Ks connu, le calage étant effectué pour la fonction stemflow sur β, ω et z (approche avec stemflow-2b). Dans le cas 2a, β est fixé à 5 %, valeur considérée comme adéquate pour évaluer son impact, et qui a été choisie à partir de simulations préalables. Dans le cas 2b, Ks est fixé à une valeur de 75 mm h^{-1} qui correspond à la moyenne des mesures effectuées sur le terrain.

6.3.3.2 Critères de calage et de performance

Les critères de calage et de performance sont détaillés dans ce paragraphe. Ils sont au nombre de quatre et portent sur le volume, le débit de pointe, l'allure de l'hydrogramme entier et l'allure de l'hydrogramme pour les bas débits lors de la décrue.

Les critères retenus pour la précision du volume S et du débit de pointe Qx sont les erreurs relatives : respectivement ε_{Si} et ε_{Qxi} pour l'événement i et ε_S et ε_{Qx} pour N événements. Les formules des critères de volume ε_{Si} et ε_S sont données ci-dessous :

(6-15) pour un événement : $\varepsilon_{Si} = \dfrac{Ss_i - So_i}{So_i}$ et pour N événements : $\varepsilon_S = \dfrac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left|\dfrac{Ss_i - So_i}{So_i}\right|$

avec i un indice représentant un événement ($1 \leq i \leq N$); *N* le nombre total d'événements utilisés pour la calibration et la validation ; So_i la lame d'eau ruisselée mesurée pour l'événement i ; Ss_i la lame d'eau ruisselée simulée pour l'événement i. Le critère ε_{Si} varie de –1 à +∞ et le critère ε_S de 0 à +∞. L'optimum de ces deux critères est 0 et nous considérons, comme Chahinian *et al.* (2006), qu'une valeur inférieure à |0,25| correspond à de bonnes performances du modèle. Les critères de débit de pointe ε_{Qxi} et ε_{Qx} sont calculés d'après l'équation 6-15 en remplaçant Ss_i et So_i respectivement par Qx_i le débit de pointe observé et Qxo_i le débit de pointe simulé pour l'événement i.

L'allure de l'hydrogramme entier est estimé à l'aide du coefficient de Nash et Sutcliffe (1970) qui est défini pour un événement NS_i et pour N événements NS selon les équations 6-16 et 6-17 :

(6-16) pour un événement : $NS_i = 1 - \left[\dfrac{\sum_{j=1}^{n_i}(Qo_{ij} - Qs_{ij})^2}{\sum_{j=1}^{n_i}(Qo_{ij} - \overline{Q_i})^2}\right]$

(6-17) pour N événements : $$NS = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^{N} \sum_{j=1}^{n_i} (Qo_{ij} - Qs_{ij})^2}{\sum_{i=1}^{N} \sum_{j=1}^{n_i} (Qo_{ij} - \overline{Q})^2} \right]$$ d'après Chahinian *et al.* (2006)

avec j un indice représentant le pas de temps de calcul dans un événement i ($1 \leq j \leq n_i$); n_i le nombre de pas de temps de calcul pour l'événement i; Qo_{ij} le débit observé au temps j pour l'événement i; Qs_{ij} le débit simulé au temps j pour l'événement i ; $\overline{Q_i}$ le débit moyen mesuré pour l'événement i; $\overline{Q}$ le débit moyen mesuré pour tous les événements. Le critère NS varie de -∞ à 1, sachant qu'une valeur de 1 indique un calage parfait entre deux hydrogrammes simulés et mesurés, et qu'une valeur négative signifie que la moyenne arithmétique de l'hydrogramme mesuré est une meilleure estimation que l'hydrogramme simulé. Nous considérons que la valeur de 0,8 correspond à de bonnes performances du modèle.

Dans le but de caractériser les faibles débits correspondant à la décrue, nous avons défini un coefficient de Nash et Sutcliffe pour des débits mesurés inférieurs à 5 L s^{-1}, appelé $NS_{<5\ i}$ et $NS_{<5}$ respectivement pour un événement et N événements. En effet, le coefficient de Nash et Sutcliffe sur l'hydrogramme entier NS favorise la simulation des débits les plus élevés au détriment d'un calage précis sur les bas débits. Avec les critères $NS_{<5}$ et $NS_{<5\ i}$, nous souhaitons caractériser au mieux le rôle de la fonction stemflow sur la simulation des bas débits. Nous nous sommes focalisés sur une période où le ruissellement est le moins influencé par les conditions initiales du sol, c'est-à-dire sur la période de décrue après l'épisode pluvieux. Ainsi, nous n'appliquerons les critères $NS_{<5}$ et $NS_{<5\ i}$ que pour les périodes de décrue, généralement après le pic de pluie, et quand la saturation du sol est maximale.

La procédure de calage est identique pour les trois approches avec stemflow-1, sans stemflow-2a et 2b : i) caler le volume total simulé en minimisant l'erreur sur le volume ε_S (paramètres de calage Ks ou β), ii) optimiser l'allure de l'hydrogramme en maximisant le critère NS (paramètres de calage ω et z). Cette procédure permet donc de comparer l'influence des différentes approches de modélisation pour un volume total identique. La performance de ces simulations est évaluée suivant les quatre critères suivants : ε_S, ε_{Qx}, NS et $NS_{<5}$ pour l'ensemble des deux séries de calage et de validation. Au sein de ces séries, la performance individuelle des événements est évaluée selon les quatre critères ε_{Si}, ε_{Qxi}, NS_i et $NS_{<5\ i}$.

Pour tester l'hypothèse que la concentration de la pluie incidente au pied de la plante par le stemflow produit du ruissellement pour des plus faibles intensités de pluie que le Ks, nous comparons les intensités maximales de pluie sur 5 minutes Px_5 avec le Ks calé dans les différentes approches de modélisation. Ainsi, quand le rapport Px_5/Ks est inférieur à 1, les intensités de pluie sont plus faibles que le Ks. Les résultats des simulations seront présentés en fonction de cet indicateur de l'intensité de la pluie durant l'événement.

6.4 Résultats

6.4.1 Analyse de sensibilité

6.4.1.1 Sensibilité de Ks, β, ω et z sur un événement représentatif

L'analyse de sensibilité est réalisée sur l'événement 16 et porte sur les quatre paramètres Ks, β, ω et z. Cet événement est choisi car sa lame précipitée P (27,8 mm) et son intensité maximale sur 5 minutes Px_5 (76,8 mm h^{-1}) correspondent à la moyenne des P et des Px_5 des 18 événements. On suppose que l'analyse de sensibilité réalisée sur cet événement est représentative des autres événements. Le Tableau 6-2 présente pour chaque paramètre les résultats des critères de performances pour des évolutions de +/- 25 % autour de la valeur optimale réalisée pour un calage individuel sur l'approche avec stemflow-2a. Les valeurs des paramètres calés sont Ks = 51,5 mm h^{-1}, β = 0,05, ω = 7 min et z = 0,47.

Tableau 6-2 Analyse de sensibilité sur l'événement 16.

Les paramètres calés sont Ks =51,5 mm h^{-1}, β = 0,05, ω = 7 min et z = 0,47.

Variation du paramètre	Calage Ks	Calage β	Calage ω		Calage z	
	ε_{Si} [-]	ε_{Si} [-]	ε_{Qxi} [-]	NS_i [-]	ε_{Qxi} [-]	NS_i [-]
1,25 x paramètre calé	-0,155	-0,038	-0,001	0,96	0,102	0,98
1 x paramètre calé	0,000	0,000	0,091	0,98	0,091	0,98
0,75 x paramètre calé	0,283	0,035	0,189	0,97	0,099	0,98

Premièrement, ω et z qui influencent la propagation du ruissellement à l'exutoire sont évalués sur les critères d'allure de l'hydrogramme et sont testés selon $\varepsilon_{Qxi,}$ et NS_i. Une variation de ω de +25 % et -25 % correspond à une augmentation de $\varepsilon_{Qxi,}$ de -0,001 à 0,189 et à une très faible évolution de NS entre 0,96 et 0,97. La même variation pour z correspond à une très faible variation des deux critères autour de 0,1 et de 0,98 respectivement pour $\varepsilon_{Qxi,}$ et NS_i. L'utilisation du modèle de l'onde diffusante comme fonction de transfert est courante, et on trouve de nombreuses références sur la sensibilité des paramètres ω et z (Moussa et Bocquillon, 1996; Yu *et al.*, 2000; Chahinian *et al.*, 2006; Tiemeyer *et al.*, 2007). Nos résultats sont cohérents avec la littérature et confirment que lorsque ω augmente, le débit de pointe Qx diminue car l'hydrogramme est étalé et aplati. Cette relation est également observée à l'échelle de parcelles de 150 m² par Yu *et al.* (2000), qui notent tout de même que la variabilité de ω est plus élevée pour les événements avec un Qx inférieur à 40 L s^{-1}, correspondant à la gamme de valeur des débits de pointe présentés dans cette étude. Le même effet sur Qx et le temps de réponse est observé pour z, sachant que ce paramètre s'avère relativement constant pour un même site (Chahinian *et al.*, 2006).

Deuxièmement, Ks et β qui influencent le coefficient de ruissellement sont évalués selon le critère de volume ε_{Si}. Une variation de Ks de +25 % et -25 % correspond à une augmentation du ruissellement faisant varier ε_{Si} de -0,15 à 0,28. La même variation sur β correspond à une plus faible augmentation de -0,04 à 0,035. Ceci indique que les deux coefficients varient dans le même sens, mais que leur impact n'est pas le même sur le volume ruisselé.

L'interaction entre les deux paramètres Ks et β engendre une équifinalité sur le calage du volume. La Figure 6-5 présente en semi-log les iso-valeurs de ε_{Si} en fonction des deux paramètres Ks et β.

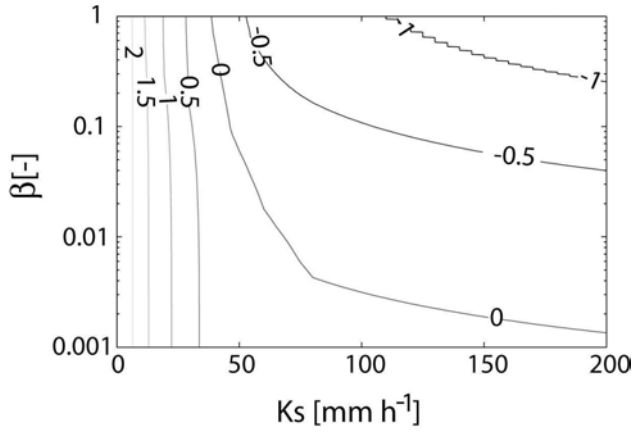


Figure 6-5 Analyse de sensibilité des deux paramètres Ks et β sur le volume simulé pour l'événement n°16.

Sont représentées les iso-valeurs de l'erreur relative sur le volume ε_{Si}.

Pour un calage parfait sur le volume (ε_{Si} = 0), lorsque Ks augmente, β diminue. La valeur de Ks pour β proche de 1 correspond à la valeur de calage pour l'approche sans stemflow-1, soit 39 mm h^{-1}. En dessous de ce seuil de Ks, β, qui n'est plus sensible, ne peut compenser la trop faible infiltration du sol et en conséquence le modèle surestime le volume ruisselé. Pour des valeurs de Ks supérieures à 144 mm h^{-1}, qui est la valeur d'intensité de pluie maximale sur 5 minutes Px_5, β devient inférieur à 0,002. L'allure de cette courbe montre que pour des valeurs de Ks comprises entre 39 et 200 mm h^{-1}, dans la gamme des mesures réalisées sur le terrain, β est plus sensible que Ks. In fine, β doit être le paramètre de calage au détriment de Ks si l'on souhaite diminuer à un seul paramètre le calage du ruissellement.

6.4.1.2 Variabilité de Ks et β

L'analyse de sensibilité a montré que les calages de Ks et β n'avaient pas le même impact sur le volume ruisselé. Ks contrôle le seuil de séparation de la pluie en ruissellement et infiltration au niveau de la fonction de production, alors que β contrôle l'intensité de la pluie au sol dans les deux surfaces A_R et A_{NR}. Nous proposons d'abord une analyse théorique du volume ruisselé, qui est illustrée ensuite par un exemple d'application.

a) Analyse théorique

Dans le cas du modèle sans stemflow, le volume ruisselé V_S est simulé lorsque P devient supérieur à Ks, avec

(6-18) Si P/Ks > 1 alors $V_S = (P - Ks)A$

Si P/Ks ≤ 1 alors $V_S = 0$

Dans le cas du modèle avec stemflow, β varie entre 1 et 0, sachant qu'une valeur proche de 1 correspond au modèle sans stemflow ($A_R \approx A$). Trois cas sont distingués :

Premier cas : si $P_R/Ks > 1$ et $P_{NR}/Ks > 1$, alors

(6-19) $$V_S = (\alpha P - Ks)\beta A + \left(\left(\frac{1-\alpha\beta}{1-\beta}\right)P - Ks\right)(1-\beta)A$$

Il vient

(6-20) $$V_S = \alpha\beta AP + \left(\frac{1-\alpha\beta}{1-\beta}\right)(1-\beta)AP - Ks\beta A - Ks(1-\beta)A$$

soit

(6-21) $$V_S = (P - Ks)A$$

Le premier cas correspond à du ruissellement dans A_R et dans A_{NR}. Le modèle avec stemflow correspond alors au modèle sans stemflow et le taux d'infiltration est égal à Ks. La variation de Ks permet d'ajuster la hauteur ruisselée entre 0 et la pluie P. Il n'y a pas de calage possible avec β.

Deuxième cas : si $P_R/Ks > 1$ et $P_{NR}/Ks < 1$, c'est-à-dire suivant les équations 6-5 et 6-8

(6-22) $$\frac{1}{\alpha} < \frac{P}{Ks} < \frac{1-\beta}{1-\alpha\beta}$$

Soit encore en remplaçant α par l'équation 6-14

(6-23) $$\frac{\beta}{0{,}299 + 0{,}701\beta} < \frac{P}{Ks} < \frac{1-\beta}{0{,}701 - 0{,}701\beta} = \frac{1}{0{,}701}$$

dans ce cas on a

(6-24) $$V_S = (\alpha P - Ks)\beta A = \alpha\beta PA - \beta KsA$$

Il vient suivant l'équation 6-14

(6-25) $$V_S = \left(0{,}701 + \frac{0{,}299}{\beta}\right)\beta PA - \beta KsA$$

Soit

(6-26) $$V_S = \beta(0{,}701P - Ks)A + 0{,}299PA$$

Le deuxième cas correspond à du ruissellement uniquement dans A_R. Le volume ruisselé dépend alors de Ks et de β. La variation de Ks permet également d'ajuster la hauteur ruisselée entre 0 et la pluie αP tombant dans le compartiment βA. En ce qui concerne β, on remarque que le coefficient directeur de la

droite (Equation 6-26) est négatif suivant les conditions imposées par l'équation (6-23). Toute augmentation de β tend donc à réduire le volume ruisselé. La variation de β permet d'ajuster la hauteur ruisselée entre 0 et un coefficient de 0,299 rapporté à la pluie P tombant sur la parcelle.

Troisième cas : si P_R & $P_{NR} \leq$ Ks, alors $V_S = 0$. Le troisième cas correspond à l'absence de ruissellement.

En conclusion, le coefficient β permet d'ajuster les volumes ruisselés quand les intensités de pluie sont insuffisantes pour déclencher du ruissellement dans le compartiment $A_{NR,}$ mais ne permet pas d'ajustement pour les fortes intensités pour lesquelles toutes les surfaces ruissellent. En résumé, le modèle avec stemflow peut donc produire du ruissellement pour des intensités maximales de pluie sur 5 minutes Px_5 inférieures au Ks, ce qui se traduit par des volumes ruisselés simulés plus importants quand Px_5/Ks <1.

b) Analyse sur un événement de crue

Pour illustrer l'analyse théorique développée ci-dessus, la Figure 6-6 représente les simulations sur l'événement 7 pour les trois approches sans stemflow-1, avec stemflow-2a et -2b. Cet événement est choisi car il possède deux longues périodes de pluie résiduelle avant et après le pic de crue durant lesquelles les intensités de pluie sont très basses (12 mm h^{-1} environ) et systématiquement inférieures à la valeur du Ks calé (soit au minimum 13 mm h^{-1} avec l'approche sans stemflow-1). Si durant cette période de pluie résiduelle, le modèle sans stemflow-1 ne simule pas de ruissellement, les modèles avec stemflow-2 a et -2b simulent un débit continu d'environ 2,5 L s^{-1}. On observe également pour l'approche 2b que les volumes ruisselés sont sous-estimés lors des pics de crue. En effet, pour les fortes intensités (premier cas de l'analyse théorique précédente) il n'y avait pas de calage possible avec β. Le volume ruisselé est alors uniquement déterminé par la valeur de Ks fixée à 75 mm h^{-1} dans ce cas.

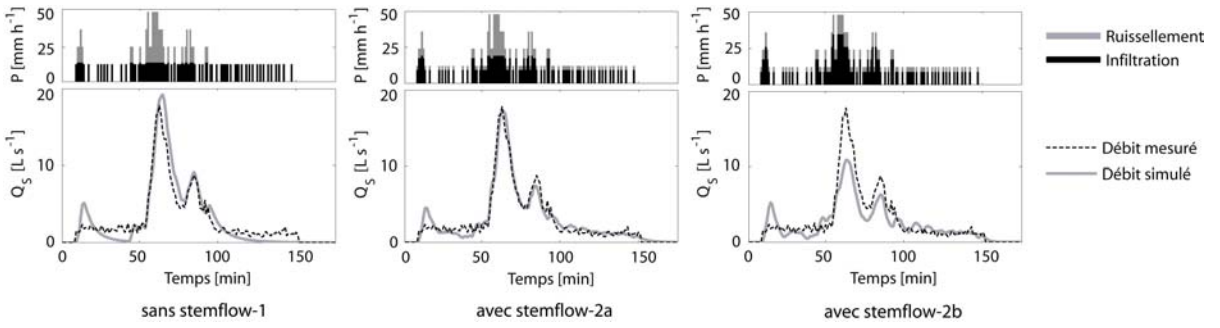


Figure 6-6 Exemple de simulation sur l'événement 7 en calage individuel avec les trois approches sans stemflow-1 et avec stemflow-2a et stemflow-2b.

6.4.2 Comparaison globale des approches avec et sans stemflow pour les périodes de calage et de validation

L'analyse globale des performances du modèle sur les périodes de calage et de validation pour les approches avec et sans stemflow est présentée dans le Tableau 6-3.

Tableau 6-3 Paramétrisation et critères de performances pour le calage et la validation des approches avec et sans stemflow.

Approches	N°des événements	Calage (C) Validation (V)	Valeurs des paramètres fixés* et optimisés				Critères de performances			
			β [-]	Ks [mm h^{-1}]	ω [min]	z [-]	ε_S [-]	ε_{Qx} [-]	NS [-]	$NS_{<5}$ [-]
sans stemflow-1	1 à 9	C	≈1*	44,4	16,0	0,481	0,000	0,37	0,69	-0,55
	10 à 18	V	≈1*	44,4	16,0	0,481	0,106	0,45	0,53	-5,50
avec temflow-2a	1 à 9	C	0,05*	60,5	10,9	0,485	0,000	0,18	0,88	0,35
	10 à 18	V	0,05*	60,5	10,9	0,485	0,066	0,59	0,75	-1,32
avec stemflow-2b	1 à 9	C	0,00935	75,0*	8,7	0,484	0,000	0,02	0,92	0,47
	10 à 18	V	0,00935	75,0*	8,7	0,484	0,166	0,53	0,81	-0,36

On observe que les approches avec stemflow améliorent la simulation des hydrogrammes de crue, qui sont moyennement simulés sans stemflow : pour les séries de calage et de validation, NS est respectivement de 0,69 et 0,53 pour l'approche sans stemflow-1, de 0,88 et 0,75 pour l'approche avec stemflow-2a, et de 0,92 et 0,81 pour l'approche avec stemflow-2b. Les améliorations portent surtout sur la forme de l'hydrogramme alors que les trois approches, avec et sans stemflow, permettent de simuler de façon satisfaisante le volume ruisselé sur la période de validation ($\varepsilon_S < 0,17$). En revanche, les valeurs des autres critères de performances ε_{Qx} et $NS_{<5}$ montrent que pour les trois approches le débit de pointe est surestimé en calage (ε_{Qx} compris entre 0,02 et 0,36) comme en validation ($\varepsilon_{Qx} > 0,45$) et les bas débits sont inégalement simulés ($NS_{<5} < 0,47$). Finalement, ces résultats globaux sur deux séries de 9 événements montrent que l'approche de modélisation avec stemflow améliore les performances du modèle.

En complément, de manière à avoir une évaluation du modèle en validation sur l'ensemble des événements disponibles, la procédure du *split-sample* (Klemeš, 1986) a été appliquée. Cette procédure consiste à inverser les deux séries de calage et de validation (calage sur les événements 10 à 18 et validation sur les événements 1 à 9). Une partie des résultats est présentée dans ce paragraphe avec pour NS des valeurs de 0,61 et 0,61 pour l'approche sans stemflow-1, de 0,80 et 0,89 pour l'approche avec stemflow-2a, et de 0,82 et 0,90 pour l'approche avec stemflow-2b. Ces résultats obtenus sont très similaires à ceux présentés dans le Tableau 6-3 et confirment une amélioration des performances du modèle avec stemflow.

Concernant les paramètres du modèle (Ks, ω, z), on constate que la fonction stemflow permet de simuler correctement les volumes ruisselés avec une valeur Ks égale à la moyenne des mesures

réalisées sur le terrain (75 mm h^{-1}) : le Ks calé sans stemflow-1est de 44 mm h^{-1} alors qu'en utilisant la fonction stemflow-2a, on augmente nettement la valeur du Ks à 60,5 mm h^{-1}. D'autre part, on observe également que le lag time ω diminue de près de moitié lorsqu'on utilise la fonction stemflow, avec des valeurs de 16, 11 et 9 minutes pour les approches 1, 2a et 2b respectivement. Cette diminution du temps de réponse indique que la vitesse de transfert sur la parcelle augmente quand on utilise la fonction stemflow. Une explication est que la diminution de la vitesse de transfert par l'approche sans stemflow-1 permet d'étaler l'hydrogramme de crue et donc d'observer du ruissellement en période de faible intensité pluviométrique en fin de crue, sans toutefois production de ruissellement ; ceci n'est pas nécessaire pour les approches avec stemflow-2a et -2b puisque les pluies de faible intensité peuvent ruisseler ; en revanche le transfert doit être plus rapide. Enfin, le paramètre de forme varie très peu entre les différentes approches autour d'une valeur de z = 0,48.

6.4.3 Analyse événement par événement

La Figure 6-7 présente les simulations des deux séries de calage et de validation pour les trois approches sans et avec stemflow et est appelée en référence dans le texte suivant. La Figure 6-8 présente les résultats événement par événement des critères de performances en fonction du rapport Px_5/Ks. Quand $Px_5/Ks < 1$ pour l'approche sans stemflow-1, il n'y a pas de ruissellement, au contraire d'une approche avec stemflow qui permet de faire ruisseler des intensités de pluie inférieures au Ks. Pour l'approche sans stemflow-1, on observe que plus le rapport Px_5/Ks augmente et plus la qualité de la simulation s'améliore. En effet, on remarque tout d'abord que les événements de faibles intensités de pluie avec $Px_5/Ks < 1$ (événements 3, 5, 7, 10, 11, 18, Figure 6-7) sont majoritairement sous-estimés en volume et en débit de pointe simulés (ε_{Si} et $\varepsilon_{Qxi} < 0,25$). En conséquence, l'allure des hydrogrammes est également mal simulée (NS_i et $NS_{<5\ i} < 0,8$). De plus, pour cette approche sans stemflow-1, les événements de fortes intensités de pluie avec $Px_5/Ks > 1$ (événements 8, 9, 17, Figure 6-7) sont surestimés en volume et débit de pointe (ε_{Si} et $\varepsilon_{Qxi} > 0,25$), et les hydrogrammes sont mieux simulés ($NS_i > 0,7$), sauf sur les faibles débits ($NS_{<5\ i} < 0$). Finalement, les meilleures performances du modèle sans stemflow sont obtenues pour les événements dont l'intensité de pluie est proche du Ks (événements 6, 14, 15, 16, Figure 6-7). En conclusion, l'état de la liaison entre qualité de simulation et Px_5/Ks témoigne de la difficulté de simuler du ruissellement sans stemflow pour de faibles intensités, et traduit la fragilité d'un modèle de ruissellement calé sur le Ks.

Les approches avec stemflow-2a et -2b améliorent la simulation des hydrogrammes. Premièrement, entre les approches sans stemflow-1 et avec stemflow-2a, la Figure 6-8, montre que le calage avec le stemflow améliore nettement la simulation des hydrogrammes entiers et des faibles débits, notamment pour les 12 événements de faibles intensités de pluie avec $Px_5/Ks < 1$ (7 événements sur 12 ont une valeur de $NS_i > 0,8$ et 6 événements sur 12 ont une valeur de $NS_{<5\ i} > 0,8$).

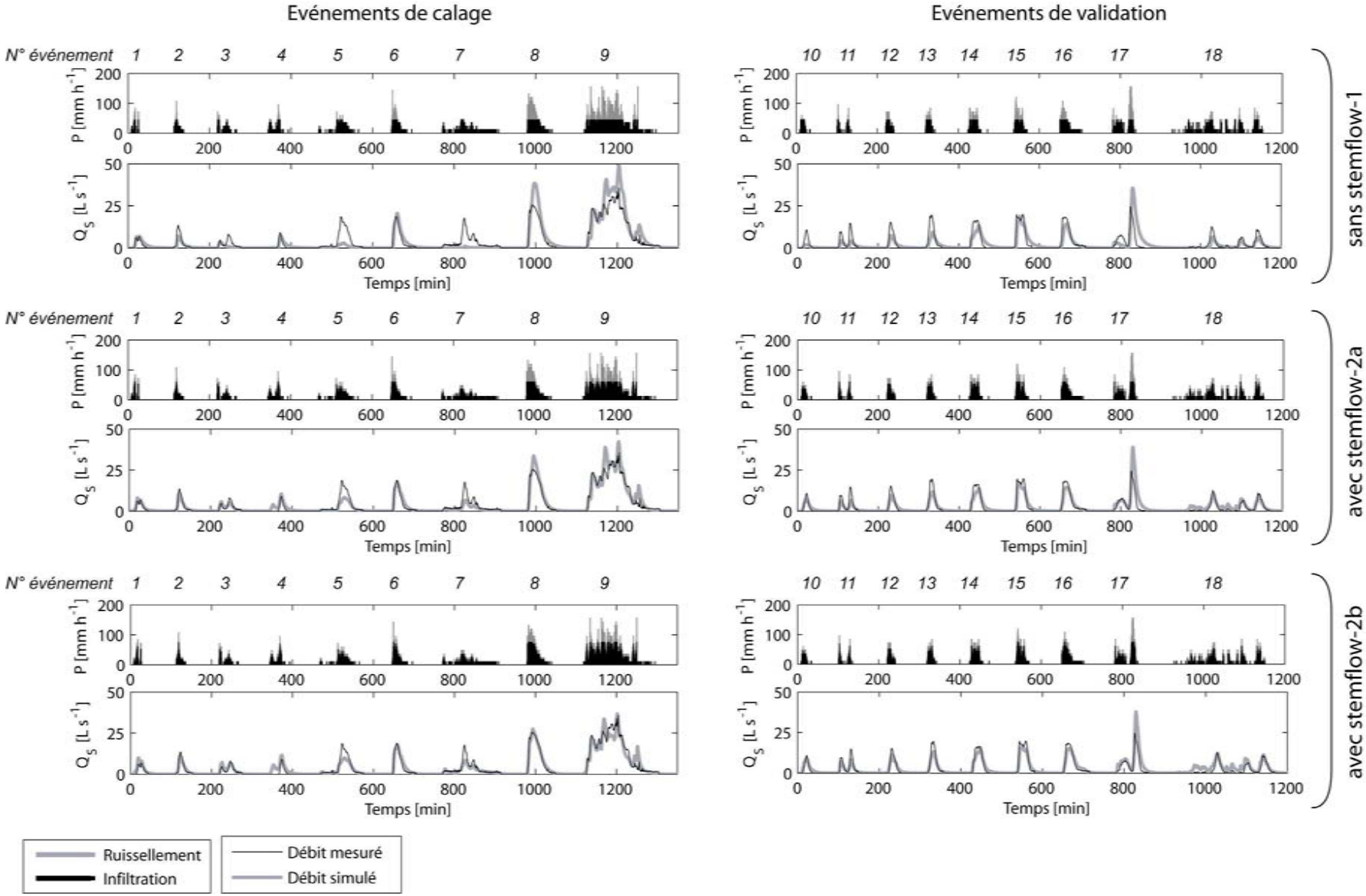


Figure 6-7 Résultats des simulations pour le calage et la validation ; les différents événements sont représentés sur le même axe de temps.

Avec P la pluie et Q_S le débit à l'exutoire de la parcelle.

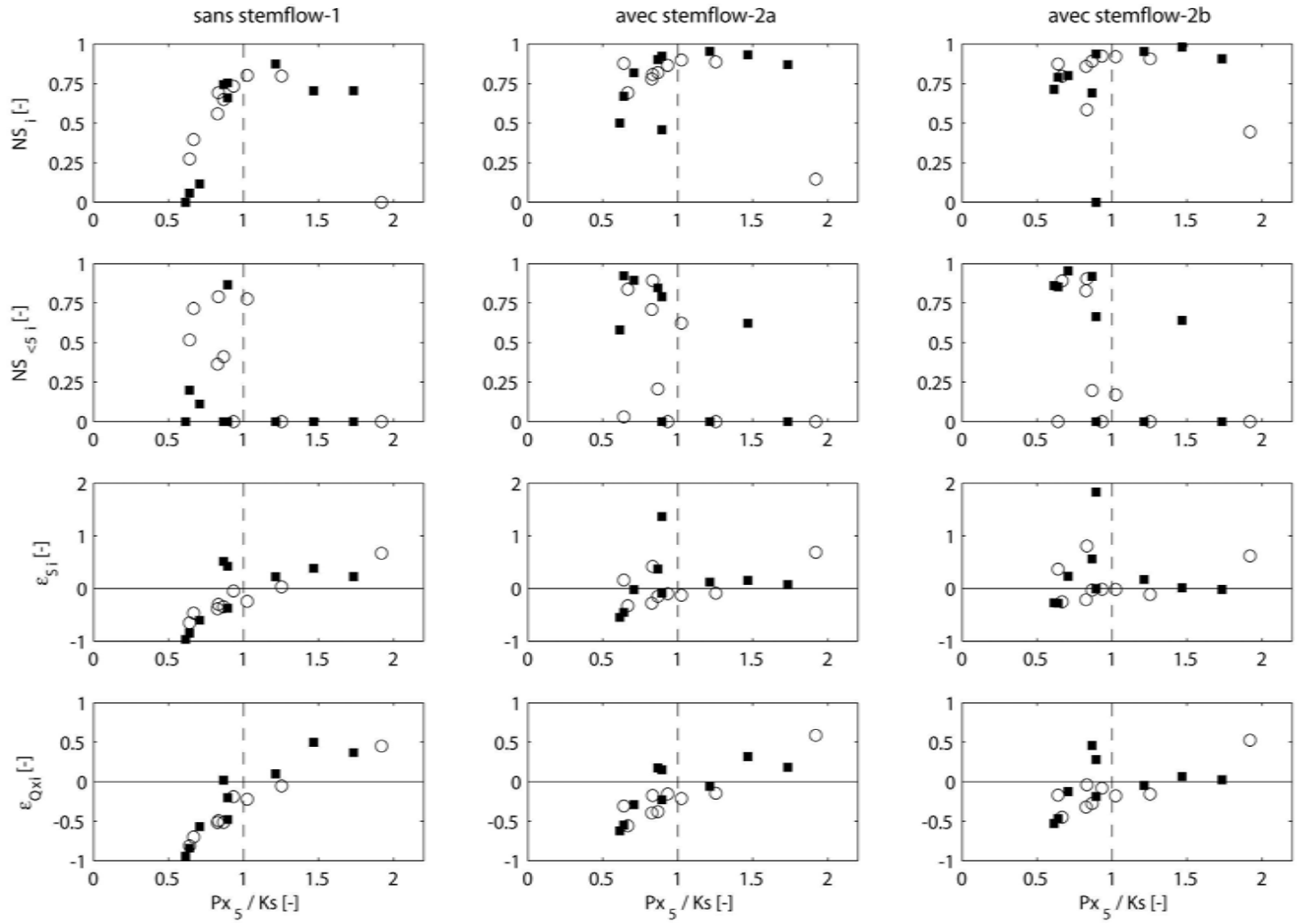


Figure 6-8 Résultats des critères de performances pour les procédures de calage (■) et de validation (○).

Px_5/Ks est le rapport de l'intensité maximale de la pluie sur 5 minutes sur la conductivité hydraulique à saturation, NS_i et $NS_{<5\,i}$ sont respectivement les coefficients de Nash et Sutcliffe sur l'hydrogramme entier et sur les débits inférieurs à 5 L s^{-1} sur la décrue, ε_{Si} et ε_{Qxi} sont respectivement l'erreur relative sur le volume et l'erreur relative sur le débit de pointe.

Concernant les critères ε_{Si} et ε_{Qxi}, l'amélioration est significative pour les 6 événements dont le rapport Px_5/Ks est le plus faible (événements 7, 5, 10, 11, 3, 13, Figure 6-7). La moyenne de ε_{Si} augmente de -0,65 (+/-0,22) sans stemflow-1 à -0,07 (+/-0,29) avec stemflow-2a, et la moyenne de ε_{Qxi} augmente de -0,73 (+/-0,16) à -0,34 (+/-0,16).

Deuxièmement, l'approche avec stemflow-2b montre des résultats globalement similaires à l'approche 2a pour les 12 événements avec $Px_5/Ks < 1$ (8 événements sur 12 et 4 événements sur 12 ont respectivement une valeur de NS_i et de $NS_{<5\,i} > 0,8$). Les écarts sur les critères ε_{Si} et ε_{Qxi}, sont proches avec l'approche 2a, avec respectivement une moyenne de -0,25 +/-0,26 et -0,45 +/-0,14. Ce résultat signifie que β peut être un paramètre de calage performant quand Ks est déterminé par mesure in situ.

6.5 Discussion et Conclusion

Nos résultats montrent qu'une modélisation tenant compte de la redistribution de la pluie par le couvert végétal améliore la simulation du débit à l'échelle d'une parcelle plantée en banane. Elle permet notamment de tenir compte des valeurs élevées de Ks, cohérentes avec les mesures de terrain et de prendre en compte l'existence de ruissellement pour de faibles intensités pluviométriques. Cette modélisation a été conduite dans une approche globale à l'échelle de la parcelle, dans laquelle nous avons développé une fonction stemflow que nous avons couplé avec une fonction de production et une fonction de transfert. L'application sur une parcelle de banane, en Guadeloupe, a donné des résultats satisfaisants ($NS_i > 0,6$ pour 14 événements sur 18) pour une grande variété d'événements pluvieux entre 10 et 130 mm. Ce dernier point souligne la robustesse du modèle et permet d'envisager une application à l'échelle de longues chroniques.

Nos simulations montrent que l'effet concentrateur du couvert végétal peut être responsable d'une augmentation du coefficient de ruissellement à l'échelle de la parcelle. A l'inverse, pour d'autres travaux réalisés sur des sols volcaniques jeunes très comparables à ceux de notre étude, Fontes *et al.* (2004) et Van Dijk et Bruijnzeel (2004) ont montré qu'une mise en culture, avec des plantes pour lesquelles le stemflow est un processus mineur, favorisait l'infiltration du sol. Cependant le phénomène de stemflow pour les plantes étudiées (maïs, riz, cassave) était faible (inférieur à 5 %). Dans les conditions de la bananeraie cultivée en milieu tropical, et qui présente une forte concentration des eaux de pluie dans un contexte de forte intensité pluviométrique, la structure du couvert végétal est un déterminant de la genèse du ruissellement.

Deux principales limites de cette approche de modélisation résident dans la conceptualisation de deux compartiments dont l'un reçoit les flux concentrés. La première limitation porte sur la mesure physique de β, le coefficient de stemflow qui détermine la surface de ces deux compartiments est difficile sur le terrain, car les limites de la zone d'influence du stemflow est difficile à identifier et est variable en fonction de son intensité. De fait, nous avons vu que β peut constituer un paramètre de

calage. La seconde limitation a trait à la configuration simple de la redistribution dans les deux compartiments, supposés non connectés. De fait la structure du modelé de surface qui détermine les chemins d'eau apparaît essentielle dans l'expression de l'effet concentrateur des plantes sur le ruissellement à l'échelle parcellaire. La prise en compte de ce modelé nécessiterait la mise en œuvre d'une modélisation spatiale plus fine.

Cette étude a différentes implications. Elle suggère tout d'abord que le processus de stemflow mis en évidence à l'échelle de la plante par Cattan *et al.* (2007a) a une incidence à l'échelle de la parcelle. Son influence aux échelles plus larges du sous-bassin et du bassin versant pourrait alors être envisagée. Elle suggère plus généralement de tenir compte de cette variabilité dans les processus touchant au transport de matières sous forme soluble (transport de solutés) ou solide (érosion). Sansoulet *et al.* (2007) notent ainsi l'effet de la concentration des eaux au pied du bananier sur la mobilisation de l'azote et de la potasse dans les eaux de drainage et donc la nécessité de considérer cette variabilité lors d'une modélisation à l'échelle de la parcelle. Ceci est d'autant plus vrai que les épandages réalisés en parcelle (engrais, pesticides) ne sont pas régulièrement répartis sur toute la surface. Dans le cas des bananeraies, les apports sont souvent localisés au pied du bananier, c'est-à-dire dans des zones de forte concentration de l'eau de pluie ; les transports de solutés seront ainsi différents d'un compartiment à l'autre.

En perspective, l'amélioration de la simulation des bas débits que procure le modèle ouvre des opportunités pour modéliser des pluies intermittentes faibles correspondant à des événements de longue durée avec des intensités de pluie relativement faibles, pour lesquels certains auteurs comme Yu *et al.* (2000) et Chahinian *et al.* (2006) ont noté les difficultés de modélisation. Enfin, cette fonction stemflow intégrée à un modèle global à l'échelle de la parcelle peut être utilisée dans des approches de modélisation hydrologique distribuée à l'échelle du bassin versant ce qu'autorise son couplage avec le modèle spatialisé MHYDAS.

CHAPITRE 7 : MODÉLISATION HYDROLOGIQUE SPATIALISÉE DES CRUES, DE LA PARCELLE AU SOUS-BASSIN ET AU BASSIN VERSANT, EN MILIEU CULTIVÉ TROPICAL

RÉSUMÉ

L'objectif de ce travail est de modéliser les processus de crue aux échelles de la parcelle, du sous-bassin et du bassin versant dans en contexte cultivé tropical. L'approche de modélisation à l'aide du modèle MHYDAS est globale à l'échelle de la parcelle et distribuée aux échelles du sous-bassin et du bassin versant. Ce modèle spatialisé, adapté au contexte cultivé, permet de prendre en compte l'organisation spatiale du paysage (réseau de fossés, routes, parcellaire). Le site d'étude est le petit bassin versant volcanique de Féfé situé en Guadeloupe, instrumenté pour étudier les processus hydrologiques sur trois échelles : à la parcelle (3 000 m²), au sous-bassin (2 400 m²) et au bassin versant (17,8 ha). L'approche de modélisation est basée sur le schéma de fonctionnement qui hiérarchise les processus selon les différentes échelles : à l'échelle de la parcelle la redistribution de la pluie par le bananier (stemflow) augmente le ruissellement, à l'échelle du sous-bassin composé de deux parcelles et d'un fossé s'ajoutent les écoulements à surface libre et la réinfiltration vers la nappe, à l'échelle du bassin versant l'ensemble des processus de ruissellement et d'échanges nappe-fossés interagissent. Les simulations à l'échelle du bassin ont montré que le processus de réinfiltration était la cause de compensations fortes du ruissellement en parcelles et que cette réinfiltration tamponnait l'incidence de la variabilité inter-parcellaire à l'échelle du bassin. Cet outil de modélisation spatialisée a également permis de caractériser la variabilité des flux au sein du bassin et a mis en évidence l'importance des surfaces actives au ruissellement en fonction de l'occupation du sol. Le bilan hydrologique déterminé par le biais de la modélisation a montré des flux globalement équivalents entre le ruissellement en parcelle et la réinfiltration dans les fossés. Cette modélisation spatialisée apporte des informations sur la variabilité des processus internes au bassin. Elle permet de comprendre les processus dans l'espace, en relation avec la structure du milieu, elle permet également de tenir compte de la variabilité spatio-temporelle des entrées (la pluie) ainsi que des variables comme les propriétés du milieu et les conditions initiales.

7.1 Introduction

La compréhension des processus hydrologiques aux échelles de la parcelle et du bassin versant, en rapport avec l'occupation du sol et les pratiques culturales, est une étape importante dans la gestion des ressources en eau ou dans l'étude de la contamination du milieu en contexte agricole. Une caractéristique importante du contexte cultivé est l'influence des discontinuités des aménagements anthropiques comme les terrasses, le parcellaire, les chemins ou encore le réseau de fossés sur la variabilité des processus hydrologiques (Gallart *et al.*, 1994; Moussa *et al.*, 2002; Carluer et Marsily, 2004). Dans un contexte tropical humide, où les propriétés pédoclimatiques sont caractérisées par de fortes intensités pluviométriques et des infiltrabilités élevées (Ks fréquemment supérieur à 50 mm h^{-1}) (Dubreuil, 1985; Bonell, 1993), peu d'études ont été conduites en contexte agricole aux échelles intégrées de la parcelle, du sous-bassin et du bassin versant.

La parcelle (500 – 5 000 m²) est définie comme une entité élémentaire, relativement plane, et sans réseau hydrographique. Le sous-bassin versant (2 000 m² – 0,1 km²) est composé d'au moins deux parcelles dont le ruissellement se déverse dans un fossé. Les gammes de surface pouvant être comparables, la distinction entre parcelle et sous-bassin se fait suivant cette typologie d'une présence ou non d'un réseau hydrographique. A l'échelle du petit bassin versant (0,1 – 10 km²), l'ensemble des processus de surface et souterrains qui se produisent à des échelles plus petites doit être pris en compte pour caractériser le fonctionnement du système. Dans ce cadre, tenir compte de l'hétérogénéité des processus mis en jeu aux différentes échelles de la parcelle au bassin versant nécessite des outils de modélisation spatialisée adaptés aux spécificités du contexte cultivé. Comparés aux nombreux modèles spatialisés existants, e.g. TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979), SHE (Abbott *et al.*, 1986), TOPOG (Vertessy *et al.*, 1993), ou encore ANSWER (Bouraoui et Dillaha, 1996), quelques modèles mécanistes prennent en compte les spécificités du milieu cultivé. Par exemple, Dunn et Mackay (1996) ont créé une *drained version* (sic) en surimposant au modèle SHETRAN des réseaux de fossés comme éléments du réseau hydrographique. Carluer et Marsily (2004) ont modifié le modèle TOPOG en incluant les réseaux linéaires des fossés, des routes et des haies. Ou encore le modèle distribué MHYDAS (Moussa *et al.*, 2002), structuré autour d'une segmentation de l'espace qui inclut les fossés comme éléments linéaires du réseau hydrographique et les parcelles comme unités hydrologiques.

Une des premières étapes de modélisation est basée sur un schéma de fonctionnement (Beven, 2001). Ce schéma est rendu difficilement modélisable lorsqu'il est construit sur des effets opposés aux trois échelles de la parcelle, du sous-bassin et du petit bassin versant. Par exemple, à l'échelle de la plante, l'interception et la redistribution de la pluie par la végétation modifient les flux au sol (voir les revues de Crockford et Richardson (2000); Levia et Frost (2003); Llorens et Domingo (2007)). Ainsi, en climat tropical, sous bananier, le stemflow concentre la pluie à la base de la plante (Cattan *et al.*,

2007a) et augmente le coefficient de ruissellement à l'échelle de la parcelle (Chapitre 6). A de plus larges échelles du sous-bassin et du bassin versant, le réseau de fossés joue deux rôles au sein d'un système agricole : un premier sur la propagation du ruissellement qui influence le temps de réponse des crues, et un second sur les échanges avec la nappe influençant alors les volumes ruisselés et de recharge (Moench *et al.*, 1974; Moussa *et al.*, 2002; Dagès, 2006).

Le découpage de l'espace et le calage du modèle restent des tâches difficiles pour les modèles distribués. Dans le cas de bassins cultivés, la surface peut être découpée en unités hydrologiques sur la base du parcellaire dont le fonctionnement est supposé homogène du fait des pratiques culturales (Moussa *et al.*, 2002). Les fossés, les routes et chemins d'exploitations peuvent être considérés comme des éléments linéaires du paysage quand ils canalisent les eaux de ruissellement provenant des parcelles, mais ils peuvent également être considérés comme des éléments surfaciques favorisant le ruissellement de surface (Ziegler *et al.*, 2004). Souvent, les modèles hydrologiques sont calés sur un seul site correspondant à l'exutoire du bassin (Madsen, 2000), mais cela ne se traduit pas nécessairement par une simulation adéquate des variables internes au bassin (Refsgaard, 1997). Une solution est le calage multi-réponse à l'échelle locale qui utilise les informations de mesures de débit et de piézométrie intermédiaires dans les phases de calage et de validation (e.g. Anderton *et al.* (2002), Carluer et Marsily (2004), Chahinian (2004), Tiemeyer *et al.* (2007)).

L'objectif de ce travail est de modéliser les processus de crue aux échelles de la parcelle, du sous-bassin et du bassin versant dans en contexte cultivé tropical. Le site d'étude est le petit bassin versant volcanique de Féfé situé en Guadeloupe, instrumenté pour étudier les processus hydrologiques sur trois échelles d'approche : i) à la parcelle (3 000 m²) où le stemflow augmente le ruissellement, ii) au sous-bassin (2 400 m²) de taille équivalente, mais composé de deux parcelles et d'un fossé où s'ajoutent les écoulements à surface libre et la réinfiltration vers la nappe, iii) au bassin versant (17,8 ha) avec 3,3 km de fossés dont ceux sur les versants sont toujours infiltrants car la nappe est basse, et dont ceux de la dépression jouent un double rôle infiltration/drainage selon que le niveau de la nappe est plus bas ou plus haut que le niveau dans le fossé. Les hypothèses de base du fonctionnement hydrologique de bassin sont que l'occupation du sol en bananeraie et le réseau de fossés agricoles sont deux déterminants à la genèse des crues dans un contexte de pluies tropicales de fortes intensités. L'approche est une modélisation spatialisée avec le modèle distribué MHYDAS (Modélisation HYdrologique Distribuée des AgroSystèmes) (Moussa *et al.*, 2002) qui permet de prendre en compte les spécificités hydrologiques du contexte cultivé à deux niveaux : i) au niveau du partage de la pluie en ruissellement et infiltration, MHYDAS est couplé avec une fonction stemflow adaptée aux plantes concentrant la pluie à la base du tronc (Chapitre 6), ii) au niveau du découpage spatial, MHYDAS permet de tenir compte des discontinuités des parcelles, du réseau de fossés et des routes. Cette étude est structurée en cinq parties : i) présentation du site d'étude, des données et des contraintes à la modélisation, ii) description du modèle MHYDAS, iii) application du modèle aux échelles de la parcelle et du sous-bassin versant, iv) segmentation de l'espace et stratégie de

paramétrisation à l'échelle du bassin versant, v) calage, validation et application de MHYDAS à l'échelle du bassin versant.

7.2 Le site d'étude

7.2.1 Situation

Trois sites expérimentaux font l'objet de suivis hydrologiques sur le versant est de l'île volcanique de la Basse-Terre en Guadeloupe (Figure 7-1) : une parcelle agricole de 3 000 m² appelée « Espérance Haut » à la station du CIRAD à Neufchâteau, un sous-bassin élémentaire de 2 400 m² appelé « Moïse Haut », lui même inclu dans le petit bassin versant de Féfé de 17,8 ha ; la parcelle Moïse Haut et le bassin de Féfé étant situés à 2 km au sud-ouest de la parcelle Espérance Haut.

La parcelle Espérance Haut (16°04′38″N, 61°36′04″W, 250 m) est une parcelle expérimentale de pente régulière moyenne de 12 %, isolée hydrauliquement par des tôles, et qui a été équipée pour des mesures de pluie et de débit en 2001 et 2002 (Cattan *et al.*, 2006).

Le sous-bassin versant de Moïse Haut Féfé (16°03'55''N, 61°37'18''W, 400 m) est composé de deux versants de 800 et 1 600 m² dont les eaux de ruissellement sont récoltées par un fossé. La pente moyenne est de 30 %.

Le bassin versant de Féfé (16°03'50''N, 61°37'12''W) est un bassin montagneux dont l'altitude est comprise entre 318 et 432 m. Deux zones géomorphologiquement opposées le divisent dans sa longueur. La moitié nord est un versant avec de fortes pentes entre 26 et 60 % orientées vers le sud où se situe l'exutoire du sous-bassin Moïse Haut. La moitié sud est un glacis de pente moyenne de 9 % qui est drainé en permanence par la ravine principale.

En Guadeloupe, le climat est tropical humide sous influence maritime marqué par deux types de saison : une saison sèche centrée sur février-mars et une saison des pluies de juillet à novembre. La pluie annuelle pour une année moyenne est de 4 200 mm environ sur Féfé et de 3 636 mm à Neufchâteau (Météo-France, 2004).

Le contexte géologique du secteur de Féfé est de type paléovallée, avec le remplissage, par des dépôts laviques et pyroclastiques, de deux anciennes vallées d'axe NW-SE sur un substratum argilisé. En couverture, une formation de lapillis et de cendres recouvre le bassin sur une épaisseur de 5 à 9 m.

Les trois sites de la parcelle Espérance Haut, du sous-bassin Moïse Haut et du bassin de Féfé sont situés sur un umbric andosol (WRB, 2006) avec une structure macroscopique continue, des pores de taille moyenne et tubulaires fins. Aucun des deux horizons A et B ne présente de fentes de retrait au cours de l'année, du fait d'une pluviométrie régulière. Notons qu'à l'aval du bassin, un glissement de terrain a décapé cette formation superficielle pour laisser affleurer un ferralsol développé sur les laves sous-jacentes sur 5,8 % de la surface du bassin. Le réseau anthropique des routes, des plates-formes et hangars représente environ 5,4 % de la surface du bassin de Féfé.

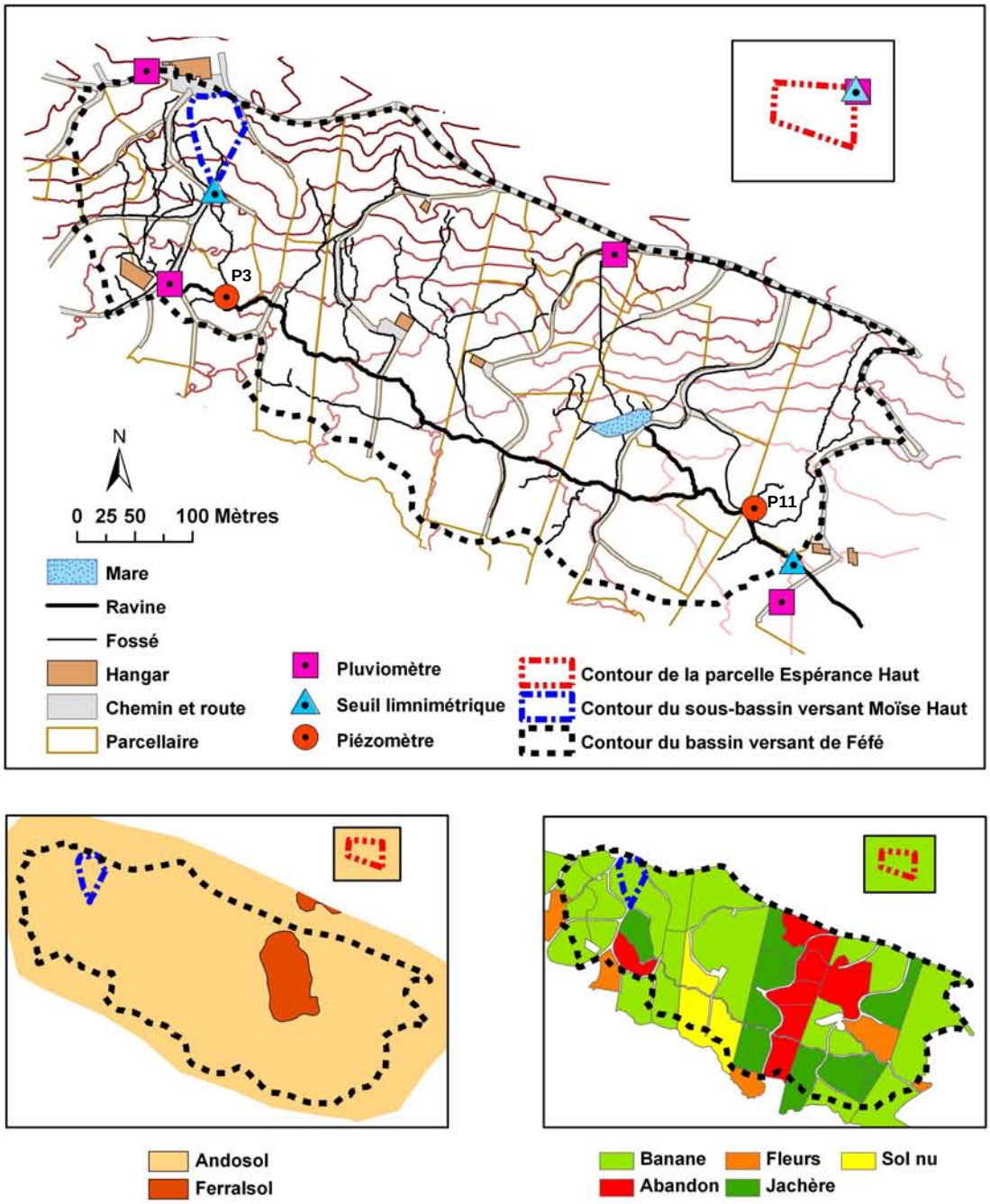


Figure 7-1 Dispositif expérimental du bassin versant de Féfé (en haut) ; Carte des sols (en bas à gauche) ; Carte d'occupation du sol (en bas à droite).

La parcelle Espérance Haut et le sous-bassin Moïse Haut sont plantés en banane (*Musa spp.*) selon un maillage régulier de 2,35 m entre les rangs et entre les bananiers dans le rang. Les bananiers sont plantés dans un trou de 10 cm dans le rang qui suit la ligne de plus grande pente, et les résidus disposés de manière éparse dans l'inter-rang. Le bassin versant de Féfé recoupe cinq exploitations bananières couvertes en permanence par 53 à 65 % de parcelles plantées en banane suivant les mêmes pratiques culturales que la parcelle et le sous-bassin. Six autres classes d'occupation du sol sont recensées sur le bassin et sont présentées dans le Tableau 7-1 : i) la prairie sur une surface de 10 à

27 % de la surface totale du bassin, ii) des parcelles de banane récemment abandonnées vec une strate arbustive dense qui se développe au sein de la parcelle sur environ 10 % de la surface du bassin, iii) le sol nu qui correspond à la période de plantation des vitro-plants de banane quand la couverture végétale est inférieure à 30 % de la surface totale, et représentant moins de 11 % de la surface du bassin, iv) des fleurs d'anthurium, alpinia, et héliconia, qui représentent moins de 9 % de la surface du bassin, v) des madères avec le sol conservé nu entre les plants, recensés uniquement en juin 2006 sur 2 % environ de la surface du bassin.

Tableau 7-1 Evolution des surfaces des différentes catégories d'occupation du sol.

Date	Banane [%]	Prairie [%]	Abandon [%]	Sol nu [%]	Fleurs [%]	Madère [%]	Réseau anthropique [%]
01/03/2004	52,8	16,2	11,4	14,2	0,0	0,0	5,4
30/11/2004	65,1	9,9	8,6	2,1	8,9	0,0	5,4
17/06/2005	52,8	24,0	10,6	4,2	3,0	0,0	5,4
26/06/2006	55,4	27,4	8,8	0,0	0,9	2,1	5,4

7.2.2 Dispositif expérimental

La parcelle Espérance Haut a fait l'objet d'un suivi hydrologique en 2001 et 2002 par Cattan *et al.* (2006). Dans cette partie nous présentons donc uniquement le dispositif expérimental du sous-bassin Moïse Haut et du bassin versant de Féfé.

Les sites de mesure sont localisés sur la Figure 7-1. Le dispositif expérimental de la parcelle Espérance Haut est décrit par Cattan *et al.* (2006) et fait référence à des données acquises en 2001 et 2002. Sur le bassin de Féfé et le sous-bassin Moïse Haut, l'intensité pluviométrique est mesurée par quatre pluviomètres à augets de 0,2 mm (ARG100, Campbell Scientific, Shepshed, Leicestershire, UK), répartis sur l'aval à l'est et l'amont à l'ouest et sur le relief au nord et le glacis au sud.

Le ruissellement à l'exutoire du sous-bassin a été mesuré au niveau d'un seuil en V d'angle 90° sur une hauteur de 24 cm. Les enregistrements limnimétriques sont réalisés à un pas de temps de deux minutes par une sonde pressiométrique (Diver, Van Essen Instruments, Delft, NL). L'écoulement à l'exutoire du bassin versant est mesuré à la station hydrométrique composée d'un seuil composite en V d'angle 90° entre 0 et 50 cm de hauteur et surmonté d'un seuil rectangulaire de 195 cm de large entre 50 et 102,5 cm de hauteur. Le débit maximal mesuré par le seuil en béton est d'environ 1 500 L s^{-1}. Pour les crues exceptionnelles dépassant la hauteur du seuil, la topographie à l'exutoire épouse une forme trapézoïdale à partir de laquelle ont été calculés les débits extrêmes. Les enregistrements limnimétriques sont réalisés à un pas de temps de deux minutes par une sonde pressiométrique (PDCR1830, Campbell Scientific).

Deux piézomètres superficiels P3 et P11 de profondeur respective de 2,6 et 4,8 m sont équipés de sondes pressiométriques (Diver, Van Essen Instruments, Delft, NL) qui mesurent le niveau d'eau à un

pas de temps de quatre minutes. Le calibrage des niveaux piézométriques est effectué par rapport à des mesures manuelles hebdomadaires.

La période de mesure pour la pluie, pour le débit à l'exutoire et pour la piézométrie s'étend du 01/02/2004 au 06/09/2006. La période de mesure pour le débit à l'exutoire du sous-bassin Moïse Haut s'étend du 19/01/2006 au 06/09/2006.

7.2.3 Analyse des données

Le traitement des données pour le sous-bassin Moïse Haut et le bassin versant de Féfé a consisté à obtenir des chroniques continues sur les quatre pluviomètres, les deux exutoires du sous-bassin et du bassin, et les deux piézomètres P3 et P11. Concernant la pluie, une intégration des mesures pour chacun des pluviomètres est réalisée sur un pas de temps de deux minutes. Les chroniques de débit correspondent aux valeurs enregistrées aux exutoires au pas de temps de deux minutes. Les chroniques piézométriques au pas de temps de deux minutes sont obtenues en interpolant linéairement une valeur moyenne entre deux mesures enregistrées toutes les quatre minutes.

Afin de caractériser les relations entre la pluie et le débit, les événements de crue sont définis selon les critères suivants : i) un événement pluvieux est défini par un seuil minimal de pluie de 1 mm sur 2 heures et se termine lorsque l'intensité de la pluie descend en dessous de ce seuil pour une durée d'au moins 2 heures ; (ii) une crue est définie par une augmentation du débit supérieure à 3 L s^{-1}. Nous nous sommes fixé un seuil minimum de 20 mm de pluie pour la sélection des événements de crue présentés ci-dessous.

7.2.4 Evénements de crue

7.2.4.1 Sous-bassin Moïse Haut

Pour le sous-bassin Moïse Haut, 13 événements sont disponibles sur la période de mesure et leurs caractéristiques hydrologiques sont présentées dans le Tableau 7-2. La lame précipitée P_{MH} varie de 25,6 à 139 mm, la lame ruisselée S_{MH} de 2,0 à 11,0 mm, le débit de pointe Qx_{MH} de 4,4 à 17,3 L s^{-1} et le coefficient de ruissellement S_{MH}/P de 2,6 à 15,4 %.

La parcelle Espérance Haut (3 000 m²) et le sous-bassin Moïse Haut (2 400 m²), de surface équivalente, ont globalement des caractéristiques pédoclimatiques très comparables, ainsi qu'un couvert végétal (banane) identique. Cependant, la comparaison de la lame précipitée et ruisselée de la parcelle et du sous-bassin pour des événements couvrant la même gamme de pluie de 10 à 150 mm (Figure 7-2) montre qu'à pluie égale, la parcelle Espérance Haut ruisselle jusqu'à 7 fois plus que le sous-bassin Moïse Haut. Ceci peut être du à trois facteurs :

- Une conductivité hydraulique à saturation Ks sur la parcelle Espérance Haut plus faible. Or, les mesures de Ks donnent des valeurs moyennes trois fois plus élevées pour la parcelle Espérance

Haut comparé au sous-bassin Moïse Haut, soit respectivement 75 et 25 mm h^{-1}. Bien que la variabilité des mesures soit importante, cette hypothèse n'est pas retenue.

- Des conditions initiales plus sèches pour les événements du sous-bassin Moïse Haut, favorisant alors l'infiltration. Bien que les mesures n'aient pas été réalisées la même année, elles s'étendent dans les deux cas sur plusieurs mois (du 06/12/2001 au 02/04/2002 pour Espérance Haut, et du 19/01/2006 au 06/09/2006 pour Moïse Haut) et la régularité de la réponse hydrologique sur les deux sites suggère plutôt une faible influence des conditions initiales du sol sur le ruissellement. Cette hypothèse n'est donc pas retenue.

- La présence d'un fossé sur le sous-bassin Moïse Haut qui ré-infiltre l'eau ruisselée sur les versants. D'après les observations de terrain et les chroniques de débit à l'exutoire du sous-bassin, les écoulements en fossés ne se produisent qu'en période de pluie, suite au ruissellement en parcelle, et ce pour toutes les périodes de l'année.

Tableau 7-2 Caractéristiques des événements de crue pour la parcelle Moïse Haut.

Avec P_{MH} est la pluie au pluviomètre MH, site le plus proche de la parcelle Moïse Haut, S_{MH} la lame ruisselée, et Qx_{MH} le débit de pointe.

Date événement	P_{MH} [mm]	S_{MH} [mm]	Qx_{MH} [L/s]	S_{MH}/P [%]
21/01/2006	70,0	3,9	5,2	5,5
30/01/2006	126,7	3,3	12,6	2,6
16/02/2006	26,5	4,1	17,3	15,4
12/03/2006	139,7	11,0	4,4	7,9
14/03/2006	28,8	2,8	14,5	9,7
05/04/2006	73,5	4,5	9,7	6,2
06/04/2006	36,3	2,0	4,5	5,4
12/05/2006	58,6	3,6	9,2	6,1
13/06/2006	88,0	5,2	6,5	5,9
28/06/2006	45,0	5,7	9,8	12,7
29/06/2006	61,5	3,6	14,0	5,9
13/07/2006	54,6	2,8	7,2	5,2
02/09/2006	25,6	2,5	16,2	9,9

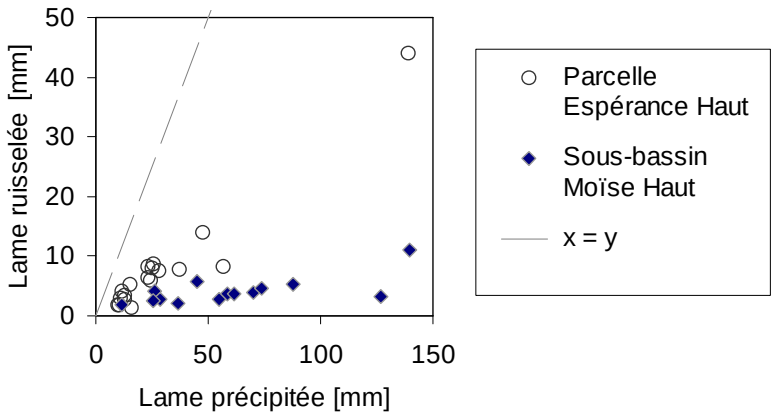


Figure 7-2 Comparaison des caractéristiques (lame précipitée vs. lame ruisselée) des événements de crue à la parcelle Espérance Haut et au sous-bassin Moïse Haut.

Ce constat nous amène donc à considérer le rôle des fossés comme primordial dans le fonctionnement du sous-bassin de Moïse Haut et plus généralement dans le cas du bassin de Féfé. En effet, à part le cours d'eau pérenne de la ravine principale d'une longueur d'environ 0,7 km, le réseau hydrographique des fossés ne fonctionnant qu'en période de pluie représente près de 2,5 km.

7.2.4.2 Bassin versant de Féfé

Pour le bassin versant de Féfé, 24 événements sont sélectionnés sur la période de mesure de 2004 à 2006 selon les deux critères suivants : i) ils se situent dans une gamme de +/- 1 mois autour des quatre dates d'occupation du sol relevées sur le terrain le 01/03/2004, le 30/11/2004, le 17/06/2005, et le 26/06/2006, ii) des données piézométriques en P3 et P11 sont disponibles. Les caractéristiques hydrologiques des événements sont présentées dans le Tableau 7-3. Les quatre événements du 13/06/2006, du 28/06/2006, du 29/06/2006 et du 13/07/2006 en 2006 comportent des mesures de ruissellement aux deux échelles du sous-bassin et du bassin versant.

Tableau 7-3 Caractéristiques des événements de crue pour le bassin versant de Féfé.

avec P_{moy} la moyenne arithmétique des quatre pluviomètres, Px_{10} l'intensité maximale de la pluie sur 10 minutes, R la lame ruisselée à l'exutoire du bassin, Qx le débit de pointe, z_{P11ini} et $z_{P3\ ini}$ les profondeurs initiales de la nappe aux piézomètres P11 et P3.

C = calage; V = validation	Date événement	P_{moy} [mm]	Px_{10} [mm h^{-1}]	R [mm]	Qx [L s^{-1}]	R/P [%]	$z_{P11\ ini}$ [m]	$z_{P3\ ini}$ [m]	Date occupation du sol
V	06/02/04	48,7	51,1	8,8	114,4	18,1	2,1	1,7	01/03/04
C	07/02/04	39,7	74,8	10,9	510,3	27,5	1,7	1,0	01/03/04
V	23/03/04	92,4	58,1	18,6	433,0	20,1	2,1	1,7	01/03/04
C	28/03/04	24,3	49,0	2,3	90,0	9,5	2,0	1,6	01/03/04
V	02/11/04	62,0	87,6	21,5	1 515,3	34,7	1,8	1,3	30/11/04
V	04/11/04	36,6	31,2	10,9	410,8	29,8	1,7	1,2	30/11/04
C	06/11/04	32,6	54,0	13,5	664,0	41,4	1,7	1,2	30/11/04
V	09/11/04	78,4	102,0	47,9	3 287,2	61,1	1,5	0,9	30/11/04
V	12/11/04	67,2	51,6	35,2	1 186,9	52,4	1,4	1,1	30/11/04
V	15/11/04	54,2	94,8	20,3	1 625,0	37,5	1,7	1,5	30/11/04
V	19/11/04	576,6	112,8	480,5	4 052,7	83,3	1,7	1,4	30/11/04
C	20/11/04	44,8	74,4	32,6	1 414,8	72,8	1,3	1,0	30/11/04
V	21/11/04	191,4	112,8	157,7	3 091,8	82,4	1,1	0,9	30/11/04
V	15/12/04	75,0	66,6	29,4	949,9	39,2	1,6	1,1	30/11/04
C	22/12/04	34,8	47,4	10,1	259,1	29,0	1,9	1,6	30/11/04
V	06/06/05	92,0	81,5	24,7	433,0	26,8	1,5	1,0	17/06/05
C	07/06/05	45,3	54,3	4,5	188,6	9,9	1,8	1,3	17/06/05
V	09/06/05_A	83,8	80,2	15,6	714,1	18,6	1,8	1,3	17/06/05
C	09/06/05_B	98,9	59,5	22,6	464,3	22,9	1,6	1,1	17/06/05
V	11/06/05	71,5	56,9	19,1	553,3	26,7	1,5	1,1	17/06/05
C	13/06/06	88,0	61,6	9,3	354,9	10,6	2,4	2,4	26/06/06
V	28/06/06	45,0	61,1	3,6	181,3	8,0	2,2	2,0	26/06/06
C	29/06/06	61,5	83,2	10,5	299,5	17,1	2,0	1,5	26/06/06
V	13/07/06	54,6	39,6	10,1	241,6	18,5	2,1	1,8	26/06/06

La lame précipitée P_{moy} varie de 24,3 à 576,6 mm, les intensités maximales de pluie sur 10 minutes Px_{10} varient entre 32 et 113 mm h^{-1}, la lame ruisselée à l'exutoire du bassin R varie de 2,3 à 480,5 mm, le débit de pointe à l'exutoire du bassin Qx varie de 90 à 4 053 L s^{-1} et le coefficient R/P de 8,1 à 83 %. Les événements couvrent, du point de vue de la piézométrie, des périodes de basses eaux comme en juin 2006 et des périodes de hautes eaux comme en novembre 2004, soit pour les deux piézomètres P11 et P3, des profondeurs $z_{P11,\ ini}$ et $z_{P3,\ ini}$ qui varient de 2,4 à 0,9 m. Les événements pour lesquels les caractéristiques pluvieuses (lame et intensité) ne sont pas reliées aux effets saisonniers voient leur réponse hydrologique plus intense du point de vue du débit de pointe et du volume ruisselé en période de hautes eaux.

7.2.5 Contraintes pour la modélisation spatialisée

L'approche de modélisation se base sur des hypothèses de fonctionnement développées lors d'études expérimentales préalables aux différentes échelles locale, de la parcelle, du sous-bassin et du bassin versant. Les principales hypothèses de ce schéma de fonctionnement sont prises en compte dans l'approche de modélisation spatialisée MHYDAS et sont synthétisées dans le Tableau 7-4.

Tableau 7-4 Synthèses des hypothèses de fonctionnement aux différentes échelles.

avec : + = augmentation ; - = diminution.

Processus	Végétation		Sol		Conditions initiales		Fossé		Nappe	
	Avec stemflow (banane)	Sans stemflow (non banane)	Ks élevé	Ks faible	Sec	Humide	Ks élevé	Ks faible	Haute	Basse
Ecoulement de surface	+	-	-	+	-	+	-	+	+	-
Ecoulement souterrain	-	+	+	-	+	-	+	-	-	+

Les principaux processus sont le partage de la pluie en ruissellement et infiltration en parcelles, puis les écoulements de surface dans le réseau de fossés, ainsi que les échanges surface-souterrain dans le fossé. Le partage de la pluie en ruissellement et infiltration sur les parcelles va dépendre de facteurs comme la couverture végétale, les propriétés hydrodynamiques du sol, ou les conditions initiales. Le ruissellement augmente lorsque la structure de la plante favorise le stemflow, lorsque le Ks est faible et lorsque les conditions initiales sont proches de la saturation. Les échanges entre eaux de surface et souterraines dans le réseau de fossés vont dépendre de deux facteurs : les propriétés hydrodynamiques des fonds de fossés et la condition initiale d'humidité du sol, étroitement liée au niveau initial de la nappe. L'infiltration du fossé vers la nappe augmente lorsque le niveau d'eau dans le fossé augmente, impliquant des apports importants provenant des parcelles, lorsque le Ks du fond de fossé est élevé, et lorsque les conditions initiales sont en rapport avec des niveaux de nappe basse.

En rapport avec ces processus, le Tableau 7-5 présente une synthèse de fonctionnements hydrologiques aux trois échelles de la parcelle, du sous-bassin et du bassin versant.

A l'échelle de la parcelle Espérance Haut, une approche de modélisation avec le modèle MHYDAS a permis de restituer fidèlement le ruissellement en couplant une fonction stemflow avec la fonction de production (Chapitre 6). Cette approche, considérant la parcelle comme une seule entité, doit donc être prise en compte dans la modélisation distribuée aux échelles du sous-bassin et du bassin versant. Notons qu'à l'échelle du bassin, nous faisons l'hypothèse que les parcelles non plantées en banane ne sont pas concernées par ce processus. Le ruissellement à l'échelle parcellaire est peu dépendant des états hydriques initiaux du fait d'une humidité constante sous le climat tropical humide qui assure une saturation du sol toute l'année. La fonction de production peut alors être simplifiée à un seuil contrôlé par la conductivité hydraulique à saturation Ks (Chapitre 3 et Chapitre 6).

Tableau 7-5 Synthèses de résultats connus aux différentes échelles.

avec : X = observé ou mesuré ; o = absent ; ? = inconnu.

Processus	Végétation		Sol		Conditions initiales		Fossé		Nappe	
	Avec stemflow (banane)	Sans stemflow (non banane)	Ks élevé	Ks faible	Sec	Humide	Ks élevé	Ks faible	Haute	Basse
Parcelle Espérance Haut	X	o	X	o	o	X	o	o	o	o
Sous-bassin Moïse Haut	X	o	o	X	o	X	?	?	o	X
Bassin versant de Féfé	X	X	o	X	o	X	?	?	X	X

A l'échelle du sous-bassin Moïse Haut, d'après des observations de terrain lors de périodes humides, le fossé fonctionne uniquement en infiltration. Ce type de fonctionnement est représentatif d'une grande partie du bassin où la nappe est systématiquement plus basse que le fond du fossé. Dans le même temps, nous ne sommes pas en mesure d'appuyer cette hypothèse par des mesures sur le terrain. Ceci implique tout de même de tenir compte des échanges entre nappe et fossés aussi bien en ré-infiltration qu'en drainage.

A l'échelle du bassin de Féfé, l'influence du réseau de fossés se traduit par une réinfiltration conséquente de l'eau ruisselée sur les parcelles, comme en témoigne le suivi d'un pesticide entre l'exutoire du sous-bassin Moïse Haut et l'exutoire de Féfé (Chapitre 5). A ces processus de ré-infiltration en fossés s'ajoute à l'inverse celui du drainage de la nappe superficielle au niveau du cours d'eau, doublé d'une contribution de la nappe profonde à l'aval du bassin (Chapitre 4).

D’autres processus souterrains se rajoutent à ce fonctionnement hydrologique à l’échelle du bassin. L’aquifère superficiel drainé par la ravine se vidange en profondeur et recharge l’aquifère profond dans les laves et les nuées ardentes (Chapitre 3 et Chapitre 4). Ces flux en percolation profonde représentent 42 % du bilan annuel en 2003 (Charlier *et al.*, accepté) (voir Chapitre 3) et doivent être intégrés dans la modélisation. Le glissement de terrain sur le relief (Figure 7-1) est une zone à part, du fait du décapage de la formation superficielle. Une approche géochimique (Chapitre 4) suggère des écoulements peu profonds dans le toit de la formation des laves qui affleure. Un système aquifère particulier doit être considéré à cet endroit.

En synthèse, la problématique du changement d’échelle de la parcelle, au sous-bassin et au bassin, résulte en deux effets opposés qui doivent être pris en compte dans l’approche de modélisation distribuée MHYDAS : d’une part une augmentation des écoulements de surface en parcelle de banane du fait du stemflow et de conditions humides du sol, et d’autre part une augmentation des écoulements souterrains dans les fossés sur les versants du fait de nappes basses sur une grande partie du bassin.

7.3 Le modèle MHYDAS

MHYDAS (Moussa *et al.*, 2002) est un outil de modélisation hydrologique spatialisée à base physique qui prend en compte les hétérogénéités spatiales induites par le contexte cultivé. La segmentation de l'espace à partir de la superposition d’informations géographiques, comme les sols, le parcellaire, la topographie, etc. consiste à représenter la surface du bassin en unités hydrologiques (UH) qui correspondent aux parcelles, la surface piézométrique en unités aquifères (AQ) et le réseau hydrographique en tronçons (TR) qui correspondent aux fossés (Figure 7-3).

Chaque UH est connectée soit à une UH en aval, soit à un TR. Chaque UH est aussi connectée en profondeur à une AQ qui regroupe plusieurs UH. Celles-ci échangent avec les TR. Le modèle MHYDAS est décrit en détail par Moussa *et al.* (2002), Le Forner (2001), Chahinian (2004) et Tiemeyer *et al.* (2007) et est présenté en Annexe B. Un résumé de la structure du modèle est présenté dans cette section. Les processus hydrologiques représentés sont illustrés sur la Figure 7-4. Cinq fonctions sont distinguées : une fonction de production et une fonction de transfert sur les UH, une fonction souterrain, une fonction d’échanges nappe-fossés entre AQ et TR et une fonction de transfert dans les TR. MHYDAS permet à l’utilisateur de choisir entre plusieurs fonctions de production et de transfert. Les paramètres sont présentés dans le Tableau 7-6.

1. Premièrement, à la surface d’une UH, la fonction de production sépare la pluie en ruissellement et infiltration. Cette séparation est réalisée à partir d’un seuil constant égal à la conductivité hydraulique à saturation Ks. Ceci implique que la fonction de production n’est valide que pour des sols toujours proches de l’état de saturation ; le cas d’application étudié respecte cette condition. Pour simuler la redistribution de la pluie par le bananier, une fonction stemflow est couplée avec la fonction de production (Chapitre 6). Cette fonction permet de concentrer la pluie incidente au

pied de la plante et engendre du ruissellement pour des intensités de pluie plus faibles que l'infiltrabilité du sol. Cette fonction est contrôlée par le coefficient de stemflow β [-].

2. Deuxièmement, la fonction de transfert achemine le volume ruisselé à l'exutoire de l'UH en utilisant le modèle de l'onde diffusante résolu par la méthode d'Hayami (Moussa, 1996). Ce modèle a deux paramètres, la célérité moyenne sur toutes les UH $C_{m,HU}$ [m s^{-1}] et la diffusivité moyenne $D_{m,HU}$ [m^2 s^{-1}], qui peuvent être considérés constants ou reliés à la pente et à la rugosité η_{UH} de chaque unité hydrologique en utilisant une relation du type Manning-Strickler.

3. Troisièmement, les échanges entre AQ et TR sont simulés par une simple relation de type Darcy en considérant que les flux échangés sont soit proportionnels à la différence de charge entre l'AQ et le fond du TR quand la nappe est supérieure au fond du fossé, soit proportionnels à la différence de charge entre le niveau d'eau dans le TR et l'AQ quand la nappe est inférieure au fond du fossé (Figure 7-5). Pour chaque cas respectif, un coefficient d'échange spécifique Ce_1 ou Ce_2 est utilisé. Ces coefficients sont fonction de la conductivité hydraulique à saturation au fond du tronçon Ks_{TR} [mm h^{-1}].

4. Quatrièmement, MHYDAS utilise l'équation de l'onde diffusante pour acheminer le ruissellement à l'exutoire du bassin dans le réseau hydrographique (Figure 7-6). L'algorithme complet qui utilise le schéma de Crank-Nicholson est présenté et discuté par Moussa et Bocquillon (1996). Sur chaque TR, les deux paramètres de célérité C_{TR} [m s^{-1}] et de diffusivité D_{TR} [m^2 s^{-1}] sont calculés selon la pente, la longueur et la largeur du TR, et la rugosité de Manning η_{TR}.

5. Cinquièmement, la fonction souterrain recharge directement l'aquifère qui est discrétisé en AQ avec une surface piézométrique supposée parallèle à la pente et des propriétés hydrodynamiques homogènes sur la surface du bassin. Le stock dans l'aquifère est calculé à partir du coefficient d'emmagasinement n_{SA} [m m^{-1}], de la hauteur de l'aquifère $W_{SA,\,max}$ [m] et du stock initial $W_{SA,\,ini}$ [m]. Le transfert entre unités AQ est fonction d'un coefficient de vidange latéral d'une AQ vers une autre AQ $k_{v,l}$ [m^2 s^{-1}], coefficient qui est proportionnel à la différence de charge entre les deux AQ. Pour répondre aux spécificités de Féfé, la percolation en profondeur de l'aquifère superficiel est calculée à partir d'une fonction de décroissance exponentielle dont le coefficient de vidange est $k_{v,D}$ [s^{-1}] (Chapitre 3). Pour optimiser la simulation des fluctuations piézométriques, le transfert dans la zone non saturée est retardé selon un temps de réponse de la nappe tr_{AQ} [min].

Dans sa version actuelle, MHYDAS est un modèle de simulation des crues et ne prend pas en compte le processus d'évapotranspiration.

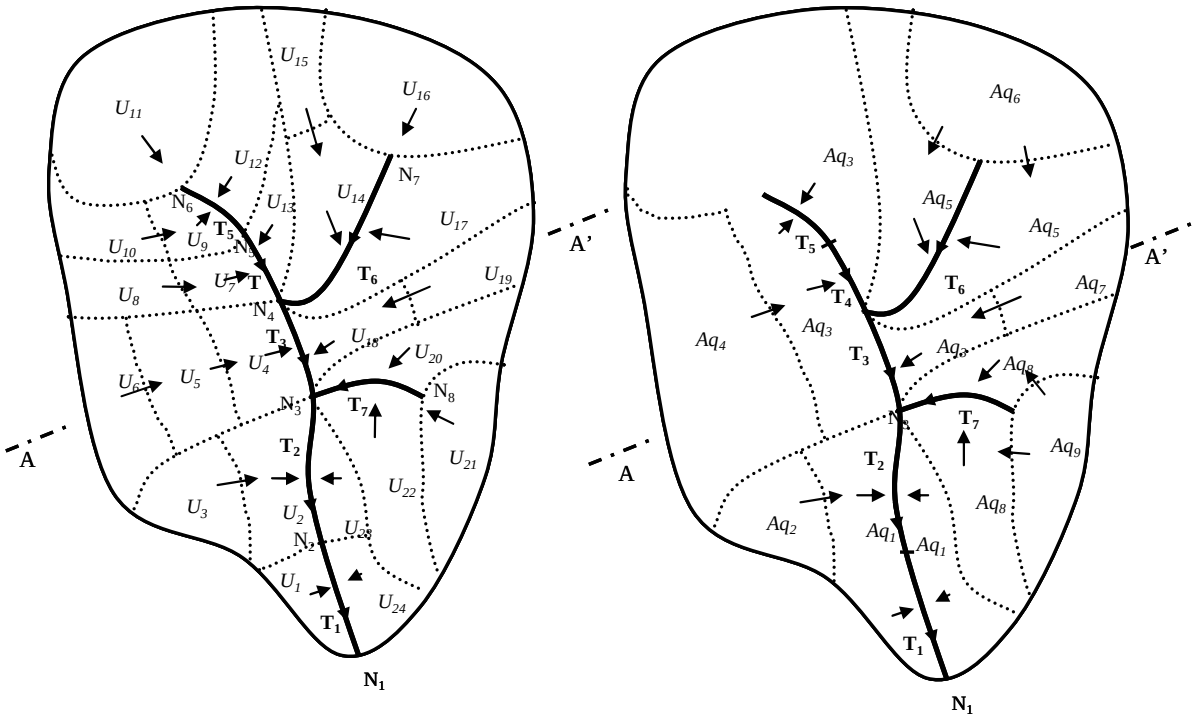


Figure 7-3 Exemple de découpage et de codage d'un bassin versant en unités hydrologiques de surface et en unités de nappes (d'après Moussa (2005)).

En caractère normal figurent les numéros de nœuds (N_1 à N_8), en gras figurent les numéros de tronçons (T_1 à T_7), et en italique figurent les numéros des unités hydrologiques (U_1 à U_{24}) et le numéros des aquifères (Aq_1 à Aq_9).

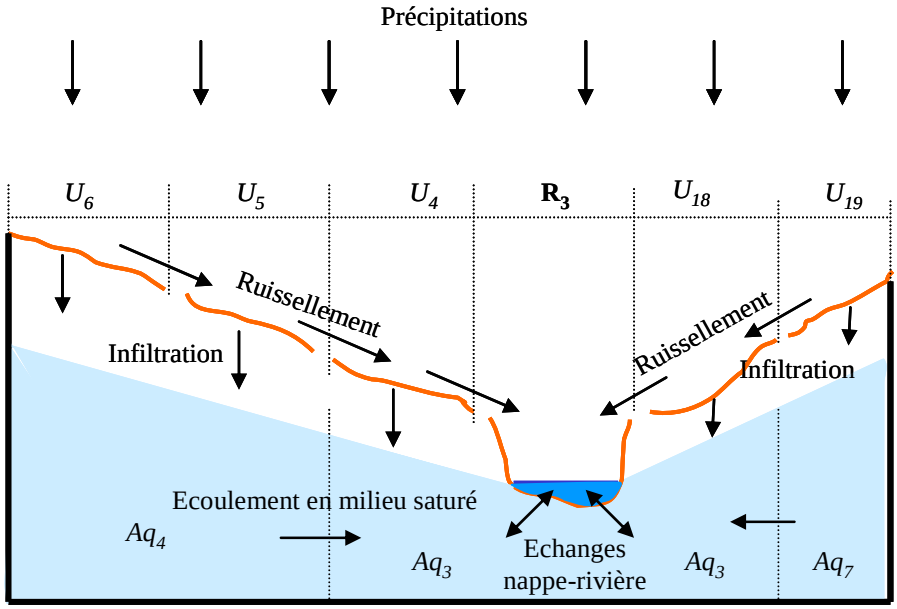


Figure 7-4 Processus hydrologiques représentés dans MHYDAS sur une coupe AA' de la Figure 7-3 (d'après Moussa (2005)).

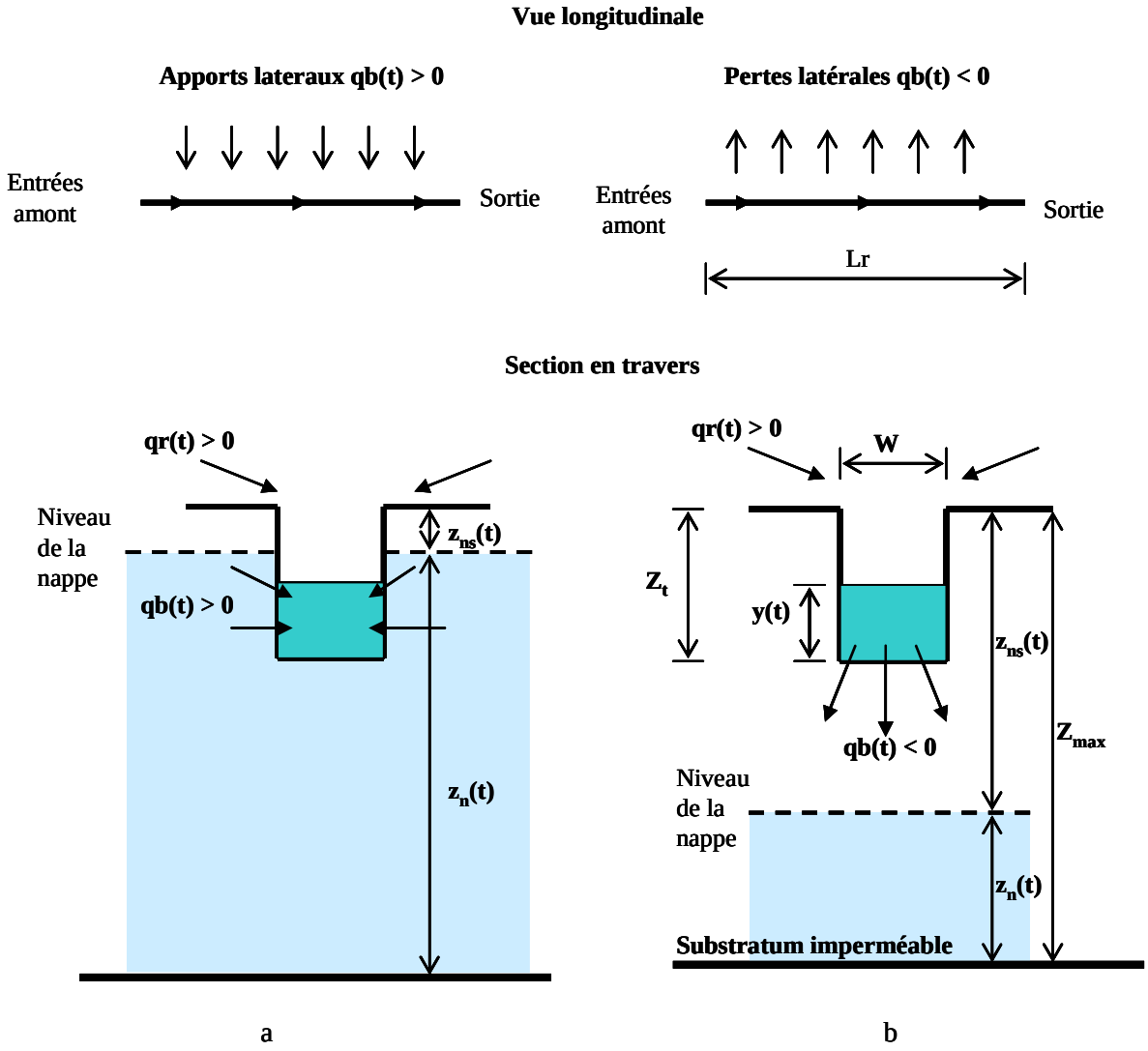


Figure 7-5 Module d'échange nappe-rivière dans MHYDAS (d'après Moussa (2005)).

a : Le niveau de la nappe z'(t) est supérieur au fond du tronçon.

$$z_{ns}(t) > Z_t \quad \Rightarrow \quad qb(t) = Ce_1\left[z_{ns}(t) - \left(Z_t - y(t)\right)\right]L\left(2y(t) + W\right)$$

b : Le niveau de la nappe z(t) est inférieur au fond du tronçon de profondeur Z_t

$$z_{ns}(t) > Z_t \quad \Rightarrow \quad qb(t) = -Ce_2\, y(t)L\left(2y(t) + W\right)$$

avec qb(t) le flux échangé, par unité de longueur du tronçon, entre le tronçon et l'aquifère ; $z_n(t)$ la hauteur entre le niveau de la nappe et le niveau du substratum imperméable à l'instant t [L] ; $z_{ns}(t)$ la hauteur entre la surface du sol et le niveau de la nappe à l'instant t [L] ; Z_t la profondeur du tronçon [L] ; Z_{max} le niveau du substratum imperméable par rapport à la surface du sol [L] ; L la longueur du tronçon [L] ; W la largeur du tronçon [L] ; y(t) le niveau d'eau dans le cours d'eau ; Ce_1 [T^{-1}] est un coefficient d'échange dans le cas où le niveau de la nappe est supérieur au fond du TR; Ce_2 [T-1] est un coefficient d'échange dans le cas où le niveau de la nappe est inférieur au fond du TR d'échange.

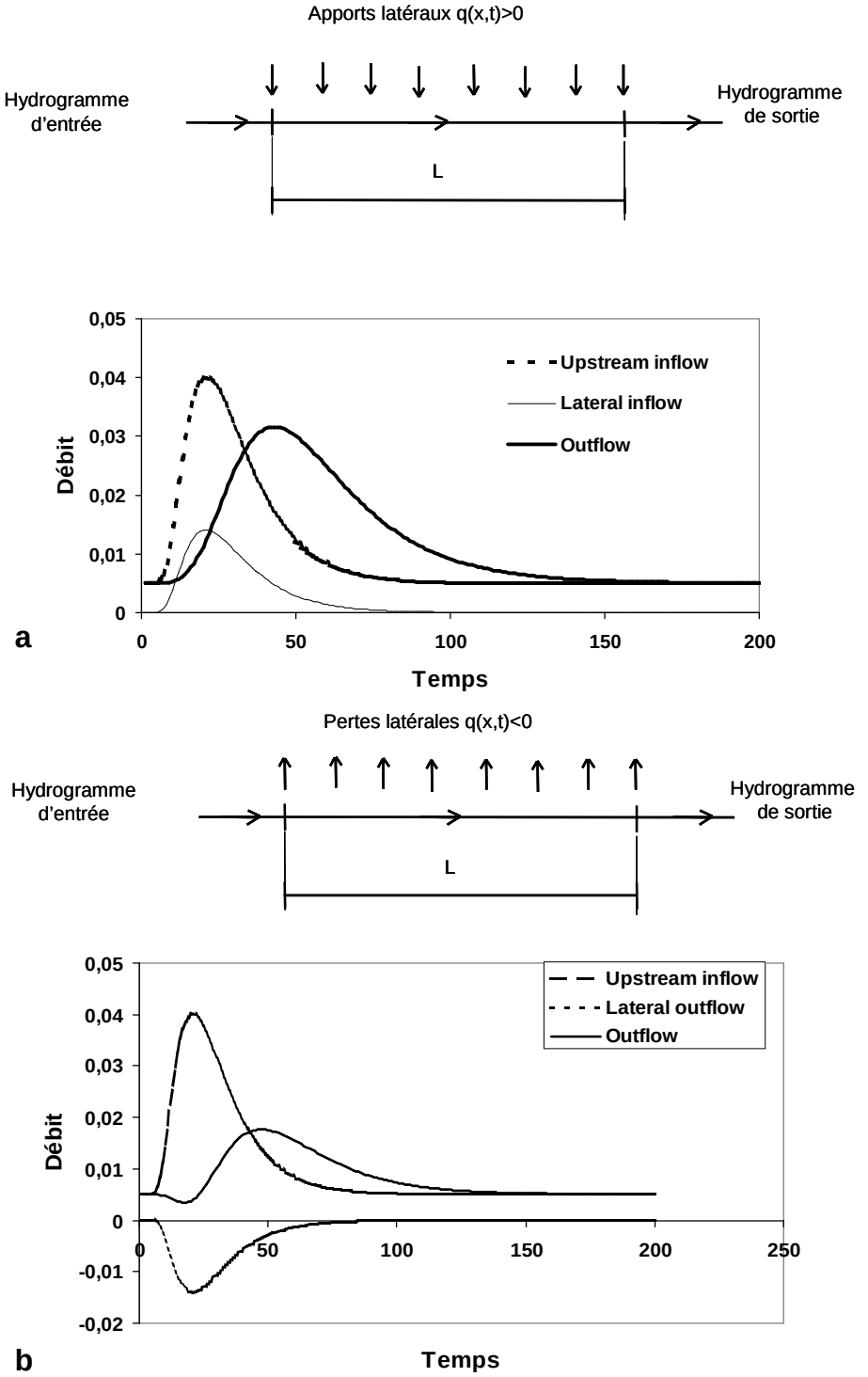


Figure 7-6 Représentation des différents types d'apports (ou pertes) latéraux q(x,t) sur un tronçon de longueur L et exemple de propagation d'onde de crue sur un tronçon de rivière (d'après Moussa (2005)).

a) avec apports latéraux par ruissellement sur les versants ou en provenance du milieu souterrain; b) avec pertes latérales q(x,t) supposés uniformément répartis le long du tronçon par infiltration du tronçon vers le milieu souterrain.

Tableau 7-6 Paramètres de MHYDAS.

Modules		Paramètres	Valeurs fixées	Origine de la mesure / Référence	Valeurs optimisées pour analyse de sensibilité	Paramètre calé à l'échelle du bassin versant
1	Fonction de production & Fonction stemflow	β : Coefficient de stemflow [-]	0,00935	Chapitre 6	-	non
		Ks : Conductivité hydraulique à saturation en surface [mm h^{-1}]	UH Traces = 0 UH Andosol = 25 UH Ferralsol = 487	Tests double anneau en surface (Chapitre 3)	-	non
2	Fonction de transfert sur les UH	$C_{m,HU}$: Célérité moyenne sur les UH [m s^{-1}]	0,086	Chapitre 6	-	non
		$D_{m,HU}$: Diffusivité moyenne sur les UH [m^2 s^{-1}]	2	Chapitre 6	-	non
		η_{HU} : Coefficient de rugosité de Manning sur les UH	UH Traces = 0,030 UH Andosol = 0,035 UH Ferralsol = 0,035	(Knisel, 1980)	-	non
3	Échange nappe-fossé	Ks_{TR} : Conductivité hydraulique à saturation dans le TR [mm h^{-1}]	UH Traces = 0 UH Andosol (hB) = 39,1 UH Ferralsol (hB) = 39,1	Tests double anneau à 40 cm de profondeur en parcelle (Chapitre 3)	-	non
		Ce_1 : Coefficient d'échange dans le cas où le niveau de la nappe est supérieur au fond du TR [s^{-1}]	-	-	4	oui
		Ce_2 :Coefficient d'échange dans le cas où le niveau de la nappe est inférieur au fond du TR [s^{-1}]	-	-	500	oui
4	Fonction de transfert sur les TR	$C_{m,TR}$: Célérité moyenne sur les TR [m s^{-1}]	-	-	0,121	oui
		$D_{m,TR}$: Diffusivité moyenne sur les TR [m^2 s^{-1}]	-	-	0,123	non
		η_{TR} : Coefficient de rugosité de Manning sur les TR*	TR sur traces = 0,030 TR fossés = 0,040 TR ravine = 0,050	(Chow, 1959)	-	non
5	Fonction souterrain	n_{SA} : Coefficient d'emmagasinement [m m^{-1}]	-	-	0,079	oui
		$W_{SA,\,max}$: Hauteur de l'aquifère superficiel [m]	6		-	non
		W_{ini} : Stock initial de la nappe superficielle [m]	3,6 à 4,9	Piézométrie (Chapitres 3 & 4)	-	non
		$k_{v,l}$: Coefficient de vidange latéral d'une AQ vers une autre AQ [m^2 s^{-1}]	$2{,}8.10^{-3}$	Tests d'injection (Chapitre 4)	-	non
		$K_{v,D}$: Coefficient de vidange en profondeur [s^{-1}]	-	-	8.10^{-7}	non
		tr_{AQ} : Temps de réponse de la nappe [min]	20	Chronique pluie & piézométrie (Chapitres 3 & 4)	-	non

*TR sur traces = drain excavé lisse et uniforme η_{TR} = 0,030 ; TR en fossés = drain excavé déchiqueté et irrégulier η_{TR} = 0,040 ; TR en ravine = canaux non maintenus, le fond propre, broussaille sur les côtés η_{TR} = 0,050.

7.4 Application de MHYDAS aux échelles de la parcelle et du sous-bassin

Les observations du ruissellement sur les deux sites Espérance Haut et Moïse Haut montrent un coefficient de ruissellement plus élevé dans le premier cas. Dans ce contexte les hypothèses de fonctionnement aux effets opposés entre une augmentation du ruissellement en parcelle et une augmentation de l'infiltration en fossés à une plus large échelle, posent deux questions sur le découpage de l'espace pour une application du modèle : quelle est la surface élémentaire qui permet de définir une unité hydrologique avec un fonctionnement homogène ? Où délimiter la naissance d'un tronçon qui collecte l'eau de ruissellement apparu en parcelles ? En effet, aucun modèle ne permet de reproduire les réponses hydrologiques contradictoires de la parcelle Espérance Haut et du sous-bassin si l'on considère ces deux surfaces comme des unités hydrologiques à part entière sans revoir les hypothèses de paramétrisation ou fragmenter ces deux entités.

Pour apporter des éléments de réponse, nous comparons différents découpages et paramétrisations du sous-bassin versant Moïse Haut sur la base des résultats de la modélisation obtenus à la parcelle Espérance Haut. Nous avons testé deux découpages du sous-bassin : un découpage simple en une unité hydrologique de 2 400 m² qui se déverse au niveau de l'exutoire, et un découpage en deux unités de 800 et 1 600 m² connectées à un fossé de 70 m qui se déverse à l'exutoire, découpage réalisé selon les données du modèle numérique de terrain. Plusieurs hypothèses ont été testées sur quatre événements et font référence au Tableau 7-7:

- Hypothèse A, le Ks mesuré sur le sous-bassin Moïse Haut (Ks = 25 mm h^{-1}) n'est pas représentatif des andosols de la zone où les références bibliographiques donnent des mesures plus élevées entre 60 et 300 mm h^{-1} (Dorel, 2000; Cattan *et al.*, 2006). En conséquence, l'excès de volume ruisselé simulé en appliquant les valeurs mesurées varie d'un facteur 1,5 à 6 ;
- Hypothèse B, il n'y a pas ou peu d'influence de la redistribution de la pluie par le bananier, en conséquence le calage sur le Ks permet d'obtenir des valeurs proches de celles mesurées et dans la gamme de celles données par la littérature, soit de 24 à 58 mm h^{-1}. Mais cette hypothèse est non retenue du fait des observations terrain qui mettent en évidence le stemflow ;
- Hypothèse C, le sous-bassin versant de Moïse est assimilé à une UH aux mêmes paramétrisations que la parcelle Espérance Haut ; dans ce cas, les valeurs de Ks calées sont 5 à 8 fois plus élevées que celles mesurées et supérieures à celles données par la littérature ;
- Hypothèse D, le fossé collecteur de Moïse Haut est infiltrant comme en témoignent les valeurs supérieures à 0 du coefficient d'échange Ce_2. Ce paramètre Ce_2 compense ainsi les forts coefficients de ruissellement des versants comme l'observe Chahinian (2004) ; le calage du paramètre Ce_2 qui simule une réinfiltration n'a cependant pas de signification physique, et n'est pas appuyé par des mesures de terrain.

L'hypothèse d'un sol moins saturé sur Moïse Haut n'est pas retenue car elle va à l'encontre des mesures de pluie (4 230 mm à Féfé et 3 650 mm à Neufchâteau en 2003) qui sont fonction de l'altitude sur le relief de la Basse-Terre (Chaperon *et al.*, 1983).

Tableau 7-7 Comparaison de l'influence du découpage sur le sous-bassin Moïse Haut pour les quatre hypothèses A, B, C et D.

avec ε_{Si} [-] l'erreur relative sur le volume ruisselé, Ks la conductivité hydraulique à saturation [mm h^{-1}], β [-] le coefficient de stemflow, et Ce_2 [s^{-1}] le coefficient d'échange dans le cas où le niveau de la nappe est inférieur au fond du tronçon.

Hypothèses	A				B				C				D			
Découpage	1 UH				1 UH				1 UH				2 UH et 1 TR			
	ε_{Si}	Ks	β	Ce_2	ε_{Si}	Ks	β	Ce_2	ε_{Si}	Ks	B*	Ce_2	ε_{Si}	Ks	β	Ce_2
13/06/06	6,3	24.9	≈1	-	0	57,3	≈1	0	0	1120,5	0,00935	-	0	24,9	0,00935	1150
28/06/06	1,5	24,9	≈1	-	0	34,8	≈1	0	0	323,7	0,00935	-	0	24,9	0,00935	650
29/06/06	3,0	24,9	≈1	-	0	24,9	≈1	0	0	174,3	0,00935	-	0	24,9	0,00935	660
13/07/06	5,0	24,9	≈1	-	0	35,6	≈1	0	0	672,3	0,00935	-	0	24,9	0,00935	790

* les valeurs de β ont été calées à la parcelle Espérance Haut (Chapitre 6).

En conséquence, pour conserver les mesures d'infiltrabilité en parcelle et la simulation du processus de stemflow observé sur le terrain, la meilleure hypothèse est l'hypothèse D qui tient compte d'une réinfiltration en fossés à l'échelle du sous-bassin Moïse Haut. Ainsi, dans la suite de l'application de MHYDAS sur Féfé, nous conservons les trois hypothèses suivantes : i) le stemflow en parcelles plantées en banane, ii) un Ks mesuré de 25 mm h^{-1}, iii) et Ce_2 calé. Le calage de Ce_2 sera réalisé à l'échelle du bassin versant pour minimiser les erreurs sur ce coefficient qui est proportionnel au mètre linéaire du réseau hydrographique total.

7.5 Segmentation de l'espace et stratégie de paramétrisation à l'échelle du bassin versant

7.5.1 Segmentation de l'espace

La segmentation de la surface est basée sur une approche mise au point par Lagacherie *et al.* (1996) (Figure 7-7), qui comprend le croisement de plusieurs couches de données spatiales superposées : le réseau de fossés, les sous-bassins, l'occupation du sol (parcellaire, hangars, routes), la carte des sols, la topographie. L'objectif du découpage est de définir

- des Unités Hydrologiques (UH) comme une identité spatiale fonctionnant de manière homogène au niveau de tous les paramètres physiques (pluie, Ks, état de surface, pente, sol, etc…),
- des Tronçons (TR) qui canalisent les écoulements en surface et échangent avec la nappe,

- et des Unités Aquifères (AQ) qui reçoivent l'infiltration provenant des UH et échangent (drainage/infiltration) avec les tronçons.

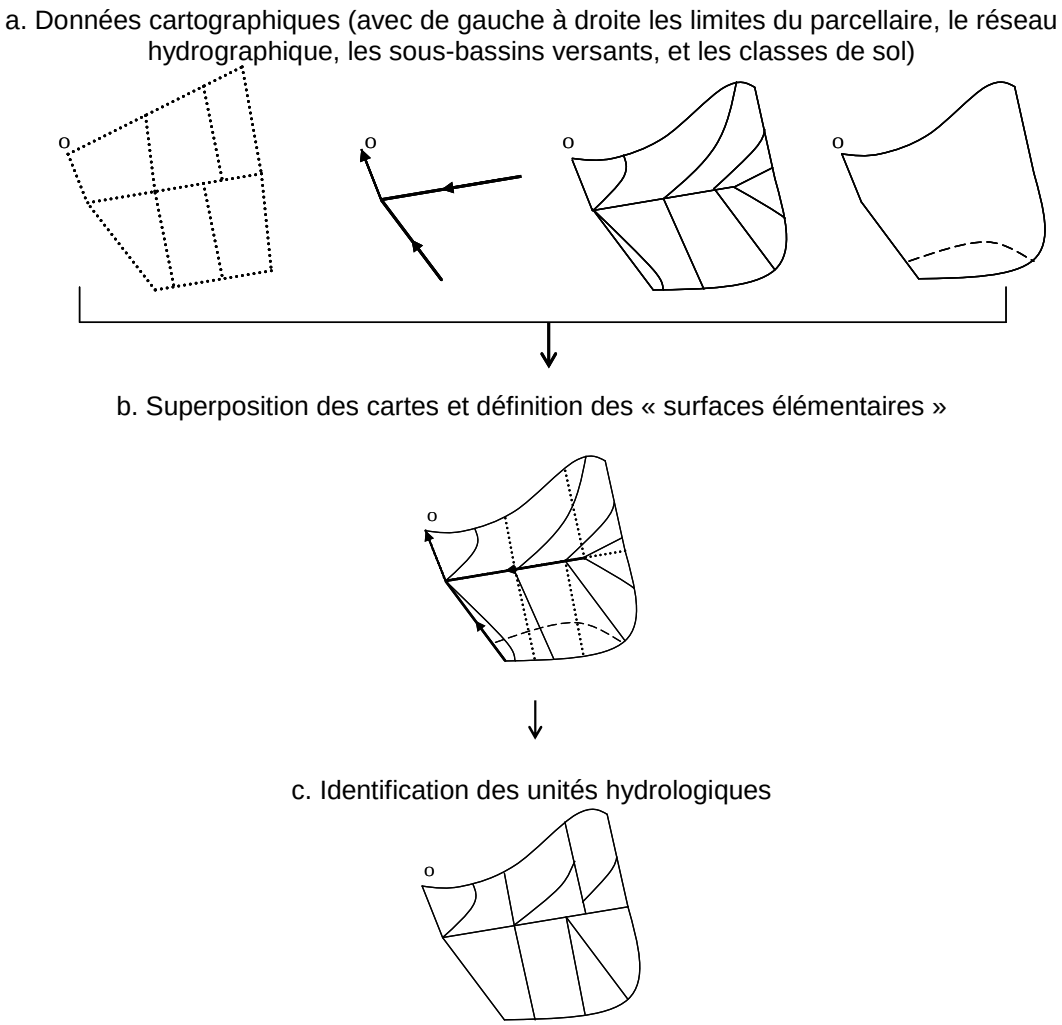


Figure 7-7 Procédure de segmentation de l'espace en unités hydrologiques (d'après Lagacherie *et al.* (1996)).

La démarche de segmentation est la suivante. Premièrement, à partir de l'arborescence du réseau hydrographique (ravine pérenne et fossés agricoles), on détermine le réseau de tronçons à partir de l'exutoire du bassin. Le croisement de ce réseau avec la topographie permet de déterminer les sous-bassins. Les limites des UH sont déterminées selon les critères suivants : limites de sous-bassins, de tronçons, de l'occupation du sol (parcellaire, routes, hangars et mare), des sols, topographie (selon le MNT). Une aire seuil de 200 m² est fixée en dessous de laquelle l'UH trop petite est rattachée à la plus petite UH mitoyenne au sein du même sous-bassin.

Les caractéristiques géométriques des unités hydrologiques comme la surface, la pente moyenne, la distance entre une UH et un tronçon, ont été automatiquement extraites à l'aide du modèle numérique

de terrain. Les caractéristiques géométriques des tronçons comme la largeur et la profondeur sont issues d'observation sur le terrain.

Le résultat de la segmentation du bassin de Féfé est présentée sur la Figure 7-8, et les caractéristiques du découpage sont présentées dans le Tableau 7-8. Le nombre d'UH est ainsi défini à 135 sur le bassin de Féfé, avec une surface moyenne de 1 312 m² pour un minimum de 209 et un maximum de 4 554 m². La moyenne des pentes est de 0,20 m m^{-1} avec un minimum de 0,07 et un maximum de 0,34 m m^{-1}. Les limites de tronçons sont définies à partir des nœuds des confluences et des limites des UH. Les 64 tronçons ont une longueur moyenne de 52 m variant de 5 à 156 m. La pente des tronçons est localement très forte avec pente moyenne de 0,23, un minimum de 0,09 et un maximum de 0,53. La largeur des tronçons varie de 0,3 à 2,5 m, et la profondeur de 0,2 à 2,5 m.

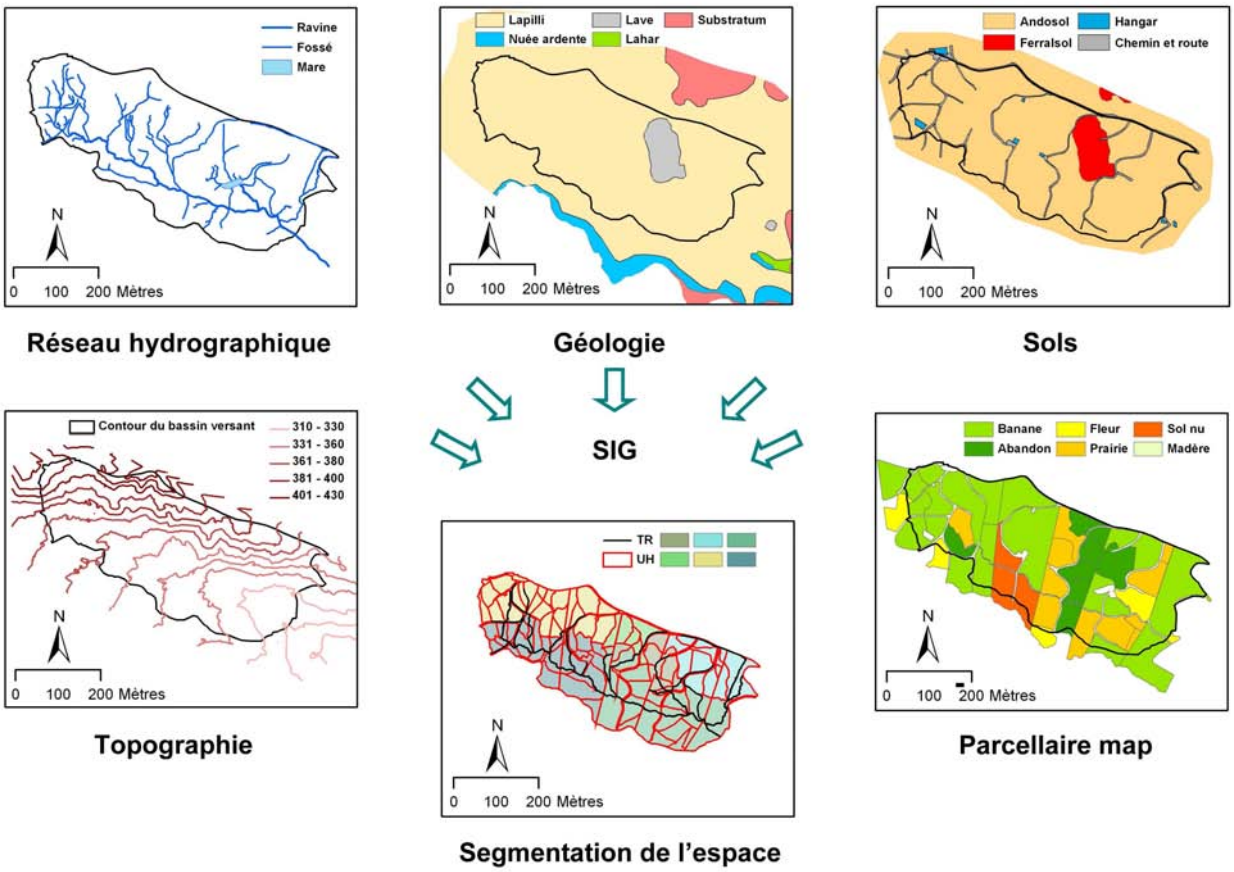


Figure 7-8 Segmentation du bassin versant de Féfé

Les limites des AQ sont déterminées d'après la géométrie des UH et la position des piézomètres. Les sites de mesures de la nappe superficielle sont les deux transects de piézomètres équipés en amont et en aval du bassin. Les critères de découpage des AQ sont : faire une distinction relief/glacis et une distinction amont/aval. Le glissement de terrain, où les lapillis ont été décapés, constituent une AQ particulière. Le nombre d'AQ est de 6, avec des surfaces variant de 7 620 à 51 800 m².

Tableau 7-8 Caractéristiques des éléments de la segmentation de l'espace.

Eléments du découpage de l'espace	Paramètres	Gammes de valeurs		
		min	moy	max
UH (nb = 135) total = 17,8 ha	Surface [m²]	209	1 312	4 554
	Pente moyenne [%]	0,07	0,20	0,34
	Longueur entre le centre de gravité de l'UH et le centre de gravité de l'UH aval ou le milieu du TR aval [m]	1,6	31,3	101,7
TR (nb = 64) 3 314 m cumulé	Longueur du TR [m]	4,7	51,8	155,8
	Pente moyenne du TR [%]	0,09	0,23	0,57
	largeur du TR [m]	0,3	0,9	2,5
	Profondeur du TR [m]	0,2	0,8	2,5
AQ (nb = 6) total = 17,8 ha	Surface de l'AQ [m²]	7 620	29 525	51 800

7.5.2 Spatialisation des variables d'entrée et des conditions initiales

La topographie est déterminée à partir d'un modèle numérique de terrain (pixel à 5 m). Le parcellaire et les traces sont issues d'images orthophoto calées dans le référentiel WGS84 UTM nord 20.

La spatialisation de la pluviométrie sur le bassin de Féfé a été réalisée en tenant compte de l'exposition du bassin aux alizés (Chaperon *et al.*, 1983). Les vents dominants venant de l'est, nous avons considéré deux zones nord et sud, correspondant respectivement au relief et au glacis, sur chacune desquelles se situent deux postes pluviométriques. Sur chacune des zones nord sud, la spatialisation de la pluie est effectuée selon les polygones de Thiessen. Les données manquantes d'un ou plusieurs pluviomètres ont été comblées selon la procédure suivante : par remplacement en priorité par le pluviomètre de la même zone sud ou nord, sinon par le pluviomètre correspondant aval ou amont.

Les conditions initiales concernent le stock dans l'aquifère superficiel mesuré sur un piézomètre représentatif. Les battements piézométriques en amont et en aval étant similaires dans ce réservoir (Charlier *et al.*, accepté) (voir Chapitre 3), le choix du piézomètre caractérisant l'AQ amont sur le glacis et l'AQ aval sur le relief a porté sur les piézomètres aux chroniques couvrant la plus longue période, soit P3 en amont et P11 à l'aval.

7.5.2.1 Choix des paramètres

a) Les paramètres fixés

La démarche de paramétrisation de MHYDAS consiste à utiliser le plus grand nombre de paramètres mesurés (réduire le plus possible le nombre de paramètres de calage). Dans cette logique, la conductivité hydraulique à saturation en surface Ks est fixée aux valeurs mesurées en surface

(Tableau 7-6). Le Ks est spatialisé selon les mesures au double anneau pour trois classes de sols. Les andosols qui couvrent 88,8 % de la surface sont caractérisés par un Ks de 24,9 mm h^{-1}, les ferralsols qui couvrent 5,8 % de la surface d'un Ks de 487,2 mm h^{-1} et les traces qui couvrent les 5,4 % restant d'un Ks estimé nul. La conductivité hydraulique à saturation dans le tronçon Ks_{TR} [mm h^{-1}] est estimée d'après les mesures d'infiltration dans l'horizon B situé à 40 cm de profondeur, soit 39,1 mm h^{-1} (Charlier *et al.*, accepté) (voir Chapitre 3). Le coefficient de vidange latéral d'une unité aquifère vers une autre $k_{s,l}$ [m^2 s^{-1}] a la dimension d'une transmissivité [m^2 s^{-1}], aussi nous lui attribuons les valeurs de transmissivités déterminées d'après les tests d'injection dans le réservoir des lapillis, soit $2{,}8.10^{-3}$ m^2 s^{-1} (Chapitre 4). Le temps de réponse de la nappe tr_{AQ} [min] est fixé à 20 minutes d'après l'observation des chroniques pluviométriques et piézométriques. La hauteur de l'aquifère $W_{SA,\ max}$ est définie par une valeur moyenne de 6 m d'après les logs en forage (Chapitre 3 et Chapitre 4).

D'autres paramètres restent difficiles à mesurer et ne sont pas disponibles dans le cadre de cette étude. En l'absence de mesures de rugosité, nous avons attribué des valeurs issues de la littérature selon les états de surface correspondants pour les UH et selon la description de la section du fossé. Ainsi, des valeurs de η_{HU} de 0,03 à 0,035 ont respectivement été attribuées aux traces et aux sols d'après Knisel (1980), et des valeurs de η_{TR} de 0,03 à 0,05 ont été attribuées au réseau de fossé d'après Chow (1959).

Enfin, les paramètres des fonctions de stemflow et de transfert ont été calés sur la parcelle Espérance Haut avec MHYDAS appliqué pour une entité (Chapitre 6). Cette paramétrisation est appliquée aux UH dans le modèle distribué, soit le coefficient de stemflow β = 0,00935, la célérité moyenne $C_{m,HU}$ = 0,086 m s^{-1} et la diffusivité moyenne $D_{m,HU}$ = 2 m^2 s^{-1}.

b) Les paramètres à caler

Les paramètres non connus sont au nombre de 6 : la célérité moyenne et la diffusivité sur les tronçons $C_{m,TR}$ et $D_{m,TR}$, les deux coefficients d'échange Ce_1 et Ce_2 pour les échanges nappe-fossés, le coefficient de vidange en profondeur $k_{v,D}$ et le coefficient d'emmagasinement n_{SA} pour le souterrain.

7.5.3 Critères de calage et procédure

7.5.3.1 Critères de calage

Aux deux échelles de la parcelle et du bassin, la précision des simulations lors de la procédure de calage est évaluée selon les deux critères de l'erreur relative sur le volume et le coefficient de Nash et Sutcliffe (1970). Les formules des critères de volume ε_{Si} et ε_S respectivement pour un événement i *et* pour N événements sont données ci-dessous *:*

(7-1) pour un événement : $\varepsilon_{Si} = \dfrac{Ss_i - So_i}{So_i}$ et pour N événements : $\varepsilon_S = \dfrac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left|\dfrac{Ss_i - So_i}{So_i}\right|$

avec i un indice représentant un événement ($1 \leq i \leq N$) ; *N* le nombre total d'événements utilisés pour la calibration et la validation ; So_i la lame d'eau ruisselée mesurée pour l'événement i; Ss_i la lame d'eau ruisselée simulée pour l'événement i. Le critère ε_{Si} varie de -1 à $+\infty$ et le critère ε_S de 0 à $+\infty$. L'optimum de ces deux critères est 0 et nous considérons comme Chahinian *et al.* (2006) qu'une valeur inférieure à |0,25| correspond à de bonnes performances du modèle.

L'allure de l'hydrogramme est estimée à l'aide du coefficient de Nash et Sutcliffe (1970) qui est défini pour un événement i NS_i et pour N événements NS selon les équations 7-2 et 7-3 :

(7-2) pour un événement $$NS_i = 1 - \left[\frac{\sum_{j=1}^{n_i} (Qo_{ij} - Qs_{ij})^2}{\sum_{j=1}^{n_i} (Qo_{ij} - \overline{Q_i})^2} \right]$$

(7-3) pour N événements $$NS = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^{N} \sum_{j=1}^{n_i} (Qo_{ij} - Qs_{ij})^2}{\sum_{i=1}^{N} \sum_{j=1}^{n_i} (Qo_{ij} - \overline{Q})^2} \right]$$ d'après Chahinian *et al.* (2006)

avec j un indice représentant le pas de temps de calcul dans un événement i ($1 \leq j \leq n_i$) ; n_i le nombre de pas de temps de calcul pour l'événement i ; Qo_{ij} le débit observé au temps j pour l'événement i ; Qs_{ij} le débit simulé au temps j pour l'événement i ; $\overline{Q_i}$ le débit moyen mesuré pour l'événement i ; $\overline{Q}$ le débit moyen mesuré pour tous les événements. Le critère NS varie de $-\infty$ à 1, sachant qu'une valeur de 1 indique un calage parfait entre deux hydrogrammes simulés et mesurés, et qu'une valeur négative signifie que la moyenne arithmétique de l'hydrogramme mesuré est une meilleure estimation que l'hydrogramme simulé. Nous considérons que la valeur de 0,8 correspond à de bonnes performances du modèle.

A l'échelle du bassin, deux critères de calage sont ajoutés pour évaluer la précision des simulations du débit de base et des fluctuations piézométriques. La différence entre le débit de base simulé et le débit de base observé est estimée sur les 20 dernières minutes de l'événement, en période de tarissement quand le débit total est égal au débit de base. Ce critère permet de caler le coefficient Ce_1. Nous considérons qu'une différence inférieure à 1 L s^{-1} est une bonne estimation du débit de base. La précision des fluctuations piézométriques lors de la période de calage est estimée selon le critère de Nash appliqué à la chronique piézométrique de P11.

7.5.3.2 Procédure de calage

Les procédures de calage du modèle sont réalisées manuellement. Pour caler les fonctions souterrain, d'échanges nappe-fossés et de transfert dans le réseau à l'échelle du bassin, le calage sur les 9 événements sélectionnés a été réalisé suivant la procédure suivante : i) caler le volume simulé par rapport au volume observé à l'aide du critère ε_{Si}, ii) caler le débit de base simulé par rapport au débit

de base observé à l'aide du critère de différence sur la courbe de tarissement, iii) optimiser l'allure de l'hydrogramme à l'aide du critère NS, iv) optimiser l'allure du piézomètre P11 à l'aide du critère NS_{P11}.

Pour évaluer la qualité des simulations lors de la procédure de validation, les critères utilisés pour la procédure de calage sont utilisés, avec en supplément le critère d'erreur relative sur le débit de pointe et le critère de Nash sur le piézomètre P3. L'erreur relative sur le débit de pointe ε_{Qxi} pour un événement i, et l'erreur relative sur le débit de pointe ε_{Qx} pour N événements, sont calculées de manière identique aux erreurs relatives ε_{Si} et ε_S.

7.6 Calage, validation et application de MHYDAS à l'échelle du bassin versant

7.6.1 Analyse de sensibilité

7.6.1.1 Objectifs et procédure

L'objectif de l'analyse de sensibilité est double : explorer le comportement des paramètres et en réduire le nombre pour la procédure de calage (Refsgaard, 1997). Comme les paramètres ne sont pas indépendants, le problème d'équifinalité (Beven, 2001) peut en partie être limité si on ne conserve qu'un minimum de paramètres agissant sur une des cinq fonctions de production, de transfert sur les UH, de souterrain, d'échanges nappe-fossés, et de transfert dans les TR. Concernant les paramètres fixés, l'analyse de sensibilité va permettre d'évaluer le poids de cette hypothèse, et concernant les paramètres à caler, elle va permettre de garder seulement les plus sensibles pour le calage.

L'analyse de sensibilité a consisté à faire varier un paramètre, en gardant les autres constants à leur valeur mesurée ou de calage, et à quantifier l'évolution des critères de performances. La variation a porté sur des valeurs -50, -25, -10, 0, +10, +25 et +50 % de la valeur optimisée. La variation des paramètres spatialisés que sont le Ks et Ks_{TR} a été réalisée à l'aide d'un facteur multiplicatif global, qui permet de préserver la spatialisation de l'information (Chahinian, 2004; Tiemeyer *et al.*, 2007).

L'événement analysé du 20/06/2006 a une allure monopic et possède une lame précipitée P = 61 mm et un débit de pointe Qx = 300 L s^{-1} respectivement le plus proche de la pluie moyenne de 60 mm et du débit de pointe moyen de 500 L s^{-1} des 19 événements sélectionnés (les événements extrêmes n'étant pas comptabilisé ici).

Les valeurs des paramètres utilisées pour cette analyse sont résumées dans le Tableau 7-6. Les paramètres mesurés ou référencés ont été fixés, les autres calés, c'est-à-dire : $C_{m,TR}$ et $D_{m,TR}$ pour la fonction de transfert dans le réseau, Ce_1 et Ce_2 pour les échanges nappe-fossés, n_{SA} et $k_{S,D}$ pour le souterrain.

7.6.1.2 Résultats

La Figure 7-9 montre le résultat de la simulation de l'événement 29/06/2006 à l'exutoire du sous-bassin Moïse Haut, à l'exutoire du bassin versant et sur les deux piézomètres P3 et P11. L'analyse de sensibilité des paramètres du modèle MHYDAS pour cet événement est présentée sur la Figure 7-10. De haut en bas sont présentés les paramètres des unités hydrologiques, des tronçons, des échanges nappe-fossé et du souterrain.

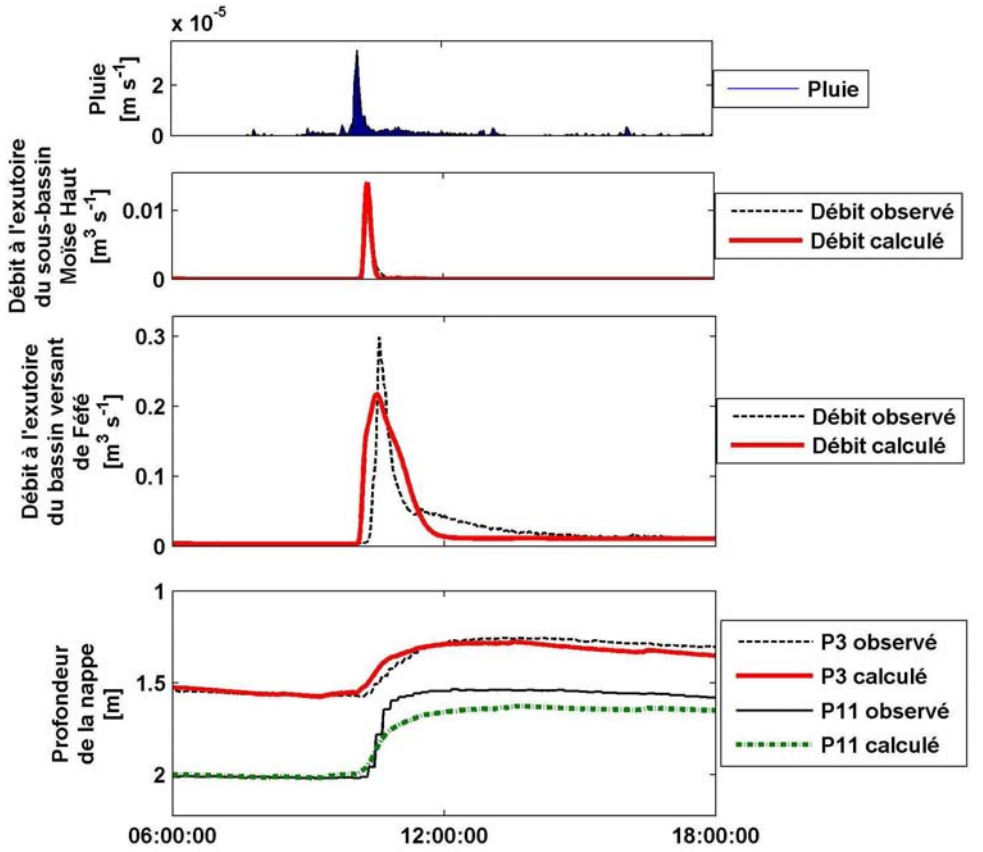


Figure 7-9 Simulation du débit à l'exutoire et sur les piézomètres.

Sur les UH, concernant les paramètres contrôlant le partage ruissellement-infiltration, une diminution de 50 % du Ks engendre une augmentation de 20 % environ du volume ruisselé et du débit de pointe à l'exutoire. Alors que β est un paramètre sensible du modèle à l'échelle de l'unité hydrologique (Chapitre 6), il n'a quasiment aucune incidence à l'échelle du bassin (variations de tous les critères de moins de 1 %) pour une gamme de variation de +/- 50 %. Ceci montre que l'on peut localement gérer le partage ruissellement-infiltration en jouant sur l'hétérogénéité ; la réinfiltration en fossé tamponnant la réponse hydrologique des parcelles en banane. La célérité $C_{m,HU}$ fait varier Qx de -70 à -30 % indiquant qu'une accélération de la propagation des écoulements augmente le débit de pointe. Sur les tronçons, le modèle est très peu sensible à la diffusivité $D_{m,HU}$ elle-même initialement peu sensible à l'échelle de l'UH (Chapitre 6).

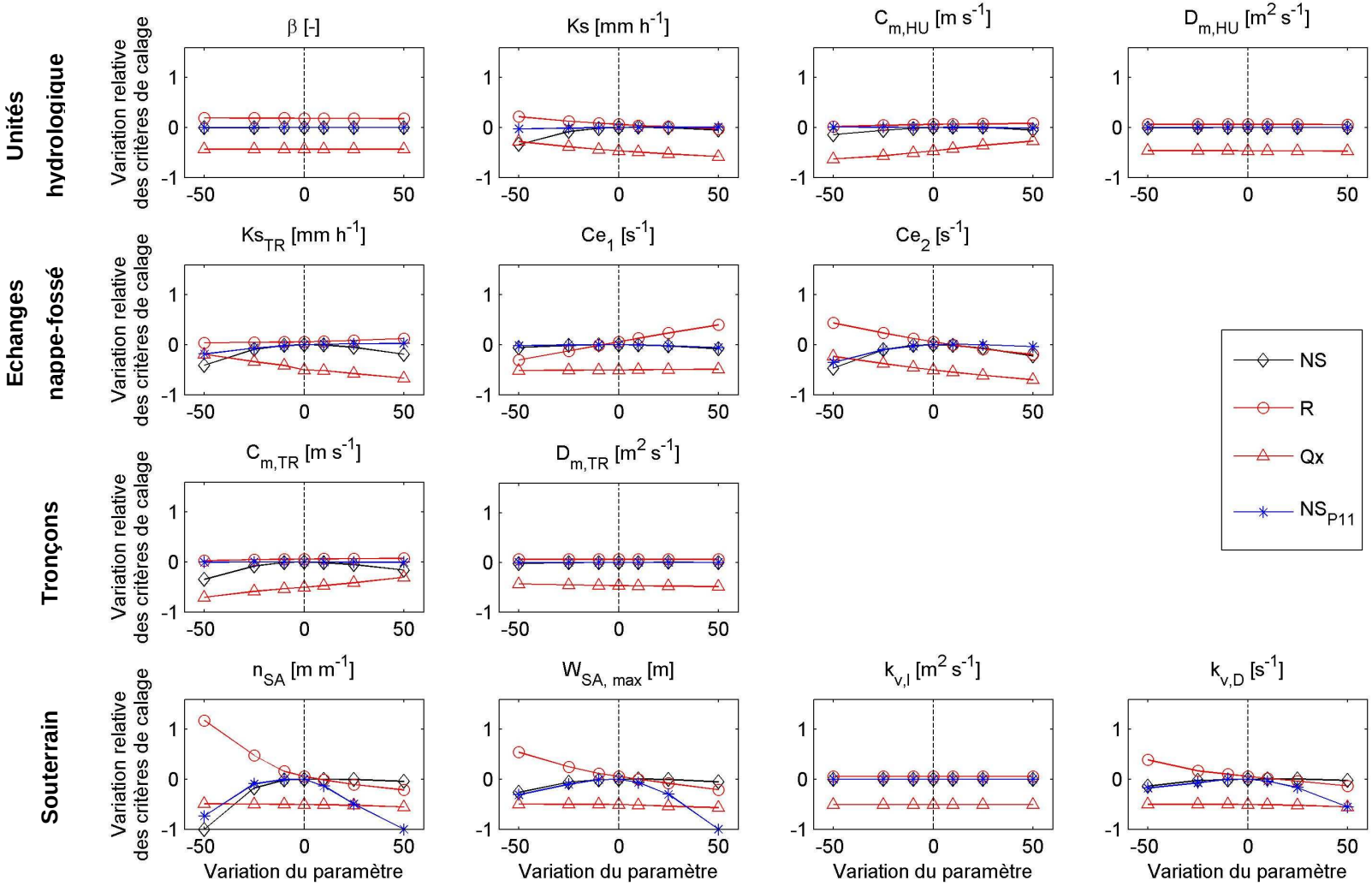


Figure 7-10 Analyse de sensibilité de MHYDAS pour l'événement 29/06/2006 pour la simulation des débits à l'exutoire du bassin de Féfé.

Sont représentées la variation des erreurs relatives du critère de Nash et Sutcliffe sur le débit NS, de la lame ruisselée simulée R, du débit de pointe simulé Qx et du critère de Nash et Sutcliffe sur le piézomètre P11.

Sur les tronçons, le modèle est très peu sensible à la diffusivité $D_{m,TR}$ (variations de tous les critères de moins de 1 % pour des variations de +/- 50 %) alors que la célérité $C_{m,TR}$ fait varier Qx_{TR} de -70 à -30 % et NS_{TR} de -35 à -16 % pour les mêmes variations de -50 à 50 % du paramètre. Ce constat est cohérent avec d'autres résultats de modélisation utilisant le modèle de l'onde diffusante (Moussa *et al.*, 2002; Chahinian, 2004; Tiemeyer *et al.*, 2007), et en conformité avec ces travaux, $D_{m,TR}$ est fixé égal à $D_{m,HU}$.

Les coefficients d'échange nappe-fossés Ce_1 et Ce_2 ainsi que Ks_{TR} sont sensibles aux écoulements et de surface et souterrains. Quand Ce_1, le coefficient d'échange de la nappe vers le fossé augmente, le volume ruisselé augmente et le niveau de la nappe diminue. Quand Ce_2 le coefficient d'échange du fossé vers la nappe augmente, la recharge de la nappe augmente et le volume ruisselé diminue à l'exutoire. Le paramètre Ks_{TR} favorise la ré-infiltration quand il augmente et fait alors diminuer Qx à l'exutoire du bassin. Les variations des volumes ruisselés à l'exutoire, ainsi que le critère NS_{P11}, atteignent des valeurs de +50 à -100 % pour des variations de +/- 50 % de ces trois paramètres. Pour limiter le nombre de paramètres sur la fonction d'échange nappe-fossé Ks_{TR} qui est mesuré est gardé fixé et Ce_1 et Ce_2 sont conservés pour le calage.

Concernant le souterrain, $k_{v,l}$ n'a aucune incidence sur le battement des nappes, et va dans le sens d'une très faible sensibilité du modèle à ce paramètre sur des événements de courtes durées (Chahinian, 2004). Au contraire, le modèle est fortement sensible aux trois paramètres de coefficient d'emmagasinement $n_{SA,}$ de hauteur de l'aquifère superficiel $W_{SA,\ max}$, et de coefficient de vidange en profondeur $k_{v,D}$. Ces paramètres font fortement varier le critère NS_{P11} (par exemple, une variation de -100 % de NS_{P11} pour une variation de +50 % du paramètre) et sont de plus négativement corrélés au volume ruisselé. Dans un soucis de parcimonie, nous ne conservons qu'un seul paramètre de calage pour la fonction souterrain. $W_{SA,\ max}$ qui est variable localement est tout de même gardé à sa valeur mesurée, et $k_{v,D}$ qui est moins variable que n_{SA} est fixé à la valeur optimisée pour cette analyse de sensibilité. Le paramètre n_{SA} sera donc conservé pour le calage du modèle.

7.6.1.3 Synthèse

En résumé, pour le cas d'étude de Féfé, l'analyse de sensibilité de MHYDAS montre des comportements du modèle très similaires à ceux de sites aux contextes pédoclimatiques très divers comme le milieu viticole méditerranéen à Roujan, dans le sud de la France (Moussa *et al.*, 2002; Chahinian, 2004) et le milieu agricole drainé artificiellement à Rostock en Allemagne (Tiemeyer *et al.*, 2007), pour lesquels les paramètres les plus sensibles sont le Ks pour la fonction de production, la célérité $C_{m,HU}$ pour la fonction de transfert en parcelles, la célérité moyenne $C_{m,TR}$ pour la fonction de transfert dans les tronçons, les deux coefficients d'échange Ce_1 et Ce_2 pour les échanges nappe-fossés. Dans notre cas, les paramètres hauteur d'aquifère et vidange en profondeur sont également des paramètres sensibles du modèle. Néanmoins, dans un soucis de parcimonie, tous les paramètres mesurés seront fixés, et nous retenons pour le calage à l'exutoire du bassin $C_{m,TR}$, Ce_1 et Ce_2 et n_{SA}.

Les paramètres β et $C_{m,HU}$, $D_{m,HU}$ sont fixés égaux aux valeurs de calage sur la parcelle Espérance Haut (Chapitre 6).

7.6.2 Stratégie de calage et de validation

7.6.2.1 Evénements de calage et de validation

Pour constituer deux échantillons de calage et de validation sur les 24 événements disponibles, les événements extrêmes sont retenus pour la phase de validation, car ils sont susceptibles de ne pas être représentatifs du fonctionnement hydrologique en général et de perturber la paramétrisation du modèle lors de la phase de calage. Ces événements respectent l'une des deux conditions suivantes : une pluie P supérieure à 110 mm et un débit maximum Qx supérieur à 1 500 L s^{-1} (dépassement du seuil en béton calibré pour la courbe de tarage). Les 19 événements restants sont répartis en 9 événements de calage C et 10 événements de validation V. Pour que les quatre occupations du sol soient représentées dans les deux échantillons de calage et de validation, nous sélectionnons par ordre de date croissante un événement sur deux en calage et l'autre en validation (Tableau 7-3).

7.6.2.2 Approches de calage

Deux approches de calage sont comparées : une approche avec un Ks moyen et une approche avec un Ks spatialisé. La première approche consiste à considérer un Ks moyen sur toutes les unités hydrologiques du bassin ; la valeur du Ks est la moyenne géométrique des mesures au double anneau, soit 28,9 mm h^{-1}. Dans cette approche, le stemflow n'est pas utilisé. La seconde approche, spatialisée, consiste à attribuer une valeur de Ks selon le type de sol : andosols à 24,9 mm h^{-1}, ferralsols à 487 mm h^{-1} et traces à 0 mm h^{-1}. Dans le cas des parcelles en banane, la fonction stemflow est utilisée selon la paramétrisation réalisée à la parcelle Espérance Haut, soit β = 0,00935.

7.6.3 Calage du modèle

7.6.3.1 Incidence de la variabilité spatiale de l'occupation du sol

L'objectif de la comparaison entre approche d'un Ks moyen et approche d'un Ks spatialisé est de vérifier l'hypothèse qu'une spatialisation de l'occupation du sol améliore la simulation des écoulements de surface et souterrains. Les valeurs de calage selon les deux approches sont présentées dans le Tableau 7-9.

La célérité moyenne sur les tronçons $C_{m,\ TR}$ est un paramètre de calage peu variable avec une moyenne de 0,25 +/- 0,09 m s^{-1} dans les deux approches. La variation de ce coefficient est reliée aux caractéristiques géométriques des fossés qui sont variables dans l'espace et dans le temps, mais son impact semble tamponné par les échanges nappe-fossés (Chahinian, 2004).

Tableau 7-9 Paramètres optimisés pour le calage individuel avec les deux approches globale et spatialisée.

Date	Approche globale				Approche spatialisée			
	$C_{m,TR}$ [m s^{-1}]	Ce_1 [s^{-1}]	Ce_2 [s^{-1}]	n_{SA} [-]	$C_{m,TR}$ [m s^{-1}]	Ce_1 [s^{-1}]	Ce_2 [s^{-1}]	n_{SA} [-]
07/02/2004	0,38	2,1	400	0,066	0,38	2,1	630	0,07
28/03/2004	0,22	2,4	320	0,120	0,23	3,5	600	0,13
06/11/2004	0,34	3,0	0	0,055	0,36	3,3	110	0,05
20/11/2004 (B)	0,35	6,0	0	0,043	0,35	6,8	0	0,03
22/12/2004 (A)	0,22	2,3	0	0,055	0,22	2,5	170	0,05
07/06/2005	0,19	1,2	850	0,120	0,19	1,2	1250	0,12
09/06/2005 (B)	0,24	1,0	50	0,130	0,24	1,0	520	0,13
13/06/2006	0,22	2,2	200	0,110	0,22	2,2	350	0,11
29/06/2006	0,09	2,3	320	0,079	0,09	3,0	480	0,08
Moyenne	0,25	2,5	237,8	0,090	0,25	2,8	456,7	0,09
Écart type	0,09	1,4	278,6	0,030	0,09	1,7	371,9	0,04

De même, la moyenne du coefficient d'échange de la nappe vers le fossé Ce_1 pour l'approche globale est de 2,5 +/-1,4 s^{-1}, et pour l'approche spatialisée de 2,8 +/-1,7 s^{-1}. Ce coefficient n'est pas relié aux niveaux initiaux de la nappe comme l'observe Chahinian (2004) sur le bassin méditerranéen de Roujan. Ceci est à rattacher aux battements modérés de la nappe superficielle sur Féfé, qui restent faibles dans une gamme de 1,3 à 2,4 m (pour P11) pour les événements considérés.

Concernant le coefficient d'échange dans le cas d'un processus de ré-infiltration, Ce_2 varie fortement de 0 à 850 pour l'approche globale et de 0 à 1 250 pour l'approche spatialisée. Ce paramètre, qui a pour effet de compenser à l'exutoire l'augmentation du ruissellement sur les unités hydrologiques, est très variable selon les événements et est également jusqu'à deux fois plus élevé dans le cas d'une approche spatialisée. Deux facteurs peuvent l'influencer : une forte variabilité de la réponse hydrologique au sein des parcelles en fonction de l'occupation du sol, et/ou une variabilité temporelle de l'infiltration en fossés.

Le coefficient d'emmagasinement n_{SA} varie du simple au triple avec une moyenne de 0,09 +/-0,04. Etant donné qu'aucune relation n'est mise en évidence entre n_{SA} et le stock initial de l'aquifère, nous attribuons cette variabilité à la forte sensibilité de ce paramètre sur la simulation des niveaux de nappe, ainsi qu'à l'hétérogénéité des matériaux pyroclastiques qui forment l'aquifère superficiel. Les résultats du calage entre les deux approches avec un Ks moyen et un Ks spatialisé sont présentés sur la Figure 7-11. Y sont comparés les critères de Nash sur le débit à l'exutoire et sur les deux piézomètres P11 et P3 pour les deux approches. Pour 6 événements sur 9, le critère de Nash sur le débit à l'exutoire NS_i est supérieur à 0,6 et pour 8 événements une amélioration du NS_i est observée quand la spatialisation de l'occupation du sol est prise en compte. Cette amélioration du Nash est portée jusqu'à 0,32 points. Concernant la piézométrie, on n'observe pas de tendance nette entre les deux approches, et on notera que si le piézomètre P11 qui est optimisé durant la procédure de calage est globalement bien simulé sur 6 événements sur les 9 avec un $NS_{P11} > 0,8$, le piézomètre P3 est inégalement simulé avec seulement 2 événements pour lesquels $NS_{P3} > 0,8$. En conclusion, sans pour autant améliorer la

simulation des fluctuations de la nappe, la spatialisation de l'occupation du sol améliore la simulation du débit à l'exutoire. Nous nous focalisons donc sur cette approche spatialisée dans la suite de l'étude.

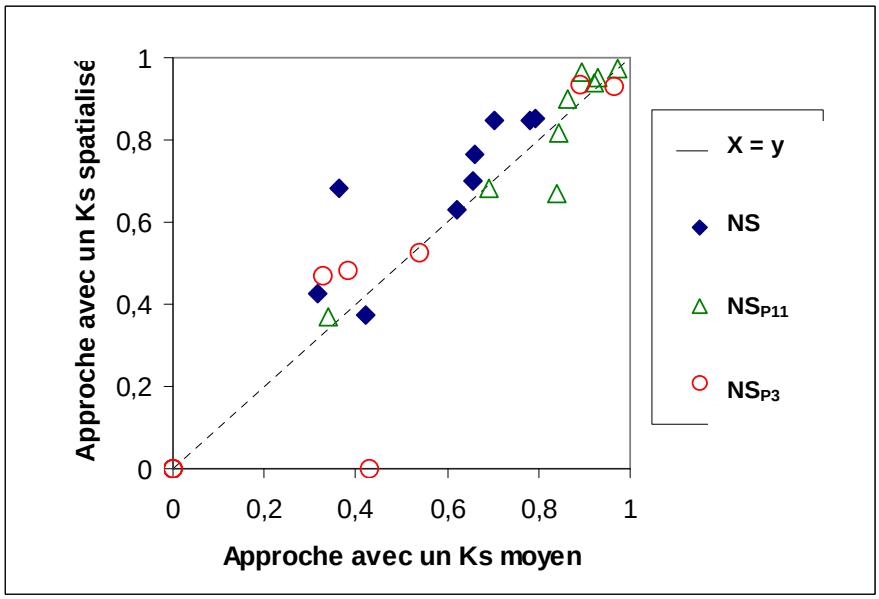


Figure 7-11 Comparaison des performances du modèle à l'exutoire du bassin selon les deux approches d'un Ks moyen et d'un Ks spatialisé.

7.6.3.2 Incidence de l'occupation du sol sur le paramètre Ce_2

Un problème de paramétrisation de MHYDAS se pose du fait de la forte variabilité du paramètre Ce_2 selon les différents événements de calage. Bien que la variabilité des paramètres fixés est transmise aux paramètres calés, nous proposons une interprétation « physique » du paramètre Ce_2. La réinfiltration simulée en fossés augmente dans les cas suivants : quand la hauteur d'eau dans le fossé augmente (Figure 7-5), quand la conductivité hydraulique du fond de fossé Ks_{TR} augmente, ou quand les conditions initiales sont plus sèches (niveau de nappe bas). La Figure 7-12a présente la valeur calée de Ce_2 pour chaque événement en fonction des surfaces ruisselantes plantées en banane (via l'action du stemflow) lors des quatre dates d'occupation du sol. Plus la surface ruisselante plantée en banane augmente et plus la valeur de Ce_2 diminue. La Figure 7-12b présente les mêmes valeurs de Ce_2 calées en fonction de la profondeur initiale de la nappe au piézomètre P11. Le nuage de point est plus dispersé, mais on distingue globalement une augmentation du Ce_2 calé lorsque les conditions initiales sont plus sèches. De fait, la variabilité de Ce_2 pourrait être liée aux deux déterminants que sont le ruissellement en parcelles qui alimente les fossés et donc contrôle la hauteur d'eau, et les niveaux de nappe initiaux qui reflètent les conditions initiales. Ce résultat signifie que le modèle ne permet pas de simuler convenablement la variabilité du processus de réinfiltration dans les fossés. En conséquence, cette variabilité de Ce_2 doit être prise en compte pour la procédure de validation.

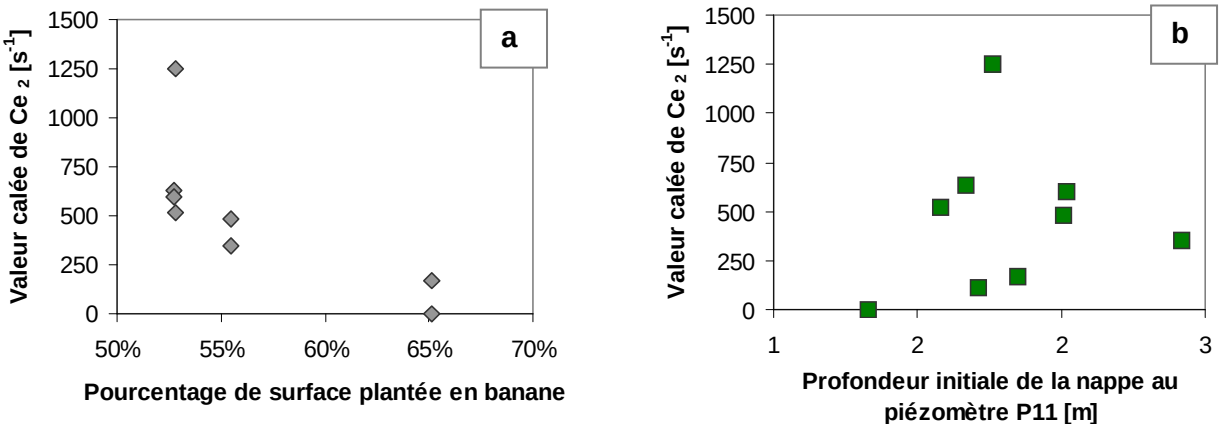


Figure 7-12 Relation entre Ce_2 et les surfaces ruisselantes plantées en banane (a), et relation entre Ce_2 et la profondeur initiale de la nappe (b).

7.6.4 Validation

7.6.4.1 Par rapport aux événements qui n'ont pas servi au calage

La procédure de validation consiste à appliquer les valeurs moyennes des paramètres optimisés lors du calage individuel sur des événements qui n'ont pas servi à ce calage. Elle consiste à comparer deux approches considérant dans un cas Ce_2 constant, et dans un autre cas Ce_2 variable selon l'occupation du sol. Les valeurs des paramètres autres que Ce_2 sont $C_{m,TR}$ = 0,25 m s^{-1}, Ce_1= 2,8 s^{-1} et n_{SA} = 0,09. Dans le premier cas, Ce_2 = 456,7 s^{-1} et dans le second cas nous avons attribué, à partir des événements de calage (Tableau 7-9), une valeur moyenne de Ce_2 pour chacune des quatre occupations du sol du 01/03/2004, 30/11/2004, 17/06/2005 et 27/06/2006 soit respectivement 615, 93, 885 et 415 s^{-1}.

Le Tableau 7-10 présente l'analyse globale des simulations à l'exutoire du bassin de Féfé. Sur l'ensemble des événements, le critère NS augmente pour les séries de calage et de validation respectivement de 0,56 à 0,73 et de 0,59 à 0,63 en tenant compte de la variabilité de Ce_2. Ceci s'explique par des volumes mieux simulés avec des critères ε_S qui diminuent de 0,44 à 0,21 et de 0,41 à 0,32. La simulation des débits de pointe n'est pas améliorée dans le cas des événements de validation avec des critères ε_{Qx} compris entre 0,3 et 0,6.

A l'échelle de l'événement, la Figure 7-13 compare les performances du modèle événement par événement sur les critères de NS du débit et de la piézométrie. Bien que les critères de Nash soient très variables, compris entre 0 et 0,85, et indiquant des difficultés à reproduire les écoulements à l'exutoire du bassin et dans la nappe, on observe une meilleure simulation sur trois quarts des événements lorsque l'on tient compte de la variabilité de Ce_2 en fonction de l'occupation du sol. Ce résultat confirme le rôle joué par la variabilité des processus à l'échelle locale et dans le même temps la difficulté à les caractériser en changement d'échelle du sous-bassin au bassin versant.

Tableau 7-10 Résultats du calage collectif à l'exutoire.

Approches	C = calage V = validation	NS [-]	ε_S [-]	ε_{Qx} [-]
Ce_2 constant	C	0,56	0,44	0,50
	V	0,59	0,41	0,56
Ce_2 variable selon l'occupation du sol	C	0,73	0,21	0,31
	V	0,63	0,32	0,58

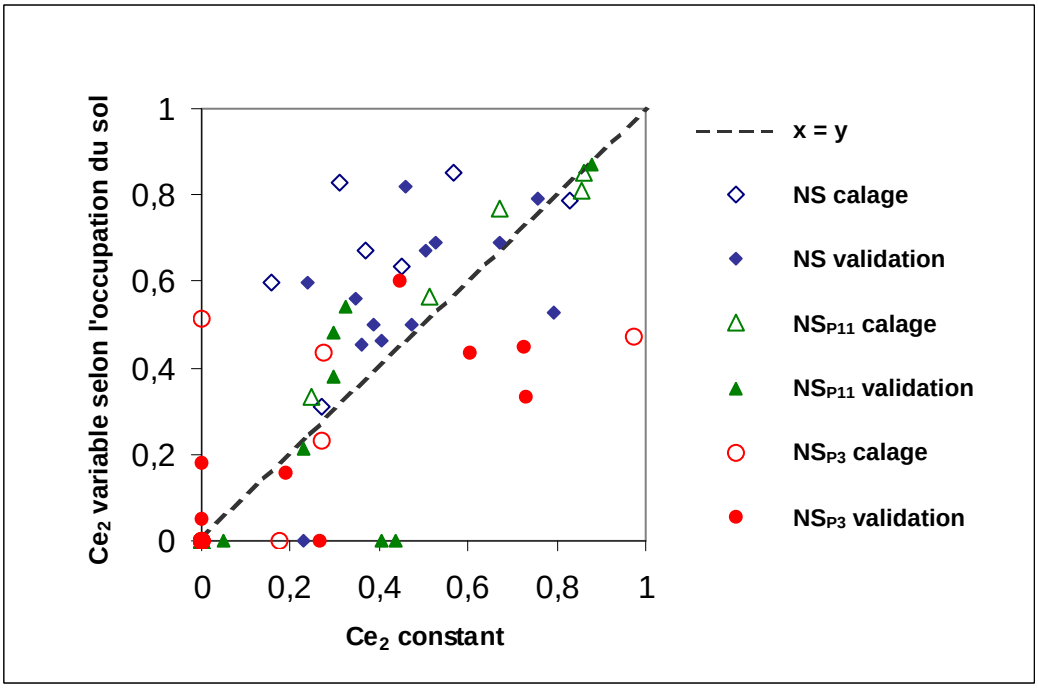


Figure 7-13 Comparaison des résultats de calage et de validation entre une paramétrisation comprenant un Ce_2 constant et une paramétrisation comprenant un Ce_2 variable selon l'occupation du sol.

avec NS, NS_{P11} et NS_{P3} respectivement les coefficients de Nash et Sutcliffe sur le débit à l'exutoire du bassin, le piézomètre P11 et le piézomètre P3. Sont également différenciés les événements de calage et les événements de validation.

7.6.5 Effet d'échelle

L'effet du changement d'échelle est évalué sur quatre événements représentant chacun une occupation du sol. Sur le réseau hydrographique entre les deux sites de mesure du sous-bassin Moïse Haut et de l'exutoire du bassin, le débit est calculé sur huit sites intermédiaires qui représentent alors des sous-bassins emboîtés. La Figure 7-14 présente le coefficient de ruissellement total R/P simulé en chaque site en rapport avec la surface drainée. L'allure de la courbe R/P permet de visualiser les surfaces actives au ruissellement et d'identifier les zones du réseau où la réinfiltration est importante.

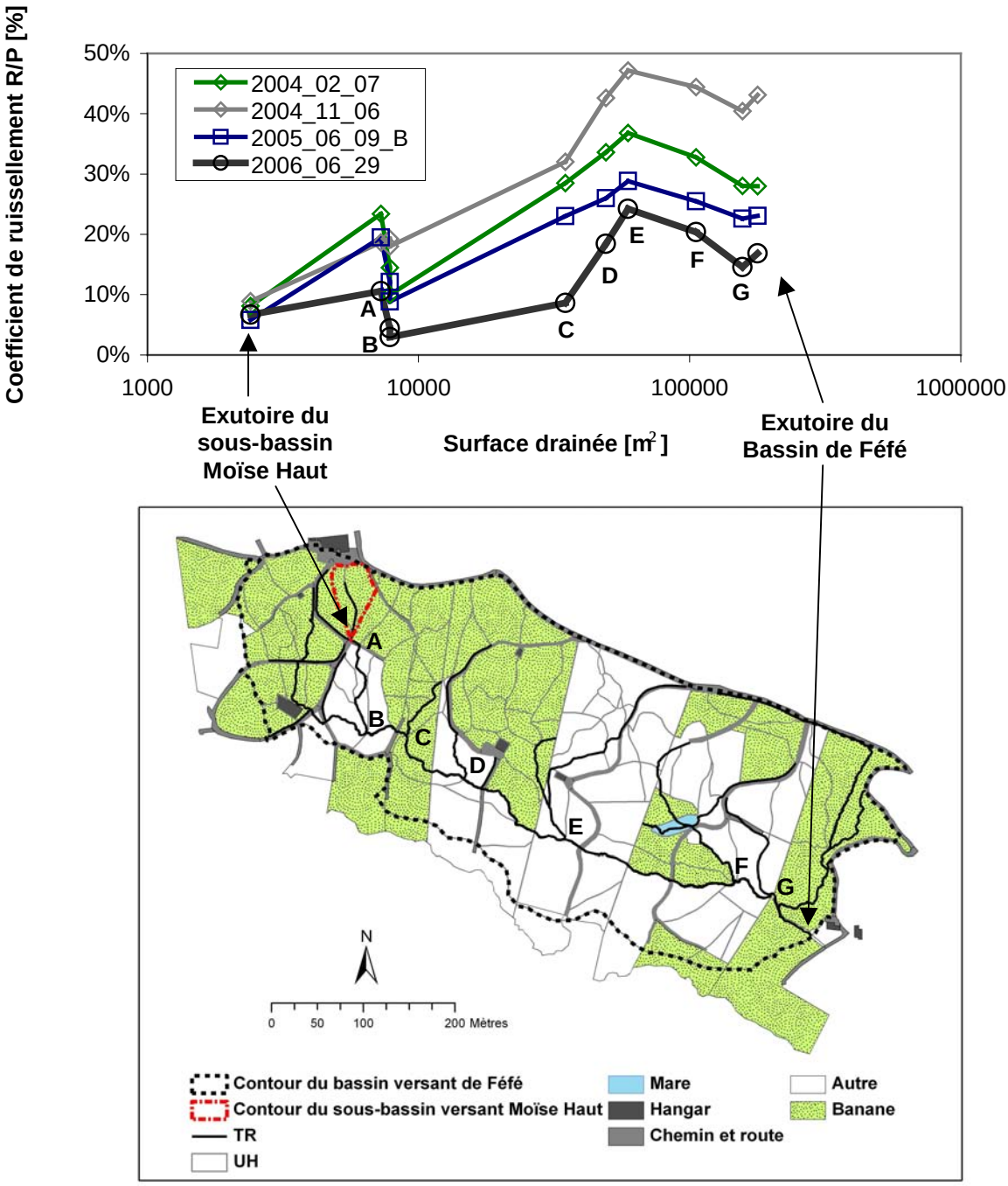


Figure 7-14 Etude du changement d'échelle sur l'écoulements dans le réseau de fossés : coefficient de ruissellement en fonction de la surface drainée en différents points du réseau hydrographique.

avec de A à G les nœuds intermédiaires du réseau entre l'exutoire Moïse Haut et l'exutoire de Féfé.

Les quatre courbes caractérisent chacune un événement et présentent des allures très similaires. Pour chaque événement, le coefficient R/P, qui est compris entre 5 et 10 % à l'exutoire du sous-bassin Moïse Haut (2 400 m²), augmente presque de moitié (7 300 m²) du fait d'apports du sous-bassin A qui draine la plateforme du hangar (imperméable) situé au NW et des parcelles ruisselantes en banane. Ensuite, alors que la surface drainée n'augmente que de 500 m² au sous-bassin B, R/P diminue de

moitié indiquant alors une forte réinfiltration en fossés sur le relief. Dans le réseau de la ravine pérenne drainant la nappe superficielle entre les sous-bassins C et E, R/P augmente jusqu'à 10 et 22 % (60 000 m²). Cette augmentation suppose alors des apports depuis des parcelles ruisselantes à majorité en banane qui couvrent le relief à l'amont du bassin et dans le même temps des échanges nappe-fossé essentiellement dans le sens du drainage de la nappe superficielle. A ce stade, l'impluvium couvre la moitié amont du bassin versant, relief et glacis compris. En poursuivant vers une augmentation de la surface drainée entre les sous-bassins E à G, R/P diminue de nouveau jusqu'à des valeurs de 5 à 15 %. A ce niveau, plusieurs facteurs concomitants existent et permettent d'expliquer cette diminution : la zone du glissement de terrain en amont de la mare est non cultivée et à forte perméabilité (ferralsols), le réseau de tronçon est ramifié avec une forte composante de réinfiltration, les parcelles sont moins ruisselantes car majoritairement plantées en une autre culture que la banane. Entre le sous-bassin G et l'exutoire du bassin, une légère augmentation de R/P de quelques points de pourcentage est simulée, correspondant aux apports des bananeraies situées à l'aval.

Le changement d'échelle permet de caractériser la variabilité des surfaces actives au ruissellement, ainsi que le rôle des fossés dans les écoulements de surface interne au bassin versant. Les simulations montrent que les deux processus de ruissellement en bananeraie et de réinfiltration en fossés sont sensibles aux surfaces drainées à l'échelle des sous-bassins. Les surfaces ruisselantes étant directement reliées avec la variabilité de l'occupation du sol. L'influence des surfaces anthropiques considérées comme imperméables, est difficilement perceptible car l'interaction entre les différents processus ne permet pas d'isoler leurs effets un à un.

7.6.6 Bilan sur les événements de calage individuel

Les termes du bilan ont été calculés à l'échelle événementielle sur les événements qui ont servi au calage. Le Tableau 7-11 présente ces différents termes à l'échelle globale du bassin, sur les unités hydrologiques, et sur les tronçons ; les termes sont exprimés en pourcentage de la pluie. Premièrement, le terme le plus important du bilan global est composé des pertes de percolation en profondeur D qui varient de 11 à 82 %. Les autres termes sont la variation de stock ΔW_{SA} qui varie de 9 à 53 % et le ruissellement total R qui varie de 9 à 63 %. Ce bilan indique une forte recharge de ces aquifères profonds à l'échelle de l'événement, résultat cohérent avec les approches hydrogéologiques menées sur le bassin (Chapitres 4). Deuxièmement, le ruissellement total sur les UH S_{UH} varie de 27 à 44 % de la pluie. Ce terme s'avère beaucoup moins variable que le ruissellement total R à l'échelle du bassin versant. Troisièmement, la réinfiltration totale en fossés I_{TR} représente entre 0 et 29 % de la pluie, correspondant à une réinfiltration massive du ruissellement généré en parcelles et représentant jusqu'à 30 % de la recharge totale (I_{UH}+ I_{TR}) de l'aquifère superficiel. En période de nappe basse inférieure à 2 m (juin 2006), les valeurs de I_{TR}/P sont les plus élevées entre 23 et 26 % et en contexte de nappe haute (novembre 2004), les valeurs de I_{TR}/P sont les plus faibles, inférieures à 8,8 %. Le stock initial de la nappe superficielle est donc un facteur de la variabilité du ruissellement à l'échelle du bassin

versant dans le cas de coefficients de ruissellement en parcelles moins variables et moins dépendants des conditions initiales du sol.

Tableau 7-11 Bilan des événements de calage.

	Bilan global					Bilan sur les UH			Bilan sur les TR	
Date	P [mm]	R/P [%]	ΔW_{SA}/P [%]	dR_{TR}/P [%]	D/P [%]	S_{UH}/P [%]	I_{UH}/P [%]	RF/P [%]	I_{TR}/P [%]	B/P [%]
07/02/2004	39,4	28,0	53,4	0,3	18,4	44,1	55,9	0,0	19,9	7,4
28/03/2004	25,1	8,7	8,7	0,1	82,5	29,7	70,3	0,0	28,5	10,2
06/11/2004	32,5	43,2	26,5	0,2	30,1	30,3	69,7	0,0	5,5	21,5
20/11/2004 (B)	44,6	62,9	25,1	0,5	11,5	39,9	60,1	0,0	0,0	27,2
22/12/2004 (A)	34,7	29,0	48,3	0,2	22,5	31,9	68,1	0,0	8,8	9,2
07/06/2005	45,1	10,0	52,7	0,0	37,2	36,1	63,9	0,0	27,2	4,4
09/06/2005 (B)	98,5	23,1	36,5	0,1	40,4	33,0	67,0	0,0	11,9	5,2
13/06/2006	88,4	9,9	37,6	0,0	52,5	34,0	66,0	0,0	23,2	2,2
29/06/2006	62,3	17	19,4	0,0	63,4	27,3	72,7	0,0	26,7	19,3

avec P la pluie, R le ruissellement total à l'exutoire, ΔW_{SA} la variation de stock de l'aquifère, dR_{TR} le ruissellement restant dans le réseau, D les pertes souterraines = P – R - ΔW_{SA} – dR, S_{UH} le ruissellement de surface sur les UH, I_{UH} l'infiltration depuis les UH, RF l'exfiltration, I_{TR} l'infiltration depuis le TR, B le drainage de l'aquifère par le TR.

7.7 Discussion et conclusion

L'objectif de ce travail a été de modéliser les processus de crue aux échelles de la parcelle, du sous-bassin et du bassin versant dans en contexte cultivé tropical. La variabilité des processus et leurs interactions de l'échelle de la parcelle à celle du bassin versant ont été pris en compte dans la paramétrisation du modèle et dans le découpage de l'espace pour l'application du modèle MHYDAS. Face à l'hétérogénéité du milieu (sol, topographie, végétation, pluie), les outils de modélisation spatialisés conçus pour prendre en compte cette variabilité ne sont pas toujours suffisants pour rendre compte de tous les mécanismes. Néanmoins, ils permettent d'apporter des éléments de réponse dans la compréhension des processus. Bien que le réseau de mesures soit conséquent sur le bassin de Féfé aux différentes échelles de la parcelle et du bassin versant, les difficultés de paramétrisation et l'hétérogénéité du milieu posent des questions quant à l'application d'un modèle mécaniste en contexte volcanique complexe. Cette approche de modélisation montre également l'importance de la conceptualisation des processus et des hypothèses émises au départ pour l'application du modèle.

Les hypothèses de fonctionnement issues de résultats à l'échelle locale et à celle du bassin ont permis de définir des contraintes à l'approche de modélisation. Les principaux processus mis en jeu à

l'échelle parcellaire, comme le stemflow qui augmente le ruissellement sur les parcelles et la réinfiltration en fossés, ont été pris en compte dans la modélisation sur la base d'observations et d'expérimentations. Les simulations à l'échelle du bassin ont montré qu'en dépit de simulations convenables, la variabilité de paramétrisation du processus de réinfiltration était la cause de compensations fortes du ruissellement en parcelles et que cette réinfiltration tamponnait l'incidence de la variabilité inter-parcellaire à l'échelle du bassin. Néanmoins, l'outil de modélisation spatialisée a permis d'appréhender la variabilité des flux au sein du bassin et a mis en évidence l'importance des surfaces actives au ruissellement comme les surfaces imperméables et les parcelles en banane. Le bilan hydrologique déterminé par le biais de la modélisation a montré des flux globalement équitables entre le ruissellement en parcelle et la réinfiltration dans les fossés. Il a également permis de vérifier l'hypothèse d'une importante recharge de l'aquifère profond sous-jacent au système étudié.

Cette approche de modélisation a également mis en lumière la difficulté de paramétrer un modèle spatialisé. Ce type de modèle nécessite pour une application fiable une quantité importante de mesures. Dans notre cas, bien que le réseau de mesures hydrologiques soit relativement important sur Féfé (mesures de débits à l'exutoire et au sous-bassin, réseau de pluviomètres, de piézomètres, mesures de propriétés hydrodynamiques, etc.), les modèles spatialisés sont « gourmands » en données et cette application avec MHYDAS confirme cet état de fait. Par exemple, des mesures de rugosité en parcelle et en tronçon, ou d'infiltration en fossés auraient permis de vérifier certaines hypothèses de fonctionnement relatives aux transferts dans le réseau et aux échanges nappe-fossé. Enfin, ce type d'approche met l'accent sur la complexité du milieu volcanique et la difficulté ou l'impossibilité de maîtriser les processus de systèmes complexes aux échelles locale et du bassin.

En conclusion, cette approche de spatialisation des données hydrologiques au sein du petit bassin versant de Féfé met l'accent sur un aspect fondamental de la modélisation en général : la conceptualisation des processus et leur représentativité aux échelles de la parcelle, du sous-bassin et du bassin versant. Cette représentativité sera d'ailleurs une question de premier ordre dans le cas d'une extrapolation du schéma de fonctionnement à d'autres sites ou à de plus larges échelles spatiales.

CONCLUSION

L'objectif de cette thèse a été de caractériser le fonctionnement hydrologique d'un petit bassin versant volcanique sous climat tropical, dans un contexte cultivé. Ce travail s'est articulé autour de deux axes de recherche principaux :

- **I : caractériser les processus hydrologiques d'un petit bassin versant volcanique tropical**
- **II : déterminer l'influence du milieu cultivé sur le ruissellement**

La démarche a consisté à étudier les processus hydrologiques sur un petit bassin versant expérimental, représentatif du milieu volcanique de type andésitique, en contexte tropical humide, et situé en zone bananière. Le bassin de Féfé (17,8 ha), sur l'île de la Basse-Terre en Guadeloupe est le site de l'étude. Il a fait l'objet d'une approche couplant expérimentations et modélisation, aux trois échelles spatiales de la parcelle, du sous-bassin et du bassin versant, ainsi qu'à deux échelles temporelles : celles de la crue et de la chronique.

Une approche expérimentale pluridisciplinaire a consisté à caractériser les variabilités spatiale et temporelle des processus hydrologiques en vue de développer un schéma de fonctionnement du site d'étude : i) une approche géologique a permis d'identifier la nature et la structure du système étudié, ii) une approche hydrologique a permis de caractériser les termes du bilan, les différents compartiments d'eau et les principaux processus de surface et souterrain, et iii) des approches géochimique et de traçage ont permis de déterminer l'origine des eaux dans les compartiments ainsi que les connections entre ces compartiments au sein du bassin.

Une approche de modélisation spatialisée a consisté à intégrer la variabilité spatiale des processus hydrologiques et des spécificités liées au milieu cultivé, pour déterminer leur influence sur les écoulements, et notamment sur la genèse des crues. Une modélisation spatialisée à l'aide du modèle distribué MHYDAS a été conduite sur la base du schéma de fonctionnement établi expérimentalement. Ce modèle permet de prendre en compte l'organisation spatiale du paysage cultivé et l'influence du couvert végétal redistributeur de pluie. Les résultats obtenus montrent une augmentation du ruissellement sur la parcelle (stemflow), une forte réinfiltration en fossés à l'échelle du sous-bassin (stemflow et échanges nappe-fossés), et un effet tamponné de l'influence du milieu cultivé à l'échelle du bassin versant.

Processus hydrologiques en milieu cultivé en contexte volcanique tropical

Approche géologique

Une reconnaissance géologique a permis de déterminer la structure du système : une structure en paléovallées emboîtées, aux dépôts laviques et pyroclastiques d'axe NW-SE dans le sens de la pente du volcan. Ces formations sont recouvertes par des dépôts de type lapillis sur plusieurs mètres d'épaisseur sur tout le bassin. Deux principaux aquifères ont été identifiés : l'aquifère superficiel dans les lapillis qui montre des transferts rapides, et l'aquifère profond, aux transferts plus lents, dans les nuées ardentes et les laves, en connexion avec l'aquifère superficiel.

Approche hydrologique

Le suivi hydrologique s'est étendu sur environ 3 ans, de 2003 à 2006. Il comprend des mesures de pluie sur quatre pluviomètres, de débit aux échelles du sous-bassin (2 400 m^2) et du bassin versant (17,8 ha), et des mesures de piézométrie sur un réseau de 21 piézomètres à différentes profondeurs (de 1,5 à 50 m). Les caractéristiques pluviométriques du site de Féfé sont des pluies annuelles abondantes (4 230 mm en année « moyenne ») et des intensités de pluie élevées toute l'année. A l'échelle annuelle, le bilan a été établi en 2003, année pluviométrique moyenne (Chapitre 3). Il se partage entre la recharge de l'aquifère profond (42 %), l'évapotranspiration (31 %) et le ruissellement à l'exutoire du bassin (27 %). Ce dernier se décompose en ruissellement de surface lors des précipitations (10 %) et en drainages de la nappe superficielle et de la nappe profonde sur la partie avale du bassin (17 %). L'analyse des relations pluie-débit a montré que les intensités de pluie élevées sous ce climat tropical favorisaient des coefficient de ruissellement de 5 % à 25 % lors des crues dans un contexte de sols infiltrants (conductivité hydraulique à saturation de 30 mm h^{-1} environ). Ces valeurs de coefficient de ruissellement élevées, comparées à celles des autres bassins tropicaux forestiers, sont attribuées au rôle du contexte cultivé, qui modifie les écoulements en surface. En découle la prédominance du ruissellement de type hortonien au détriment de processus de type subsurface et sur surface saturée, peu probables sur le bassin lors des crues.

Approche hydrogéologique

Cette étude montre également, aux échelles annuelle et événementielle, l'importance du rôle des écoulements souterrains et des interactions eaux de surface / eaux souterraines dans un tel contexte (Chapitre 4). Au sein de ces formations volcaniques relativement perméables, la recharge des aquifères représente environ 60 % des pluies efficaces (pluie à laquelle est soustraite l'évapotranspiration) en année moyenne. Les écoulements sont en partie chenalisés au sein des formations profondes. Ils montrent par ailleurs le caractère relativement hétérogène des formations

volcaniques de type andésitique. Cette hétérogénéité est mise en évidence à l'échelle locale par la compartimentation issue du caractère polyphasé des formations volcaniques, et à une échelle plus large par les différentes formations géologiques mises en place.

Approche de traçage

Dans ce contexte cultivé, la monoculture de la banane est un système de culture à haut niveau d'intrants. Le suivi de la dispersion d'un nématicide (cadusafos) utilisé en bananeraies a permis d'identifier, en relation avec le schéma de fonctionnement, les principaux mécanismes de contamination des compartiments de sol et d'eaux par ce nématicide, de l'échelle du sous-bassin à celle du bassin versant (Chapitre 5). La capacité des andosols - sols infiltrants à forte teneur en matière organique - à fixer la molécule de cadusafos dans les horizons de surface a favorisé l'établissement d'un stock de pesticide pouvant se libérer progressivement. Les vitesses de transfert élevées dans le réservoir superficiel, favorisant l'infiltration au détriment du ruissellement de surface, entraînent la molécule en profondeur, aboutissant à la contamination de la nappe superficielle. Cette contamination résulte en l'apparition d'une pollution chronique à l'exutoire du bassin versant, qui suggère une inertie considérable de la nappe et qui représente la majorité des quantités de polluant exportées. Les compartiments d'eau contaminés reflètent la structure géologique du bassin de Féfé : un réservoir superficiel, rapidement exposé à la pollution et un réservoir profond, relativement protégé de toute contamination par le cadusafos lors des épandages réalisés.

En résumé

Cette première partie de la thèse a montré l'utilité d'une méthode d'approche pluridisciplinaire (géologie, hydrologie, hydrogéologie et traçage) pour caractériser la structure et le fonctionnement hydrologique de ce type de système. Un schéma de fonctionnement global a été établi et intègre les principaux compartiments d'eau et les processus hydrologiques mis en évidence. Un modèle global à réservoirs basé sur ce schéma conceptuel a permis de reproduire les flux de surface et souterrains sur de longues chroniques de mesures, notamment lors des épisodes de fortes pluviométries. Néanmoins, l'approche expérimentale sous un angle global ne permet pas de rendre compte des variabilités spatiale et temporelle des processus identifiés au sein du bassin. Pour répondre à cette problématique, les outils de modélisation spatialisée s'avèrent nécessaires. Les résultats expérimentaux obtenus dans cette première partie ont alors permis de définir les contraintes à la modélisation, sous la forme d'hypothèses de fonctionnement basées sur le schéma conceptuel préalablement défini.

Influence du milieu cultivé sur la genèse des crues

Une approche de modélisation spatialisée a été conduite pour caractériser les variabilités spatiale et temporelle des processus hydrologiques en tenant compte des hypothèses de fonctionnement établies, et en intégrant les hétérogénéités du milieu que sont la topographie, le sol, le sous-sol, l'occupation du sol, les fossés, la pluie. Cette approche a été développée aux trois échelles de la parcelle, du sous-bassin versant, et du bassin versant. Le modèle spatialisé MHYDAS est adapté pour tenir compte des spécificités du milieu cultivé. Les parcelles y sont considérées comme des unités hydrologiques et le réseau hydrographique comme des tronçons qui relient ces parcelles jusqu'à l'exutoire du bassin.

Echelle de la parcelle

A l'échelle de la parcelle, la modélisation à l'aide de MHYDAS est globale (Chapitre 6). Les spécificités du couvert du bananier, redistributeur de la pluie (concentration de la pluie au pied de la plante, ou *stemflow*) ont été prises en compte dans cette approche de modélisation. Nous avons donc développé une fonction stemflow que nous avons couplée avec une fonction de production et une fonction de transfert. Le site d'étude est une parcelle expérimentale plantée en banane sur des andosols perméables. Nos résultats montrent qu'une modélisation tenant compte de la redistribution de la pluie par le couvert végétal améliore la simulation du débit à l'échelle d'une parcelle plantée en banane. Cette modélisation permet notamment de tenir compte des valeurs de conductivité hydraulique à saturation (Ks) élevées, cohérentes avec les mesures de terrain, et de prendre en compte l'existence de ruissellement pour de faibles intensités pluviométriques. Nos simulations montrent que l'effet concentrateur du couvert végétal peut être responsable d'une augmentation du coefficient de ruissellement à l'échelle de la parcelle, et qu'il permet d'engendrer du ruissellement pour des pluies d'intensités maximales plus faibles que le Ks. Son influence aux échelles plus larges du sous-bassin et du bassin versant a alors été envisagée.

Echelles du sous-bassin et du bassin versant

Aux échelles du sous-bassin versant et du bassin versant, la modélisation à l'aide de MHYDAS est distribuée (Chapitre 7). Les principaux processus mis en jeu à l'échelle parcellaire, comme le stemflow qui augmente le ruissellement sur les parcelles et la réinfiltration en fossés, ont été pris en compte dans la modélisation sur la base d'observations et d'expérimentations. Dans la structure du modèle ont été conservées les fonctionnalités de MHYDAS telles que les fonctions de production de ruissellement en parcelle, les échanges surface-souterrain et le transfert dans le réseau. En se basant sur les hypothèses issues du schéma de fonctionnement élaboré préalablement, ont été ajoutées la

fonction stemflow (Chapitre 6), et la percolation en profondeur depuis l'aquifère superficiel (Chapitres 3 et 4).

Les simulations à l'échelle du bassin ont montré que le processus de réinfiltration était la cause de compensations fortes du ruissellement en parcelles et que cette réinfiltration tamponnait l'incidence de la variabilité inter-parcellaire à l'échelle du bassin. Cet outil de modélisation spatialisée a permis de caractériser la variabilité des flux au sein du bassin et a mis en évidence l'importance des surfaces actives au ruissellement comme les surfaces imperméables et les parcelles plantées en banane. Le bilan hydrologique déterminé par le biais de la modélisation a montré des flux de même ordre de grandeur entre le ruissellement en parcelle et la réinfiltration dans les fossés (environ 30 % de la pluie événementielle). Il a également permis de vérifier l'hypothèse d'une importante recharge de l'aquifère profond à l'échelle de l'événement.

En résumé

Cette approche de modélisation a mis l'accent sur un aspect fondamental de la modélisation en général : la conceptualisation des processus hydrologiques et leur représentativité dans le changement d'échelle de la parcelle, au sous-bassin et au bassin versant. Pour l'application d'un modèle mécaniste, cette étude a montré que cette conceptualisation était une étape d'autant plus importante que le milieu est hétérogène, justifiant l'importance de l'approche expérimentale réalisée préalablement dans les Chapitres 3, 4 et 5. Cependant, l'application de modèles spatialisés nécessite une paramétrisation lourde, et avec le nombre important de paramètres se posent alors les problèmes de calage et d'équifinalité. Cette modélisation spatialisée apporte néanmoins des informations importantes sur la variabilité des processus internes au bassin. Elle permet de comprendre les processus dans l'espace, en relation avec la structure du milieu, et également de tenir compte de la variabilité spatio-temporelle des entrées (la pluie) ainsi que des variables comme les propriétés du milieu et les conditions initiales. Ce type d'approche est également adapté pour tester l'impact de l'occupation du sol dans des contextes cultivés, en relation avec les pratiques culturales.

Perspectives

Parallèlement à l'obtention de ces résultats, des questions se sont posées au fur et à mesure de ces trois années de thèse. Si cette étude sur un petit bassin versant cultivé en milieu volcanique tropical pouvait s'inscrire dans la continuité, elle permettrait d'envisager plusieurs perspectives de travaux à deux niveaux : au niveau de la compréhension des processus et au niveau de la modélisation.

Concernant la compréhension des processus :

Le suivi hydrologique de Féfé est récent (2003). En une période de 3 ans, le passage de trois événements pluvieux exceptionnels (novembre 2003, mai 2004 et novembre 2004) dus à des ondes tropicales pose la question de la représentativité de ces événements à plus long terme. Un suivi prolongé sur les différents termes du bilan permettrait de mieux caractériser le fonctionnement du système en fonction de la variabilité climatique marquée aux Antilles par les deux saisons sèche (très relative, certes, sur Féfé) et humide. De plus, le site de Féfé s'est avéré être peu étudié.

L'étude des processus de surface en relation avec l'occupation du sol pose la question de la prise en compte des états de surface des parcelles. Cette question, abordée dans ce mémoire uniquement sur les parcelles plantées en banane, devrait être étendue à d'autres occupations du sol pour mieux caractériser le partage ruissellement-infiltration sur le bassin. En effet, nous ne disposons pas de données sur les autres types de culture que la banane, pourtant présents sur 40 % de la surface du bassin. Des expérimentations à l'échelle de la parcelle sur diverses occupations du sol permettraient de définir une typologie de fonctionnements en fonction des états de surface. Cette étape de typologie est également nécessaire pour le changement d'échelle au bassin plus large du Pérou qui présente une plus grande diversité de cultures (canne à sucre, ananas, etc.), ou pour l'extrapolation à d'autres sites.

La mise en évidence de l'importance des échanges surface-souterrain étudiés dans la partie modélisation nécessite de vérifier les hypothèses de fonctionnement par des expérimentations à l'échelle du sous-bassin. Celles-ci devraient comporter un suivi de nappe sur un transect de piézomètres en travers du fossé du sous-bassin versant Moïse Haut. Une caractérisation des propriétés hydrodynamiques et de la rugosité du fossé permettrait de mieux paramétrer également le modèle MHYDAS spatialisé.

Si les andosols sont reconnus pour leur stabilité structurale avec des processus érosifs relativement peu déterminants à l'échelle de la parcelle, les fortes pentes comme celles du relief nord du bassin de Féfé peuvent engendrer localement un décapage d'une partie de l'horizon A dans les inter-rangs de bananiers. De plus, les écoulements de surface étant relativement rapides dans le réseau hydrographique, les fonds de fossés et ravines se creusent régulièrement suggérant que le processus d'érosion peut être conséquent dans le réseau hydrographique. Une expérimentation sur les processus d'érosion aux trois échelles de la parcelle, du sous-bassin et du bassin versant permettrait de quantifier l'effet d'échelle sur le transport de matières solide et d'élaborer des hypothèses de fonctionnement sur les mécanismes d'érosion.

L'approche géochimique est une méthode adaptée aux milieux souterrains hétérogènes et a montré son efficacité pour caractériser l'origine de la minéralisation de l'eau des différents compartiments. Ce résultat à l'échelle du bassin hydrogéologique de Féfé nous pousse à envisager une étude de ce type pour le changement d'échelle à des bassins plus larges. Une telle approche serait complémentaire du

suivi des organochlorés, utilisés comme traceur conservatifs (du fait de l'absence de dégradation de la molécule).

Concernant la modélisation :

Le schéma de fonctionnement hydrologique a mis en évidence la prépondérance d'écoulements souterrains sur le site de Féfé. Pour vérifier les hypothèses de ce fonctionnement, une modélisation mécaniste des transferts souterrains permettrait de vérifier ces hypothèses à l'échelle du bassin élargi jusqu'aux sources Féfé et à la rivière Pérou.

En vue de réaliser des scénarios d'occupation du sol, à des échelles plus larges de bassins agricoles, la paramétrisation de MHYDAS à l'échelle de Féfé peut servir de base pour une modélisation du changement d'échelle vers des bassins de plusieurs kilomètres carré. Dans le cas du bassin de la Rivière Pérou par exemple, la station de mesure à l'exutoire du Féfé peut être utilisée comme un site de mesure pour une unité hydrologique élémentaire de la taille du bassin de Féfé.

Enfin, concernant le transfert de polluants, un couplage du modèle MHYDAS avec un modèle de transport de polluants permettrait de calculer des bilans de masse et de vérifier les hypothèses de fonctionnement établies dans cette étude.

ANNEXES

Annexe A. Détermination de la relation α = f(β)

Sur une parcelle A, la redistribution de la pluie P par le couvert végétal produit deux flux de stemflow P_{Sf} et de throughfall P_{Tf}. P_{Tf} peut s'écrire en fonction de P_{Sf} et de P :

$$P_{Tf} = \frac{P\,A - P_{Sf}\,A_{Sf}}{A_{Tf}} = P\left(\frac{A - \frac{P_{Sf}}{P}A_{Sf}}{A - A_{Sf}}\right) \quad \text{(A-1)}$$

avec A_{Sf} et A_{Tf} les surfaces où se produisent le stemflow et le throughfall. La redistribution de la pluie dans les deux compartiments A_R et A_{NR} est inégale : A_R reçoit tous les flux P_{Sf} et une part des flux P_{Tf}, et A_{NR} reçoit l'autre part de P_{Tf}. Le flux P_R arrivant sur le compartiment A_R s'écrit selon l'Equation A-2 :

$$P_R = \frac{P_{Sf}\,A_{Sf} + P_{Tf}\,(A_R - A_{Sf})}{A_R} \quad \text{(A-2)}$$

$$P_R = \alpha P$$

Dans cette relation, A_R est fonction de β (Equation 6-6) et α peut être exprimé en fonction de β :

$$\alpha = \frac{P_R}{P} = \frac{\frac{P_{Sf}}{P}A_{Sf} + \frac{P_{Tf}}{P}(A_R - A_{Sf})}{A_R} = \frac{\frac{P_{Sf}}{P}A_{Sf} + \frac{P_{Tf}}{P}(\beta A - A_{Sf})}{\beta A} \quad \text{(A-3)}$$

En remplaçant P_{Tf} par l'équation A-1, il vient

$$\alpha = \frac{1}{\beta A}\left[\frac{P_{Sf}}{P}A_{Sf} + \left(\frac{A - \frac{P_{Sf}}{P}A_{Sf}}{A - A_{Sf}}\right)(\beta A - A_{Sf})\right] \quad \text{(A-4)}$$

soit

$$\alpha = -\frac{1}{\beta}\left[\frac{A_{Sf} - \frac{P_{Sf}}{P}A_{Sf}}{A - A_{Sf}}\right] + \left[\frac{A - \frac{P_{Sf}}{P}A_{Sf}}{A - A_{Sf}}\right] \quad \text{(A-5)}$$

Annexe B. Le modèle MHYDAS : Modélisation HYdrologique Distribuée des AgroSystèmes (d'après la Notice d'utilisation, Moussa (2005))

Le modèle hydrologique spatialisé MHYDAS a été développé afin de comprendre et de simuler les processus de transferts d'eau en milieu agricole. Dans sa version actuelle, c'est un modèle événementiel de crue. Une description détaillée de la structure du modèle ainsi qu'une application sur le bassin versant expérimental de Roujan est présentée dans Moussa *et al.* (2002). Cette annexe présente la structure du modèle, les équations qui représentent les principaux processus hydrologiques, les variables et les paramètres du modèle.

B.1 Structure du modèle

MHYDAS est basé sur une segmentation de la surface du bassin versant en « unités hydrologiques (notées U) », une segmentation des nappes ou aquifères en « unités de nappes (notées Aq) » et une segmentation du réseau hydrographique en « tronçons (notés T) » (Figure 7-3). Une unité de nappe correspond à un groupe d'unités hydrologiques. Chaque unité hydrologique est connectée soit à l'unité hydrologique située à l'aval si cette unité existe, soit à un tronçon du réseau hydrographique. Chaque unité hydrologique est aussi connectée à une unité de nappe. Chaque tronçon du réseau hydrographique est connecté à un tronçon aval et est connecté aussi à une unité de nappe. Le découpage en unités hydrologiques et de nappes est effectué en mode vecteur ce qui autorise la définition d'unités de formes très diverses et permet ainsi la représentation des discontinuités hydrologiques et de la variabilité d'occupation du sol en milieu agricole.

La Figure 7-3 illustre les principaux processus hydrologiques simulés dans MHYDAS. Sur chaque unité hydrologique la pluie est divisée en une part qui s'infiltre et une part qui ruisselle. L'eau s'infiltre verticalement dans la zone non-saturée pour atteindre la nappe. A la surface du sol, la part de la pluie non infiltrée va combler les dépressions du sol. Le flux d'eau excédentaire est propagé sur les unités hydrologiques et, via le réseau hydrographique, jusqu'à l'exutoire. Les processus d'échange nappe-rivière ainsi que la propagation d'onde à travers le réseau hydrographique sont pris en compte.

Comme dans d'autres approches de modélisation (par exemple TOPMODEL ; Beven et Kirkby, 1979), on suppose que le toit de la nappe est parallèle à la surface du sol. Dans la version actuelle de MHYDAS l'évaporation n'est pas prise en compte, et le modèle se limite à la simulation des événements de crue où ce processus est négligeable en comparaison aux autres processus. MHYDAS a une structure modulaire et propose plusieurs approches pour simuler un même processus, ce qui laisse à l'opérateur le choix des modules les plus appropriés à sa problématique.

Dans sa version actuelle, MHYDAS propose différentes fonctions de production et de transfert pour simuler les principaux mécanismes hydrologiques pendant les crues. Ces fonctions sont couplées à des fonctions de transfert sur chaque unité hydrographique, via le réseau hydrographique, et dans le sol ainsi qu'aux mécanismes d'échanges nappe-rivière, d'échanges nappes-nappes, d'exfiltration et de débordement. Dans les parties suivantes, nous présentons la procédure de segmentation de l'espace, les processus hydrologiques représentés (détermination du ruissellement ou pluie efficace, ruissellement à la surface d'une unité hydrologique, échanges nappe-rivière, propagation via le réseau hydrographique et échanges entre les nappes), les paramètres utilisés et les limites actuelles du modèle.

B.2 Segmentation de l'espace

Comparé au milieu naturel, le milieu agricole peut présenter de nombreuses discontinuités hydrologiques qu'il s'agit de prendre en compte dans le découpage de l'espace. La procédure de segmentation de l'espace développée par Lagacherie *et al.* (1996) sous ARC/INFO, et utilisée dans MHYDAS comporte trois étapes :

1. Définition des « surfaces élémentaires »,
2. Définition des contraintes et hiérarchisation des frontières des surfaces élémentaires,
3. Définition des « unités hydrologiques ».

La première étape consiste à définir des « surfaces élémentaires » en superposant les données cartographiques disponibles. La Figure 7-7a illustre un exemple où les données de quatre cartes (limites du parcellaire, réseau hydrographique, découpage en sous-bassins versants et carte des sols) sont disponibles et la Figure 7-7b montre le résultat du croisement de ces cartes. Afin de réduire le nombre des surfaces élémentaires et par conséquent réduire les temps de calcul du modèle, la procédure de segmentation de l'espace opère un regroupement des surfaces élémentaires pour définir des « unités hydrologiques (U) ». Ce regroupement passe par l'élimination de certaines frontières entre surfaces élémentaires. Pour cela, une hiérarchisation des frontières entre surfaces élémentaires s'impose.

Il est difficile de juger de la pertinence du découpage à priori car il dépend des objectifs de la modélisation, de la disponibilité des données mais surtout de l'état des connaissances du système au moment de la conception du modèle.

La deuxième étape consiste à définir des contraintes afin de classer les frontières des surfaces élémentaires et ensuite les hiérarchiser. La première contrainte consiste à définir une aire seuil minimale A_l, telle que toutes les unités hydrologiques aient une aire supérieure à ce seuil. Le second type de contrainte consiste à définir un « ordre d'importance » des frontières des surfaces élémentaires. Cet ordre d'importance est défini par l'opérateur en fonction des processus hydrologiques prépondérants. Par exemple, pour la simulation des fortes crues, le ruissellement de surface est le processus hydrologique majeur et par conséquent la topographie va jouer un rôle important dans la propagation des crues. Dans ce cas, l'opérateur peut considérer que le réseau hydrographique délimite les frontières les plus importantes (ordre 1), suivi par la limite du parcellaire (ordre 2), suivi par le découpage en sous-bassins versants (ordre 3) et enfin les classes du sol (ordre 4). Si l'objectif de l'étude était par exemple d'étudier le bilan hydrologique annuel, cet « ordre d'importance » serait modifié.

Dans la troisième étape, les surfaces élémentaires seront regroupées en respectant les contraintes pressenties précédemment afin de définir les unités hydrologiques. Pour cela, MHYDAS utilise une procédure itérative. Toutes les frontières des surfaces élémentaires ayant une aire inférieure à A_l, sont identifiées. Tout d'abord, la frontière ayant l'ordre le moins important - si elle existe - est éliminée, et la surface élémentaire est groupée à sa voisine. Cette procédure est ensuite répétée pour toutes les frontières d'ordre d'importance supérieur. La procédure de regroupement est arrêtée lorsque la surface élémentaire est supérieure à A_l. La Figure 7-7c montre les unités hydrologiques obtenues par regroupement des surfaces élémentaires de la Figure 7-7b en utilisant la hiérarchisation des frontières pour les événements de crue définie ci-dessus.

Cette procédure de segmentation de la surface permet de définir les unités hydrologiques, leurs caractéristiques géométriques (aire, pente, forme) ainsi que les liens topologiques entre unités hydrologiques et avec les tronçons du réseau hydrographique. Contrairement aux modèles hydrologiques utilisant un maillage régulier, le nombre d'unités hydrologiques est relativement faible, et les frontières des unités hydrologiques sont définies en fonction des discontinuités hydrologiques du milieu.

Pour le découpage du milieu souterrain en unités de nappes, MHYDAS ne propose pas une procédure automatique de découpage. Ce dernier est réalisé manuellement à partir de dires d'experts ou d'analyse de données piézométriques disponibles.

B.3 La fonction de production : séparation de la pluie entre infiltration et ruissellement à la surface du sol

Sur chaque unité hydrologique, la fonction de production de MHYDAS sépare la pluie en deux composantes, le ruissellement et l'infiltration. MHYDAS permet l'utilisation de divers fonctions de production : i.e. le modèle de Richards – 1D (Richards, 1931), le modèle de Green et Ampt (1911) ou sa variante Morel-Seytoux (1978), le modèle de Philip (1957), le modèle à réservoir du type Diskin et Nazimov (1995), le modèle de Horton (1933), etc. Dans ce travail de thèse, le modèle présenté dans le Chapitre 6, (modèle qui tient compte de la concentration des flux par « stemflow ») est utilisé. Tous ces modèles nécessitent la connaissance de l'intensité de la pluie, des conditions initiales d'humidité et des propriétés hydrodynamiques de la couche de surface du sol (voir une comparaison de certains de ces modèles dans Chahinian, 2004).

Sur chaque unité hydrologique, la pluie P(t) est décomposée en deux composantes, l'infiltration I(t) et le ruissellement R(t)

(B-1) $P(t) = I(t) + R(t)$

Le temps de flaquage (t_p) ou « ponding time » est atteint lorsque la surface du sol est à saturation. Ce temps agit comme un temps seuil déterminant le processus qui simule l'infiltration. Avant le temps de flaquage, toute la pluie s'infiltre et le ruissellement est nul

(B-2) $t \leq t_p \Rightarrow I(t) = P(t)$ et $R(t) = 0$

Après flaquage, et tant que la condition de saturation est vérifiée, le flux d'infiltration est égal à la capacité d'infiltration f (t) $[L.T^{-1}]$

(B-3) $t > tp \Rightarrow I(t) = f(t)$ et $R(t) = P(t) - f(t)$

Dans la littérature, de nombreux travaux d'analyse de sensibilité des fonctions de production ont montré que les paramètres les plus sensibles sont :

- le paramètre représentant l'infiltrabilité de la couche de surface à saturation ou la conductivité hydraulique à saturation Ks $[L.T^{-1}]$; ce paramètre présente une forte variabilité spatiotemporelle en fonction des états de surface et des classes de sol.

- la condition initiale d'humidité de la couche de surface est représentée par la teneur en eau initiale θ_i $[L^3.L^{-3}]$; cette valeur est soit mesurée sur le terrain, soit calculée par un modèle de bilan hydrique.

B.4 Ruissellement à la surface d'une unité hydrologique

Le ruissellement R(t) sur une unité hydrologique de superficie A $[L^2]$ est propagé sur une distance d [L] du centre de gravité de l'unité hydrologique, soit vers le centre de gravité de l'unité hydrologique

aval, soit vers le tronçon de rivière en utilisant le modèle de l'onde diffusante résolu par la méthode d'Hayami (Moussa, 1996).

(B-4) $$Q(t) = \frac{d}{2(\pi.D)^{1/2}}.\exp^{\frac{Cd}{2D}} \int_0^t R(t-\tau).A \frac{\exp^{-\frac{Cd}{4D}\left(\frac{d}{C\tau}+\frac{C\tau}{d}\right)}}{\tau^{3/2}} d\tau$$

Ce modèle a deux paramètres, la célérité C [L.T-1] et la diffusivité D [L².T-1]. Ces deux paramètres peuvent être considérés constants ou reliés à la pente et à la rugosité en utilisant une relation du type Manning-Strickler.

(B-5) $$C = C_u \sqrt{\frac{S}{S_m}} \frac{n_m}{n} \quad \text{et} \quad D = D_u \frac{S}{S_m} \frac{n_m}{n}$$

avec

n : coefficient de rugosité de Manning-Strickler de la surface de l'unité hydrologique ;

n_m : moyenne des coefficients de rugosité n des unités hydrologiques ;

S : pente moyenne de l'unité [$L.L^{-1}$] ;

S_m : moyenne des pentes S des unités hydrologiques [$L.L^{-1}$] ;

C_u : paramètre représentant une célérité moyenne sur les unités hydrologiques [$L.T^{-1}$] ;

D_u : paramètre représentant une diffusivité moyenne sur les unités hydrologiques [$L².T^{-1}$].

Par conséquent, pour chaque unité hydrologique, le couple (C, D) est défini uniquement en fonction de la pente, de la rugosité et des deux paramètres C_u et D_u. Ces deux derniers sont à considérer fixes ou à calibrer à l'échelle du bassin versant.

B.5 Echanges nappe-rivière

Un aquifère est représenté par un réservoir défini comme étant un groupe d'unités hydrologiques. Les échanges nappe-rivière sont simulés par une simple relation de type Darcy (débit = K . grad (hauteur)), identique à celle utilisée par Estèves (1989) dans le modèle CANARI. Chaque tronçon du réseau hydrographique est connecté à un aquifère. Soit qb(t) le flux échangé, par unité de longueur du tronçon, entre le tronçon et l'aquifère (Figure 7-5).

qb(x,t) > 0 apports latéraux (flux de l'aquifère vers le cours d'eau).

qb(x,t) < 0 pertes latérales (flux du cours d'eau vers l'aquifère).

On distingue deux cas :

- Cas 1 : Le niveau de la nappe z'(t) est supérieur au fond du tronçon (Figure 7-5a). Dans ce cas, un drainage de la nappe est observé. L'eau peut s'écouler de la nappe vers le cours d'eau ou vice versa. Soit $z_{ns}(t) = Z_{max} - z_n(t)$ où

$z_n(t)$: hauteur entre le niveau de la nappe et le niveau du substratum imperméable à l'instant t [L] ;

$z_{ns}(t)$: hauteur entre la surface du sol et le niveau de la nappe à l'instant t [L] ;

Z_{max} : niveau du substratum imperméable par rapport à la surface du sol [L].

Soit Z_t la profondeur du tronçon [L]. À un instant t, le flux va du cours d'eau vers la nappe ($qb(t) < 0$) si le niveau d'eau y(t) dans le cours d'eau est supérieur à ($Z_t - z_{ns}(t)$) et de la nappe vers le cours d'eau ($qb(t) > 0$) si $y(t) < (Z_t - z_{ns}(t))$. Dans ces deux situations

(B-6) $z_{ns}(t) > Z_t \Rightarrow qb(t) = Ce_1 [(Z_t - y(t)) - z_{ns}(t)] L(2y(t) + W)$

où Ce_1 [T^{-1}] est un coefficient d'échange. L'indice "1" correspond à cette première condition sur le niveau de la nappe.

L : longueur du tronçon [L] ;

W : largeur du tronçon [L].

- Cas 2 : Le niveau de la nappe z(t) est inférieur au fond du tronçon de profondeur Z_t (Figure 7-5b). Dans ce cas il n'y a pas de drainage de la nappe vers le cours d'eau et on a uniquement une infiltration du cours d'eau vers la nappe.

(B-7) $z_{ns}(t) > Z_t \Rightarrow qb(t) = - Ce_2 y(t) L (2 y(t) + W)$

où Ce2 [T^{-1}] est un coefficient d'échange. L'indice « 2 » correspond à cette seconde condition sur le niveau de nappe.

Dans les deux cas, et après un pas de temps Δt, le nouveau niveau d'eau dans le réservoir correspondant à l'aquifère $z_n (t+\Delta t)$, est calculé en utilisant une simple équation de bilan de masse :

(B-8) $$z_n(t+\Delta t) = z_n(t) - \frac{qb(t)\Delta t}{Aa.(\eta - \theta_{aq})}$$

avec

Aa : aire de l'aquifère [L^2] ;

Δt : pas de temps de calcul [T] ;

η : porosité de drainage de l'aquifère [$L^3.L^{-3}$] ;

θaq : teneur en eau initiale de l'aquifère obtenue en calculant la moyenne pondérée par les surfaces des teneurs en eau initiales sur les profils des unités hydrologiques constituant l'aquifère [$L^3.L^{-3}$] ou en affectant une teneur en eau initiale pour chaque unité d'aquifère.

Les deux paramètres les plus sensibles de ce module d'échanges nappe-rivière sont les deux coefficients Ce_1 et Ce_2 qui doivent être calés.

B.6 Propagation à travers le réseau hydrographique

Le transfert via le réseau hydrographique dans MHYDAS commence à partir des tronçons extérieurs puis se propage le long du réseau hydrographique d'amont vers l'aval et jusqu'à l'exutoire. A chaque noeud, les hydrogrammes amont sont additionnés et propagés vers l'aval en propageant aussi les apports latéraux. L'hydrogramme d'entrée est la somme des hydrogrammes à la sortie des tronçons amont alors que l'hydrogramme d'apports est la somme des apports des unités hydrologiques latérales. Dans MHYDAS, la propagation d'onde sur un tronçon est basée sur la résolution de l'équation de l'onde diffusante (Moussa, 1997)

(B-9) $$\frac{\partial Q}{\partial t} + C\left(\frac{\partial Q}{\partial x} - q\right) - D\left(\frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} - \frac{\partial q}{\partial x}\right) = 0$$

avec

C : célérité de l'onde fonction du débit Q [$L.T^{-1}$] ;

D : diffusivité de l'onde fonction du débit Q [$L^2.T^{-1}$] ;

Q(x,t) : débit à l'abscisse x à l'instant t [$L^3.T^{-1}$] ;

q(x,t) : débits latéraux (apports si q > 0 et pertes si q < 0) par unité de longueur [$L^2.T^{-1}$] (Figure 7-6) ;

t : temps [T] ;

x : abscisse le long de la rivière [L].

L'équation de l'onde diffusante dépend des conditions initiales à t = 0 et aux limites amont et aval, des caractéristiques géométriques et hydrauliques de la rivière (profil en travers, pente et rugosité) exprimées à travers les relations C(Q) et D(Q), et de la fonction q(x,t) d'apports ou pertes latéraux. Le terme q(t) [$L^2.T^{-1}$] représente la distribution latérale des apports ou pertes par unité de longueur ; il est divisé en deux termes (Figure 7-6)

(B-10) $q(t) = qr(t) + qb(t)$

avec

qr(x, t) : débit d'apports par ruissellement de surface en provenance des unités hydrologiques latérales par unité de longueur du cours d'eau [$L^2.T^{-1}$]. Le terme qr(x, t) est obtenu en additionnant tous les débits en provenance des unités latérales.

qb(x, t) : flux échangé entre le tronçon et la nappe par unité de longueur du cours d'eau, calculé dans la section précédente [$L^2.T^{-1}$].

Le modèle de l'onde diffusante est plus sensible à la célérité C qu'à la diffusivité D. Ces deux paramètres sont des fonctions non-linéaires du débit Q et peuvent être calculés en utilisant l'équation de Manning-Strickler

(B-11) $V = \frac{1}{n}\sqrt{SR}^{2/3}$

avec

R : rayon hydraulique [L] ;

S : pente [$L.L^{-1}$] ;

n : coefficient de rugosité de Manning-Strickler ;

V : vitesse moyenne de l'écoulement dans le tronçon [$L.T^{-1}$].

Dans le cas d'une rivière ayant une section rectangulaire, on a un rayon hydraulique

(B-12) $R = \frac{Wy}{W + 2y}$

W : largeur du tronçon [L] ;

y(t) : hauteur d'eau dans une section supposée rectangulaire [L].

Les deux relations C(y) et D(y) utilisées dans l'équation (B-9) sont

(B-13) $C = \left[\frac{5}{3} - \frac{4}{3}\frac{y}{W + 2y}\right]V$ et $D = \frac{Q}{2SW}$

Chaque tronçon du réseau hydrographique a trois caractéristiques S, W et n. Pour chaque valeur de y, on calcule Q, C et D. Par conséquent, chaque tronçon est caractérisé par les deux relations C(Q) et D(Q).

Dans le cas général où la célérité C et la diffusivité D sont constants sur un tronçon de rivière de longueur L, l'équation de l'onde diffusante admet une solution analytique exacte (Moussa, 1996)

(B-14) $O(t) = \Phi(t) + (I(t) - \Phi(t)) * K(t)$

Le symbole (*) représente le produit de convolution. I(t) et O(t) sont respectivement l'hydrogramme d'entrée moins le débit de base et l'hydrogramme de sortie moins le débit de base. K(t) est la fonction « noyau d'Hayami » avec

(B-15) $K(t) = \frac{L}{2(\pi D)^{1/2}} \frac{\exp^{\frac{CL}{4D}\left(2 - \frac{L}{Ct} - \frac{Ct}{L}\right)}}{t^{3/2}}$

(B-16) $\Phi(t) = \frac{C}{L_i}\int_0^t (Q_a(\lambda) - Q_a(0))d\lambda$ et $Q_a(t) = \int_0^t q(x, t).dx$

La méthode de résolution d'Hayami a l'avantage de proposer une solution inconditionnellement stable et convergente au problème de l'onde diffusante. Dans ce cas, on peut dans une première approximation estimer les paramètres C et D constants par analogie à la loi de Manning-Strickler

(B-17) $C = C_t\sqrt{\frac{S}{S_m}}\frac{n_m}{n}$ et $D = D_t\frac{S}{S_m}\frac{n_m}{n}$

avec

n : coefficient de rugosité de Manning-Strickler du tronçon ;

n_m : moyenne des coefficients de rugosité n des tronçons ;

S : pente moyenne du tronçon [$L.L^{-1}$] ;

S_m : moyenne des pentes S des tronçons [$L.L^{-1}$] ;

C_t : paramètre représentant une célérité moyenne sur les tronçons [$L.T^{-1}$] ;

D_t : paramètre représentant une diffusivité moyenne sur les tronçons [$L^2.T^{-1}$].

Dans ce dernier cas, les deux paramètres C_t et D_t peuvent être calibrés à l'échelle du bassin versant. Comme le modèle de l'onde diffusante est plus sensible à C qu'à D, on peut simplifier en supposant la diffusivité D constante pour tous les tronçons et se satisfaire d'un seul paramètre à caler, le C_t.

B.7 Echanges entre les unités de nappe

MHYDAS propose un module simple d'échanges entre unités de nappes basé sur une représentation des nappes en réservoirs qui échangent des flux q_{ech} [$L^3.T^{-1}$] en fonction de la différence de niveau d'eau dans les réservoirs. Soient $z_{n,1}$ et $z_{n,2}$ [L] les niveaux d'eau dans deux unités de nappes adjacentes qui échangent des flux, on a

(B-18) $q_{ech} = k(z_{n,1} - z_{n,2})$

où k [$L^2.T^{-1}$] est un coefficient qui régule ces échanges.

Ce paramètre est fixé en fonction des connaissances sur l'aquifère ou à supposer nul dans une première approximation dans le cas d'événements pluvieux très courts où les temps de circulation dans le milieu souterrain sont supposés très longs en comparaison au temps de réponse du ruissellement de surface.

B.8 Exfiltration et débordement

MHYDAS simule aussi :

- L'exfiltration : Lorsque le niveau de la nappe atteint la surface du sol, ou lorsque le niveau de la nappe rejoint le front d'infiltration, tout excédent d'eau rejoint le ruissellement de surface,
- Le débordement du réseau hydrographique lorsque le niveau d'eau dans un tronçon devient supérieur à la profondeur du tronçon. Dans ce cas, l'eau excédentaire déborde dans l'unité hydrologique adjacente et rejoint le ruissellement de surface sur l'unité et ensuite via le réseau hydrographique (Thèse Ghesquière, en cours).

B.9 Paramétrisation de MHYDAS

MYDAS englobe donc plusieurs modules hydrologiques dont l'utilisation nécessite des paramètres, des variables d'entrée et des conditions initiales qui devront être déterminés sur chaque unité hydrologique, chaque tronçon et chaque unité de nappe. Le Tableau B-1 résume pour chacune de ces entités la liste des paramètres nécessaires.

Tableau B-1 Paramètres nécessaires au modèle MHYDAS.

a. sur chaque unité hydrologique U.

Paramètre	Unité	
		Caractéristiques topologiques
Naq		Numéro de l'aquifère dans lequel se déverse l'unité U
Nuh ou Nt		Numéro de l'unité hydrologique (Nuh) ou du tronçon (Nt) aval dans lequel se déverse l'unité U - Nuh : si U se déverse à l'aval dans une autre unité hydrologique ; - Nt : si U se déverse à l'aval dans un tronçon.
O_{UH}		Ordre de parcours selon Strahler des unités hydrologiques de l'amont jusqu'au réseau hydrographique
		Caractéristiques géométriques
A	[L²]	Aire de l'unité
D	[L]	Distance entre le centre de gravité de l'unité hydrologique et : - soit le centre de gravité de l'unité hydrologique en aval si elle existe ; - soit le tronçon du réseau hydrographique dans lequel l'unité hydrologique se déverse.
S	[L.L-1]	Pente moyenne de l'unité hydrologique
N		Coefficient de Manning de rugosité de la surface
		Propriétés hydrodynamiques de la couche de surface du sol
Ks	$[L.T^{-1}]$	Conductivité hydraulique à saturation
θ_r	$[L^3.L^{-3}]$	Teneur en eau à saturation
θ_s	$[L^3.L^{-3}]$	Teneur en eau résiduelle
H_c	[L]	Succion capillaire
		Variables d'entrée
P(t)	$[L.T^{-1}]$	Hyétogramme de pluie affecté à l'unité hydrologique
		Conditions initiales
θ_i	$[L^3.L^{-3}]$	Teneur en eau initiale

Tableau B-1 Paramètres nécessaires au modèle MHYDAS.

b. sur chaque chaque tronçon T du réseau hydrographique.

Paramètre	Unité	
		Caractéristiques topologiques
N_{am}		Numéro des tronçons amont
N_{av}		Numéro du tronçon aval
N_n		Numéro de l'aquifère avec lequel le tronçon échange
O_t		Ordre de parcours selon Strahler des tronçons du réseau hydrographique d'amont vers l'aval.
		Caractéristiques géographiques
L	[L]	Longueur du tronçon
N		Rugosité de Manning
S	$[L.L^{-1}]$	Pente du tronçon
W	[L]	Largeur du tronçon
Z_t	[L]	Profondeur du tronçon
		Coefficients d'échange
Ce_1	$[T^{-1}]$	Coefficient d'échange dans le cas où le niveau de la nappe est supérieur au fond du tronçon
Ce_2	$[T^{-1}]$	Coefficient d'échange dans le cas où le niveau de la nappe est inférieur au fond du tronçon

c. sur chaque unité de nappe Aq.

Paramètre	Unité	
		Caractéristiques topologiques
O_n		Ordre de parcours selon Strahler des unités de nappe d'amont vers l'aval.
		Caractéristiques géographiques
Aa	[L²]	Aire de l'aquifère
		Propriétés de l'aquifère
η	$[L^3.L^{-3}]$	Porosité de drainage de l'aquifère
		Conditions initiales
θ_{aq}	$[L^3.L^{-3}]$	Teneur en eau initiale du milieu souterrain.
Z_{ns} (0)	[L]	Profondeur initiale de la nappe à l'instant t = 0 par rapport à la surface du sol.

Différentes sources de données sont nécessaires pour alimenter MHYDAS :

- Les Modèles Numériques de Terrain (MNT), afin de calculer automatiquement les caractéristiques géométriques des unités hydrologiques (aire, pente, distance entre unités, distance au réseau hydrographique), des tronçons (longueur, pente) et des unités de nappe (aire). Ils permettent aussi d'identifier les relations topologiques amont-aval et les connexions entre unités hydrologiques, tronçons et unités de nappe.

- Des données cartographiques sur le sol et le sous-sol , ainsi que des observations in-situ ou de dires d'experts, afin d'estimer les propriétés hydrodynamiques des sols des unités hydrologiques et des unités de nappe.

- Les caractéristiques géométriques mesurées ou estimées des tronçons (largeur, profondeur, rugosité), et les rugosités mesurées ou estimées des unités hydrologiques.

- Les mesures pluviométriques, piézométriques, d'humidité de la couche de surface du sol et le niveau initial des nappes, afin de définir les conditions initiales et atmosphériques.

A chaque pas de temps, MHYDAS permet de simuler les différents termes du bilan hydrologique pour :

- chaque unité hydrologique : l'hydrogramme à la sortie et la lame infiltrée,

- chaque tronçon : l'hydrogramme d'entrée, l'hydrogramme de sortie, l'hydrogramme de ruissellement de surface en provenance des unités hydrologiques latérales et le flux échangé entre le cours d'eau et la nappe.

- chaque unité de nappe : la lame infiltrée, la variation de niveau, le flux échangé entre les unités de nappe et les flux échangés avec les tronçons.

Afin d'utiliser MHYDAS, il faudra connaître les paramètres sur toutes les unités et tous les tronçons. Or, répéter des mesures en chaque point du bassin est coûteux en temps et en matériel, une procédure de spatialisation devra donc être utilisée. Par ailleurs, un nombre limité de paramètres sera retenu pour le calage. On distingue :

- Les paramètres fixes : caractéristiques géométriques et topologiques des unités hydrologiques, des unités de nappe et des tronçons.

- Les paramètres à spatialiser (fixes ou à caler) : propriétés hydrodynamiques de la surface du sol, porosité de la nappe, conditions initiales d'humidité de surface et le niveau initial de la nappe, C_t, D_t, Ce_1 et Ce_2.

LISTE DES FIGURES

Figure 1-1 Principaux processus hydrologiques au sein d'un bassin versant. 14
Figure 1-2 Processus hydrologiques régis par le couvert végétal. 15
Figure 1-3 Processus hydrologiques de surface. 17
Figure 1-4 Processus hydrologiques souterrains. 19
Figure 1-5 Illustration schématique de l'occurrence de divers processus de ruissellement en relation avec leurs facteurs morphoclimatiques (d'après Dunne (1983), traduit par Fritsch (1992)). 22
Figure 1-6 Les chemins d'eau en forêt tropicale (d'après Elsenbeer (2001)). 23
Figure 1-7 Redistribution des pluies sous la bananeraie (d'après Roose et al. (1999)) 27
Figure 1-8 Chronologie des zones ruisselantes (d'après Cattan et al. (soumis)). 29
Figure 1-9 Schématisation des différentes étapes de la modélisation (source Beven (2001)). 33
Figure 1-10 Structure du modèle SHE (Abbott et al., 1986b). 36
Figure 2-1 Cartes de situation de la Guadeloupe aux Antilles – localisation de Féfé en Basse-Terre. . 42
Figure 2-2 Variabilité des pluies annuelles sur la Basse-Terre (source Chaperon et al. (1983)). 43
Figure 2-3 Carte tectonique du sud de la Basse-Terre (d'après Westercamp et Mervoyer (1976) cité par Zlotnicki et al. (1992)) 45
Figure 2-4 Carte pédologique simplifiée, d'après Colmet-Daage (1969). 46
Figure 2-5 La sole bananière de la Basse-Terre en Guadeloupe : « le croissant bananier » (d'après Mallessard (1998)). 47
Figure 2-6 Dispositif de mesure hydrologique sur le bassin versant de Féfé. 49
Figure 2-7 Dispositif de suivi hydrologique du sous-bassin Moïse Haut 50
Figure 2-8 Dispositif de suivi hydrologique sur la parcelle Espérance Haut (d'après Cattan et al. (2006)) – en photo : le dispositif de mesure de débit et le canal collecteur. 51
Figure 2-9 Photos d'échantillons et affleurements. 53
Figure 2-10 Carte géologique du secteur de Féfé. 53
Figure 2-11 Photographies de gauche à droite : un andosol, un ferralsol, un hangar agricole et sa plateforme. 57
Figure 2-12 Carte des sols (a) et carte de l'occupation du sol (b) du bassin de Féfé. 57
Figure 2-13 Photographies des différentes occupations du sol. 58
Figure 2-14 Photographies des états de surface en parcelle de banane. 58

Figure 3-1 Maps of the Caribbean islands, location of the Lesser Antilles (black) (1a), and the Guadeloupe archipelago (French West Indies); (1b) indicating the location of the Féfé catchment. Contour map of the Féfé catchment (1c) showing the location of equipment..... 66
Figure 3-2 Monthly distribution of rainfall at Neufchâteau station from February until January (from Météo-France (2004))..... 67
Figure 3-3 Hydrogeological diagram of the Féfé catchment..... 68
Figure 3-4 Characteristics of a storm event..... 71
Figure 3-5 Hydrological time series for years 2003 (01/02/2003 to 31/01/2004) and 2004 (01/02/2004 to 31/01/2005). 73
Figure 3-6 Hydrological behaviour scheme of the Féfé catchment..... 75
Figure 3-7 Rainfall-runoff relation during storm events in 2003 and 2004. 77
Figure 3-8 Recharge of the shallow aquifer by infiltration. 77
Figure 3-9 Drainage of the shallow aquifer by the catchment stream (exponential fit: $r^2 = 0.77$). 78
Figure 3-10 Structure of the conceptual lumped model built specifically to the Féfé catchment. 82
Figure 3-11 Simulation results on hydrograph and water levels in shallow and deep aquifers during the entire validation period. 88
Figure 4-1 Situation de la Guadeloupe dans les Caraïbes (à gauche) et localisation de Féfé sur l'île de la Basse-Terre (à droite). 93
Figure 4-2 Carte géologique et sites de mesures hydrologiques et de prélèvements géochimiques. 93
Figure 4-3 Chroniques de pluie, évapotranspiration, débit à l'exutoire du bassin versant de Féfé, et piézométrie. 95
Figure 4-4 Autocorrélogramme au pas de temps horaire (gauche) et au pas de temps journalier (droite) de la pluie et du débit sur Féfé, ainsi que de la pluie sur Neufchâteau..... 101
Figure 4-5 Autocorrélogramme de la pluie et de la piézométrie (données horaires). 102
Figure 4-6 Densité spectrale de puissance (D.S.P) des chroniques de pression barométrique et piézométriques (sites FF et FG) au pas de temps de 10 minutes (en haut) ; Analyse spectrale croisée entrée (pression) / sortie (piézométrie): évolution du carré de la cohérence (Centrée\sortie)² (en bas). 102
Figure 4-7 Corrélogramme croisé de la pluie (entrée) et du débit (sortie) au pas de temps horaire. .. 103
Figure 4-8 Corrélogramme croisé de la pluie en entrée et de la piézométrie en sortie, au pas de temps horaire..... 105
Figure 4-9 Bilan hydrologique pour les années 2003 et 2004 modifié d'après Charlier et al. (soumis) (voir Chapitre 3). 106
Figure 4-10 Distribution de la conductivité électrique CE et des concentrations de chaque élément. 113
Figure 4-11 Diagrammes binaires entre les principaux marqueurs de la minéralisation des eaux pour tous les sites de prélèvements en eau de surface et souterraine..... 114
Figure 4-12 Schéma conceptuel révisé représentant les écoulements souterrains sur le site de Féfé. 117

Figure 5-1 Situation de la Guadeloupe dans la Caraïbe (en haut à gauche) et localisation de Féfé sur l'île de la Basse-Terre (en haut à droite) ; structure géologique du bassin de Féfé mettant en évidence une formation des lapillis en couverture et des formations profondes de nuées ardentes et de laves sur un substratum argilisé (au centre) ; dispositif expérimental du bassin de Féfé (en bas). 124
Figure 5-2 Zones et dates d'épandage pour les deux campagnes de 2003 et 2006. 127
Figure 5-3 Campagne d'épandage 2003 (dates d'application ↓ entre le 03/10/2003 et le 21/10/2003) : chroniques de pluie, du débit à l'exutoire du bassin, de la piézométrie, et de la concentration en cadusafos. 132
Figure 5-4 Campagne d'épandage 2006 (date d'application ↓ le 05/07/2006) : chroniques de pluie, des débits aux exutoires de la parcelle et du bassin, et de la concentration en cadusafos. 133
Figure 5-5 Concentration en cadusafos dans les horizons A (hA) et B (hB) des sols des parcelles épandues en 2003 et 2006..... 134
Figure 5-6 Exportation de cadusafos par ruissellement à l'échelle de la parcelle (Campagne 2006). 136
Figure 5-7 Exportation cumulée de cadusafos par ruissellement sur l'ensemble des parcelles épandues et à l'exutoire du bassin (Campagne 2006). 138
Figure 5-8 Exportation de cadusafos en 2003 et 2006 par ruissellement à l'exutoire du bassin en période de pollution chronique. 139
Figure 6-1 Partage des flux par la végétation et à la surface du sol. 146
Figure 6-2 Bilan des flux à l'échelle de la parcelle. 148
Figure 6-3 Structure du modèle avec la fonction stemflow couplé à une fonction de production et une fonction de transfert..... 149
Figure 6-4 Caractéristiques des événements de crue ; nous avons distingué les événements de la série de calage (○) et de validation (▼) qui seront utilisées lors des simulations. 154
Figure 6-5 Analyse de sensibilité des deux paramètres Ks et β sur le volume simulé pour l'événement n° 16. 158
Figure 6-6 Exemple de simulation sur l'événement 7 en calage individuel avec les trois approches sans stemflow 1 et avec stemflow 2a et 2b. 160
Figure 6-7 Résultats des simulations pour le calage et la validation ; les événements sont représentés sur le même axe de temps..... 163
Figure 6-8 Résultats des critères de performances pour les procédures de calage (■) et de validation (○). 164
Figure 7-1 Dispositif expérimental du bassin versant de Féfé (en haut) ; Classes de sol (en bas g.) ; Occupation du sol (en bas d.). 171
Figure 7-2 Comparaison des caractéristiques (lame précipitée vs. lame ruisselée) des événements de crue à la parcelle Espérance Haut et au sous-bassin Moïse Haut. 174

Figure 7-3 Exemple de découpage et de codage d'un bassin versant en unités hydrologiques de surface et en unités de nappes d'après Moussa (2005). 180
Figure 7-4 Processus hydrologiques représentés dans MHYDAS sur une coupe AA' de la Figure 7-3; d'après Moussa (2005). 180
Figure 7-5 Module d'échange nappe-rivière dans MHYDAS (d'après Moussa (2005)). 181
Figure 7-6 Représentation des différents types d'apports (ou pertes) latéraux q(x,t) sur un tronçon de longueur L et exemple de propagation d'onde de crue sur un tronçon de rivière 182
Figure 7-7 Procédure de segmentation de l'espace en unités hydrologiques (d'après Lagacherie *et al.* (1996)). 186
Figure 7-8 Découpage Féfé 187
Figure 7-9 Simulation du débit à l'exutoire et sur les piézomètres. 192
Figure 7-10 Analyse de sensibilité de MHYDAS pour l'événement 29/06/2006 pour la simulation des débits à l'exutoire du bassin de Féfé. 193
Figure 7-11 Comparaison des performances du modèle à l'exutoire du bassin selon les deux approches d'un Ks moyen et d'un Ks spatialisé. 197
Figure 7-12 Relation entre Ce2 et les surfaces ruisselantes plantées en banane (a), et relation entre Ce2 et la profondeur initiale de la nappe (b)..... 198
Figure 7-13 Comparaison des résultats de calage et de validation entre une paramétrisation comprenant un Ce2 constant et une paramétrisation comprenant un Ce2 variable selon l'occupation du sol.199
Figure 7-14 Etude du changement d'échelle sur l'écoulements dans le réseau de fossés : coefficient de ruissellement en fonction de la surface drainée en différents points du réseau hydrographique. 200

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1-1 Comparaison de bilans hydrologiques annuels et des principaux processus pour de petits bassins tropicaux avec un sol perméable. 25
Tableau 1-2 Description de quelques modèles distribués. 35
Tableau 2-1 Evolution des surfaces des différentes catégories d'occupation du sol. 58
Tableau 3-1 Determination coefficient (r^2) matrix for water depths with five shallow piezometers and mean shallow water depth (zSA). 70
Tableau 3-2 Water balance of Féfé catchment on an annual scale in 2003 and 2004. 74
Tableau 3-3 Hydrological characteristics of the three antecedent moisture condition periods: minimum (min), maximum (max), mean (mean), and standard deviation (σ). 76
Tableau 3-4 Water balance according to the antecedent moisture condition: dry (DRY), transitional (TRANS), and wet (WET). 76
Tableau 3-5 Comparison of annual water balance characteristics and main hydrological processes from the present study with those from previous studies at small humid tropical catchment sites with highly permeable soils. 79
Tableau 3-6 Model calibration and validation results; computing interval is 2 min and calculation interval of calibration and validation criterion is 1 hour. 86
Tableau 4-1 Résultat des tests hydrauliques en forages. 98
Tableau 4-2 Caractéristiques des fonctions de corrélation croisée. 105
Tableau 4-3 Résultat des analyses hydrogéochimiques. 110
Tableau 4-4 Origine possible des éléments majeurs et traces. 111
Tableau 5-1 Dates, surfaces des deux épandages et dispositif de suivi hydrologique pour les deux campagnes 2003 et 2006. 128
Tableau 5-2 Ecarts de concentrations en cadusafos pour les horizons A (hA) et les horizons B (hB). 135
Tableau 6-1 Caractéristiques des événements de crue, ordonnés par lame précipitée croissante dans chacune des deux séries de calage (C) et de validation (V). 153
Tableau 6-2 Analyse de sensibilité sur l'événement 16. 157
Tableau 6-3 Paramétrisation et critères de performances pour le calage et la validation des approches avec et sans stemflow. 161
Tableau 7-1 Evolution des surfaces des différentes catégories d'occupation du sol. 172

Tableau 7-2 Caractéristiques des événements de crue pour la parcelle Moïse Haut. 174
Tableau 7-3 Caractéristiques des événements de crue pour le bassin versant de Féfé. 175
Tableau 7-4 Synthèses des hypothèses de fonctionnement aux différentes échelles. 176
Tableau 7-5 Synthèses de résultats connus aux différentes échelles. 177
Tableau 7-6 Paramètres de MHYDAS. 183
Tableau 7-7 Comparaison de l'influence du découpage sur le sous-bassin Moïse Haut pour les quatre hypothèses A, B, C et D. 185
Tableau 7-8 Caractéristiques des éléments de la segmentation de l'espace. 188
Tableau 7-9 Paramètres optimisés pour le calage individuel avec les deux approches globale et spatialisée. 196
Tableau 7-10 Résultats du calage collectif à l'exutoire. 199
Tableau 7-11 Bilan des événements de calage. 202

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E. et Rasmussen, J., 1986a. An introduction to the European Hydrological System -- Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. Journal of Hydrology, 87(1-2): 45-59.

Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E. et Rasmussen, J., 1986b. An introduction to the European Hydrological System -- Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 2: Structure of a physically-based, distributed modelling system. Journal of Hydrology, 87(1-2): 61-77.

AGRITOX, 2007. Base de données sur les propriétés physiques et chimiques, la toxicité, l'écotoxicité, le devenir dans l'environnement, les données réglementaires des substances actives phytopharmaceutiques. Web site : http://www.dive.afssa.fr/agritox/.

Ajayi, A.E., Van de Giesen, N. et Vlek, P., (in press). A numerical model for simulating Hortonian overland flow on tropical hillslopes with vegetation elements. Hydrological Processes.

Ambroise, B., 1994. Du BVRE, bassin versant représentatif et expérimental, au BVR, bassin versant de recherche., Acte du séminaire national HydrOsystèmes : Du concept de BVRE à celui de zone atelier dans les recherches menées en eaux continentales. CEMAGREF Editions, Paris, 10-11 mai 1994, pp. 11-24.

Ambroise, B., 1999. La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant : processus, facteurs, modèles. Bucuresti : Editura *H*G*A*, Bucarest, 200 pp.

Anderton, S., Latron, J. et Gallart, F., 2002. Sensitivity analysis and multi-response, multi-criteria evaluation of a physically based distributed model. Hydrological Processes, 16(2): 333-353.

Beaugendre, J. et Edmond-Mariette, P., 2005. Rapport d'information sur l'utilisation du chlordécone et des autres pesticides dans l'agriculture martiniquaise et guadeloupéenne, Assemblée Nationale - n° 2430, pp. 169.

Beaujouan, V., Durand, P. et Ruiz, L., 2001. Modelling the effect of the spatial distribution of agricultural practices on nitrogen fluxes in rural catchments. Ecological Modelling, 137(1): 93-105.

Bergström, S., 1995. The HBV model. In: V.P.E. In: Singh (Editor), Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications, Colorado, pp. 443-476.

Beven, K., 2001. Rainfall-runoff modelling: The Primer. John Wiley & Sons, 360 pp.

Beven, K.J. et Kirkby, M.J., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. Hydrological Sciences Bulletin–Bulletin Des Sciences Hydrologiques, 24(1): 43–69.

Bonell, M., 1993. Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. Journal of Hydrology, 150(2-4): 217-275.

Bonell, M. et Gilmour, D.A., 1978. The development of overland flow in a tropical rainforest catchment. Journal of Hydrology, 39(3-4): 365-382.

Bonell, M., Gilmour, D.A. et Sinclair, D.F., 1981. Soil hydraulic properties and their effect on surface and subsurface water transfer in a tropical rainforest catchment. Hydrological Sciences Bulletin, 26(1): 1-18.

Bosch, J.M. et Hewlett, J.D., 1982. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. Journal of Hydrology, 55(1-4): 3-23.

Boudon, G., Dagain, J., Semet, M.P. et Westercamp, D., 1987. Carte géologique 1:20 000 du massif volcanique de la Soufrière (Département de la Guadeloupe, Petites Antilles). BRGM, Paris.

Boudon, G., Semet, M.P. et Vincent, P.M., 1992. Les éruptions à écroulement de flanc sur le volcan de la Grande-Découverte (La Soufrière) de Guadeloupe : implications sur le risque volcanique. Bull. Soc. géol. France, 163(2): 159-167.

Bouraoui, F. et Dillaha, T.A., 1996. ANSWERS-2000: Runoff and Sediment Transport Model. Journal of Environmental Engineering, 122(6): 493-502.

Bouwer, H., 1986. Intake rate: cylinder infiltrometer. In: E. In: A. Klute (Editor), Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Properties, Monograph 9, ASA, Madison, WI, pp. pp 825-843.

Bouwer, H. et Rice, R.C., 1976. A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. Water Resources Research, 12(3): 423-428.

Bruijnzeel, L.A., 1983a. Evaluation of runoff sources in a forested basin in a wet monsoonal environment : a combined hydrological and hydrochemical approach, Hydrology of humid tropical regions with particular reference to the hydrological effects of agriculture and forestry practice. IAHS Publ., Hamburg Symposium, pp. 165-174.

Bruijnzeel, L.A., 1983b. Hydrological and biochemical aspects of man-made forests in South-Central Java, Indonesia, PhD Thesis Free Univ., Amsterdam, 250 pp.

Bruijnzeel, L.A., 2004. Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees? Agriculture, Ecosystems & Environment, 104(1): 185-228.

Buytaert, W., Deckers, J. et Wyseure, G., 2006. Description and classification of nonallophanic Andosols in south Ecuadorian alpine grasslands (paramo). Geomorphology, 73(3-4): 207-221.

Campling, P., Gobin, A., Beven, K. et Feyen, J., 2002. Rainfall-runoff modelling of a humid tropical catchment: the TOPMODEL approach. Hydrological Processes, 16(2): 231-253.

Cappus, P., 1960. Etude des lois de l'écoulement - Application au calcul et à la prévision des débits. La Houille Blanche, A: 493-520.

Carluer, N. et Marsily, G.D., 2004. Assessment and modelling of the influence of man-made networks on the hydrology of a small watershed: implications for fast flow components, water quality and landscape management. Journal of Hydrology, 285(1-4): 76-95.

Casenave, A. et Valentin, C., 1992. A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa. Journal of Hydrology, 130(1-4): 231-249.

Castillo, L.E., Martinez, E., Ruepert, C., Savage, C., Gilek, M., Pinnock, M. et Solis, E., 2006. Water quality and macroinvertebrate community response following pesticide applications in a banana plantation, Limon, Costa Rica. Science of The Total Environment, 367(1): 418-432.

Castillo, L.E., Ruepert, C. et Solis, E., 2000. Pesticide residues in the aquatic environment of banana plantation areas in the north Atlantic zone of Costa Rica. Environmental Toxicology and Chemistry, 19(8): 1942-1950.

Cattan, P., Cabidoche, Y.-M., Lacas, J.-G. et Voltz, M., 2006. Effects of tillage and mulching on runoff under banana (Musa spp.) on a tropical Andosol. Soil and Tillage research, 86(1): 38-51.

Cattan, P., Bussière, F. et Nouvellon, A., 2007a. Evidence of large rainfall partitioning patterns by banana and impact on surface runoff generation. Hydrological Processes, 21(16): 2196-2205.

Cattan, P., Voltz, M., Cabidoche, Y.-M., Lacas, J.-G. et Sansoulet, J., 2007b. Spatial and temporal variations in percolation fluxes in a tropical Andosol influenced by banana cropping patterns. Journal of Hydrology, 335(1-2): 157-169.

Cattan, P., Ruy, S., Cabidoche, Y.-M., Findeling, A., Desbois, P. et Charlier, J.-B., (soumis). Rainfall redistribution by plant canopy enhances runoff on soil with high infiltration rate. Journal of Hydrology.

Chahinian, N., 2004. Paramétrisation multi-critère et multi-échelle d'un modèle hydrologique spatialisé de crue en milieu agricole. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 258 pp.

Chahinian, N., Moussa, R., Andrieux, P. et Voltz, M., 2006a. Accounting for temporal variation in soil hydrological properties when simulating surface runoff on tilled plots. Journal of Hydrology, 326(1-4): 135-152.

Chahinian, N., Voltz, M., Moussa, R. et Trotoux, G., 2006b. Assessing the impact of the hydraulic properties of a crusted soil on overland flow modelling at the field scale. Hydrological Processes, 20(8): 1701-1722.

Chaperon, P., l'Hote, Y. et Vuillaume, G., 1983. Les ressources en eau de surface de la Guadeloupe. Cah. ORSTOM, sér. Hydrol., XX: 149-178.

Charlier, J.-B., Cattan, P., Moussa, R. et Voltz, M., (accepté). Hydrological behaviour and modelling of a volcanic tropical cultivated catchment. Hydrological Processes.

Charlier, J.-B., Moussa, R., Cattan, P. et Voltz, M., 2007. Hydrological modelling from the plot to the catchment scales in a tropical cultivated area, European Geosciences Union, vol 9, Vienne, Autriche.

Chevallier, P. et Planchon, O., 1993. Hydrological processes in a small humid savanna basin (Ivory Coast). Journal of Hydrology, 151(2-4): 173-191.

Chow, V.T., 1959. Open-channel Hydraulics. McGraw-Hill, New York, 572 pp.

Chow, V.T., Maidment, D.R. et Mays, L.W., 1988. Applied hydrology. McGraw-Hill International Editions, New York, 572 pp.

Collinet, J. et Valentin, C., 1979. Analyse de différents facteurs intervenant sur l'hydrodynamique superficielle : nouvelles perspectives, applications agronomiques. Cahiers ORSTOM. Série Pédologie, 17(4): 283-328.

Colmet-Daage, F., 1969. Carte des sols des Antilles (Guadeloupe - Martinique). ORSTOM, Antilles.

Colmet-Daage, F. et Lagache, P., 1965. Caractéristiques de quelques groupes de sols dérivés de roches volcaniques aux Antilles françaises. Cahiers ORSTOM, Série Pédologie, 3(2): 91-121.

Cook, P.G., Hatton, T.J., Pidsley, D., Herczeg, A.L., Held, A., O'Grady, A. et Eamus, D., 1998. Water balance of a tropical woodland ecosystem, Northern Australia: a combination of micro-meteorological, soil physical and groundwater chemical approaches. Journal of Hydrology, 210(1-4): 161-177.

Crawford, N.H. et Linsley, R.K., 1966. Digital simulation in hydrology: Stanford watershed model IV, Department of Civil Engineering, Stanford University, Stanford, California.

Crockford, R.H. et Richardson, D.P., 2000. Partitioning of rainfall into throughfall, stemflow and interception: effect of forest type, ground cover and climate. Hydrological Processes, 14(16-17): 2903-2920.

Cruz, J.V. et Amaral, C.S., 2004. Major ion chemistry of groundwater from perched-water bodies of the Azores (Portugal) volcanic archipelago. Applied Geochemistry, 19(3): 445-459.

Cruz, V.l. et Silva, O., 2001. Hydrogeologic framework of Pico Island, Azores, Portugal. Hydrogeology Journal, 9(2): 177-189.

Custodio, E., 1975. Hydrogeologia de las rocas volcanicas, 3rd UNESCO-ESA-IHA Symposium on Groundwater, pp. 23-69.
Custodio, E., Lopez Garcia, L. et Amigo, E., 1988. Simulation par modèle mathématique de l'île volcanique de Ténériffe (Canaries, Espagne). Hydrogéologie, 1988(2): 153-167.
Dagain, J., Paterne, M. et Westercamp, D., 1981. La mise en place du massif volcanique Madeleine-Soufrière, Basse-Terre de Guadeloupe, Antilles. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris), 2: 921-926.
Dagès, C., 2006. Analyse et modélisation de l'influence des réseaux de fossés sur les échanges surface-souterrain en bassin versant méditerranéen, Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II, 243 pp.
Dahlgren, R.A., Saigusa, M. et Ugolini, F.C., 2004. The Nature, Properties and Management of Volcanic Soils. In: D. Sparks (Editor), Advances in Agronomy. Academic Press, University of Delaware, Newark, U.S.A., pp. 113 - 182.
De Marsily, G., 1981. Hydrogéologie quantitative. Ed. Masson Paris.
De Reynal de Saint-Michel, A., 1966. Carte géologique à l'échelle 1:50 000 du département de la Guadeloupe - Feuilles de Basse-Terre et des Saintes. Service de la carte géologique de la France, Paris.
Diskin, M.H. et Nazimov, N., 1995. Linear reservoir with feedback regulated inlet as a model for the infiltration process. Journal of Hydrology, 172(1-4): 313-330.
Donald, W.W., Hjelmfelt, A.T. et Alberts, E.E., 1998. Herbicide distribution and variability across Goodwater Creek watershed in north central Missouri. Journal of Environmental Quality, 27: 999-1009.
Donigan, A., Bicknell, B. et Imhoff, J.C., 1995. Hydrological simulation program – Fortran (HSPF). In: V.P.E. In: Singh (Editor), Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications, Colorado, pp. 395-442.
Dorel, M., 1993. Travail du sol en bananeraies : cas des andosols. Fruits, 48(2): 77-87.
Dorel, M., 2000. Effet des pratiques culturales sur les propriétés physiques des sols volcaniques de Guadeloupe et influence sur l'enracinement du bananier. Thèse de Docteur en Sciences Agronomiques et Ingénierie Biologique, Université catholique de Louvain, Belgique, 129 pp.
Dorel, M., Roger-Estrade, J., Manichon, H. et Delvaux, B., 2000. Porosity and soil water properties of caribbean volcanic ash soils. Soil Use and Management, 16: 133-140.
Dubreuil, P.L., 1985. Review of field observations of runoff generation in the tropics. Journal of Hydrology, 80(3-4): 237-264.
Dulcire, M. et Cattan, P., 2002. Monoculture d'exportation et développement agricole durable : cas de la banane en Guadeloupe. Agricultures, 11: 313-321.
Dunn, S.M. et Mackay, R., 1996. Modelling the hydrological impacts of open ditch drainage. Journal of Hydrology, 179(1-4): 37-66.
Dunne, T., 1983. Relation of field studies and modeling in the prediction of storm runoff. Journal of Hydrology, 65(1-3): 25-48.
Dunne, T. et Black, R.D., 1970. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. Water Resources Research, 6: 1296-1311.
Dunne, T., Zhang, W. et Aubry, B. F., 1991. Effects of Rainfall, Vegetation, and Microtopography on Infiltration and Runoff. Water Resources Research, 27(9): 2271-2285.
Ecker, A., 1976. Groundwater behaviour in Tenerife, volcanic island (Canary Islands, Spain). Journal of Hydrology, 28(1): 73-86.
Edijatno, Nascimento, N.O., Yang, X., Makhlouf, Z. et Michel, C., 1999. GR3J : a daily watershed model with three free parameters. Hydrological Sciences Journal, 44(2): 263-278.

Elsenbeer, H., 2001. Hydrologic flowpaths in tropical rainforest soilscapes - a review. Hydrological Processes, 15(10): 1751-1759.

Elsenbeer, H. et Lack, A., 1996. Hydrometric and hydrochemical evidence for fast flowpaths at La Cuenca, Western Amazonia. Journal of Hydrology, 180(1-4): 237-250.

Elsenbeer, H. et Vertessy, R.A., 2000. Stormflow generation and flowpath characteristics in an Amazonian rainforest catchment. Hydrological Processes, 14: 2367-2381.

Estèves, M., 1989. Etude et modélisation des relations aquifers-rivière dans le Ried Colmar (Haut Rhin-France). Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg I.

Fenelon, J.M. et Moore, R.C., 1998. Transport of agrichemicals to ground and surface water in a small central Indiana watershed. Journal of Environmental Quality, 27: 887-894.

Feuillard, M., Allegre, C.J., Brandeis, G., Gaulon, R., Le Mouel, J.L., Mercier, J.C., Pozzi, J.P. et Semet, M.P., 1983. The 1975-1977 crisis of la Soufriere de Guadeloupe (F.W.I): A still-born magmatic eruption. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 16: 317-334.

Findeling, A., Ruy, S. et Scopel, E., 2003. Modelling the effects of a partial residue mulch on runoff using a physically based approach. Journal of Hydrology, 275: 49-66.

Fontes, J.C., Pereira, L.S. et Smith, R.E., 2004. Runoff and erosion in volcanic soils of Azores: simulation with OPUS. CATENA, 56(1-3): 199-212.

Fortin, J.P., Moussa, R., Bocquillon, C. et Villeneuve, J.P., 1995. Hydrotel, un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographique. Rev. Sci. Eau / J. Water Sci., 8(1): 97-124.

Foster, S.S.D., Ellis, A.T., Losilla-Penon, M. et Rodriguez-Estrada, H.V., 1985. Role of volcanic tuffs in ground-water regime of Valle Central, Costa Rica. Ground Water, 23(6): 795-801.

Fritsch, J.-M., 1992. Les effets du défrichement de la forêt amazonienne et de la mise en culture sur l'hydrologie de petits bassins versants : opération ECEREX en Guyane française. Thèse de Doctorat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 392 pp.

Fritsch, J.-M., 1995. Les effets hydrologiques du déboisement de la forêt amazonienne et d'utilisations alternatives du sol. In: P.F. ORSTOM (Editor), Grands bassins fluviaux périatlantiques : Congo, Niger, Amazone, pp. 411-424.

Fujieda, M., Kudoh, T., de Cicco, V. et de Calvarcho, J.L., 1997. Hydrological processes at two subtropical forest catchments: the Serra do Mar, Sao Paulo, Brazil. Journal of Hydrology, 196(1-4): 26-46.

Gallart, F., Llorens, P. et Latron, J., 1994. Studying the role of old agricultural terraces on runoff generation in a small Mediterranean mountainous basin. Journal of Hydrology, 159(1-4): 291-303.

Garmouma, M., Teil, M.J., Blanchard, M. et Chevreuil, M., 1998. Spatial and temporal variations of herbicide (triazines and phenylureas) concentrations in the catchment basin of the Marne river (France). The Science of The Total Environment, 224(1-3): 93-107.

Gash, J.H.C., Lloyd, C.R. et Lachaud, G., 1995. Estimating sparse forest rainfall interception with an analytical model. Journal of Hydrology, 170(1-4): 79-86.

Genereux, D.P. et Jordan, M., 2006. Interbasin groundwater flow and groundwater interaction with surface water in a lowland rainforest, Costa Rica: A review. Journal of Hydrology, 320(3-4): 385-399.

Ghesquière, J., (en cours). Intégration des mécanismes de débordement du réseau hydrographique en milieu cultivé dans la modélisation hydrologique distribuée des crues extrêmes. Thèse de doctorat, Université de Montpellier II Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier.

Gilley, J.E. et Kottwitz, E.R., 1994. Maximum Surface Storage Provided by Crop Residue. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 120(2): 440-449.
Godsey, S., Elsenbeer, H. et Stallard, R., 2004. Overland flow generation in two lithologically distinct rainforest catchments. Journal of Hydrology, 295(1-4): 276-290.
Green, W.A. et Ampt, G.A., 1911. Studies on soil physics, 1: The flow of air and water through soils. Journal of Agricultural Science, 4(1): 1–24.
Hahn, J., Lee, Y., Kim, N., Hahn, C. et Lee, S., 1997. The groundwater resource and sustainable yield of Cheju volcanic island, Korea. Environmental Geology, 33: 43-53.
Harris, D., 1997. The partitioning of rainfall by a banana canopy in St Lucia, Windward Islands. Tropical Agriculture, 74: 198-202.
Hasegawa, S., 1997. Evaluation of rainfall infiltration characteristics in a volcanic ash soil by time domain reflectometry method. Hydrology and Earth system Sciences, 1(2): 303-312.
Hayami, S., 1951. On the propagation of flood waves. Disaster Prevention Research Institute Bulletin, 1: 1-16.
Henriques, W., Jeffers, R.D., Lacher, T.E. et Kendall, R.J., 1997. Agrochemical use on banana plantations in latin America: perspectives on ecological risk. Environmental Toxicology and Chemistry, 16(1): 91-99.
Herwitz, S.R., 1986. Infiltration-excess caused by Stemflow in a cyclone-prone tropical rainforest. Earth Surface Processes and Landforms, 11(4): 401-412.
Hewlett, J.D. et Hibbert, A.R., 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: W.E.S.a.H.W. Lull (Editor), Forest Hydrology. Pergamon Press, pp. 275-290.
Hill, R.L., 1993. Tillage and wheel traffic effects on runoff and sediment losses from crop interrows. Soil Science Society of America Journal, 57(2): 476-480.
Hoepffner, M., Morell, M. et Rossignol, D., 1986. Variabilités des pluies en milieu insulaire à relief contrasté - le cas de la Guadeloupe. ORSTOM, Paris, pp. 105-109.
Horton, R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. Transactions, American Geophysical Union, 14: 446-460.
Jackson, D.B. et Lénat, J.F., 1989. High-level water tables on hawaiian type volcanoes and intermediate depth geoelectric structures, Kilauea Volcano, Hawaii and Piton de la Fournaise Volvano, Isle de la Réunion. Bulletin - New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources: 142.
Jaynes, D.B., Hatfield, J.L. et Meek, D.W., 1999. Water quality in Walnut Creek watershed: Herbicides and nitrate in surface waters. Journal of Environmental Quality, 28: 45-59.
Join, J.L. et Coudray, J., 1993. Caractérisation géostructurale des émergences et typologie des nappes d'altitude en milieu volcanique insulaire (île de la Réunion). Geodynamica Acta, 6(4): 243-254.
Join, J.-L., Coudray, J. et Longworth, K., 1997. Using principal components analysis and Na/Cl ratios to trace groundwater circulation in a volcanic island: the example of Reunion. Journal of Hydrology, 190(1-2): 1-18.
Join, J.-L., Folio, J.-L. et Robineau, B., 2005. Aquifers and groundwater within active shield volcanoes. Evolution of conceptual models in the Piton de la Fournaise volcano. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 147(1-2): 187-201.
Kammerbauer, J. et Moncada, J., 1998. Pesticide residue assessment in three selected agricultural production systems in the Choluteca River Basin of Honduras. Environmental Pollution, 103(2-3): 171-181.
Keim, R.F. et Skaugset, A.E., 2003. Modelling effects of forest canopies on slope stability. Hydrological Processes, 17(7): 1457-1467.

Khamsouk, B., 2001. Impact de la culture bananière sur l'environnement. Influence des systèmes de cultures bananières sur l'érosion, le bilan hydrique et les pertes en nutriments sur un sol volcanique en Martinique (cas du sol brun rouille à Halloysite), Thèse de Doctorat, ENSAM, Montpellier, 219 pp.

Klemeš, V., 1986. Operational testing of hydrological simulation models. Hydrological Sciences Journal, 31(1): 13-24.

Kinner, D.A. et Stallard, R.F., 2004. Identifying storm flow pathways in a rainforest catchment using hydrological and geochemical modelling. Hydrological Processes, 18: 2851-2875.

Knisel, W.G., 1980. CREAMS: A Fieldscale Model for Chemical, Runoff, and Erosion from Agricultural Management Systems. USDA, Science and Education Administration, Conservation Report No. 26, Washington, D.C., 640 pp.

Lachassagne, P., 2006. Chapitre : XIII DOM-TOM. 1. Martinique. In: J.C. ROUX (Editor), In: Aquifères et Eaux souterraines en France. AIH, Tome 2, pp. 769-781.

Lachassagne, P., Adin, T., Cruchet, M. et Lebon, D., 2006. DOM-TOM. 5. Mayotte. In: R. J.C. (Editor), Aquifères et Eaux souterraines en France. AIH, Paris, pp. 816-822.

Lagacherie, P., Moussa, R., Cormary, D. et Molenat, J., 1996. Effects of DEM data source and sampling pattern on topographical parameters and on a topography-based hydrological model. In: K.K.H.P. Nachtnabel (Editor), IAHS, pp. 191-200.

Larocque, M., Mangin, A., Razack, M. et Banton, O., 1998. Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). Journal of Hydrology, 205(3-4): 217-231.

Lazrak, E.G., 2006. Devenir du cadusafos sur des sols volcaniques de Guadeloupe sous culture bananière, Mémoire de DEA, Institut National Polytechnique de Lorraine.

Le Forner, S., 2001. Modélisation hydrologique des échanges surface-souterrain avec réseau de fossés en milieu agricole méditerranéen. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 217 pp.

Lee, J.-Y. et Lee, K.-K., 2000. Use of hydrologic time series data for identification of recharge mechanism in a fractured bedrock aquifer system. Journal of Hydrology, 229(3-4): 190-201.

Lennartz, B., Louchart, X., Andrieux, P. et Voltz, M., 1997. Diuron and simazine losses to runoff water in Mediterranean vineyards. Journal of Environmental Quality, 26: 1493-1502.

Leonard, J. et Andrieux, P., 1998. Infiltration characteristics of soils in Mediterranean vineyards in Southern France. CATENA, 32(3-4): 209-223.

Leonard, R.A., 1990. Movement of pesticides into surface waters, SSSA Book Series, n°2. Pesticides in the soil environment. Soil Science Society of America, 677 S. Segoe Rd., Madison, WI 53711, pp. 303-349.

Lerner, A., 1997. Groundwater recharge. In: S.O.M.d.C. P. (Editor), Geochemical processes, weathering and groudwater recharge in catchments. Balkema, Rotterdam.

Lesack, L.F.W., 1993. Water balance and hydrologic characteristics of a rain forest catchment in the central Amazon Basin. Water Resources Research, 29(3): 759-773.

Leu, C., Singer, H., Stamm, C., Müller, S.R. et Schwarzenbach, R.P., 2004. Simultaneous assessment of sources, processes and factors influencing herbicide losses to surface waters in a small agricultural catchment. Environmental Science & Technology, 38(14): 3827–3834.

Levia, D.F.J. et Frost, E.E., 2003. A review and evaluation of stemflow literature in the hydrologic and biogeochemical cycles of forested and agricultural ecosystems. Journal of Hydrology, 274: 1-29.

Li, Q.X., Hwang, E.C. et Guo, F., 2001. Occurrence of Herbicides and Their Degradates in Hawaii's Groundwater. Bulletin of Environmental Contamination and Toxicology, 66(5): 653-659.

Llorens, P. et Domingo, F., 2007. Rainfall partitioning by vegetation under Mediterranean conditions. A review of studies in Europe. Journal of Hydrology, 335: 37-54.

Louchart, X., Voltz, M., Andrieux, P. et Moussa, R., 2001. Herbicide transport to surface waters at field and watershed scales in a Mediterranean vineyard area. Journal of Environnemental Quality, 30: 982-991.

Loumagne, C., Chkir, N., Normand, M., Ottlé, C. et Vidal-Madjar, D., 1996. Introduction of the soil/vegetation/atmosphere continuum in a conceptual rainfall/runoff model. Hydrological Sciences Journal, 41(6): 889-902.

Macdonald, G.A., Abbott, A.T. et Peterson, F.L., 1983. Volcanoes in the sea. The geology of Hawaii. University of Hawaii Press, Honolulu.

Macdonald, R., Hawkesworth, C.J. et Heath, E., 2000. The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. Earth-Science Reviews, 49(1-4): 1-76.

Madsen, H., 2000. Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiple objectives. Journal of Hydrology, 235(3-4): 276-288.

Mallessard, R., 1998. Pré-diagnostic de la filière de production banane de Guadeloupe : rapport de mission, Montpellier : Cirad-Flhor.

Malmer, A., 1996. Hydrological effects and nutrient losses of forest plantation establishment on tropical rainforest land in Sabah, Malaysia. Journal of Hydrology, 174(1-2): 129-148.

Mangin, A., 1984. Pour une meilleure connaissance des systemes hydrologiques a partir des analyses correlatoire et spectrale. Journal of Hydrology, 67(1-4): 25-43.

Météo-France, 2004. Web site : http://www.meteofrance.com/.

Mickelson, S.K., Boyd, P., Baker, J.L. et Ahmed, S.I., 2001. Tillage and herbicide incorporation effects on residue cover, runoff, erosion, and herbicide loss. Soil and Tillage Research, 60(1-2): 55-66.

Millet, A. et al., 1998. Influence de la déforestation sur le fonctionnement hydrologique de petits bassins versants tropicaux. Rev. Sci. Eau / J. Water Sci., 11(1): 61-84.

Ministère Outre-Mer, 2007. http://www.outre-mer.gouv.fr/outremer/, Ministère de l'Intérieur, de l'Outre-Mer et des Collectivités territoriales - Agriculture - Guadeloupe.

Moench, A.F., Sauer, V.B. et Jennings, M.E., 1974. Modification of routed streamflow by channel loss and base flow. Water Resources Research, 10: 963-968.

Molicova, H., Grimaldi, M., Bonell, M. et Hubert, P., 1997. Using TOPMODEL towards identifying and modelling the hydrological patterns within a headwater, humid, tropical catchment. Hydrological Processes, 11: 1169-1196.

Morell, M., 1986. Influence du relief sur les précipitations. Séminaire " Volcans ", 20 octobre 1986. In: ORSTOM (Editor), Séminaire "Volcans", pp. 5p.

Morell, M. et Jérémie, J.J., 1994. La Guadeloupe au fil de l'eau, CCEE de Guadeloupe, ORSTOM, pp. 121 pp.

Morel-Seytoux, H.J., 1978. Derivation of equations for variable rainfall infiltration. Water Resources Research, 14(4): 561-568.

Morel-Seytoux, H.J. et Al Hassoun, S., 1989. The unsaturated component of SWATCH: a multiprocess watershed model for runoff generation and routing. In: H.J. Morel-Seytoux (Editor), Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling - Theory and Practice. Kluwer Academic Publ., NATO ASI Series C, Vol. 275, pp. 413-433.

Morin, G., Fortin, J.P., Lardeau, J.P., Sochanska, W. et Paquette, S., 1981. Modèle CEQUEAU : manuel d'utilisation, Rapport Scientifique n°93, INRS-Eau, Université du Québec, Quebec.

Moussa, R., 1996. Analytical Hayami solution for the diffusive wave flood routing problem with lateral inflow. Hydrological Processes, 10(9): 1209-1227.

Moussa, R., 2002. On morphometric properties of basins, scale effects and hydrological response. Hydrological Processes, 17(1): 33-58.

Moussa, R., 2005. MHYDAS - Modélisation HYdrologique Distribuée des AgroSystèmes - Notice d'utilisation.

Moussa, R. et Bocquillon, C., 1996. Algorithms for solving the diffusive wave flood routing equation. Hydrological Processes, 10(1): 105-123.

Moussa, R., Voltz, M. et Andrieux, P., 2002. Effects of the spatial organization of agricultural management on the hydrological behaviour of a farmed catchment during flood events. Hydrological Processes, 16(2): 393-412.

Musy, A., 2003. http://hydram.epfl.ch/. Laboratoire d'Hydrologie et Aménagements (ISTE/HYDRAM).

Mwendera, E. et Feyen, J., 1993. Predicting tillage effects on infiltration. Soil Science, 155: 229–235.

Mwendera, E. et Feyen, J., 1994. Effects of tillage and rainfall on soil surface roughness and properties. Soil Technology, 7: 99–103.

Nash, J.E. et Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I : a discussion of principles. Journal of Hydrology, 10(3): 282-290.

Ng, H.Y.F., Gaynor, J.D., Tan, C.S. et Drury, C.F., 1995. Dissipation and loss of atrazine and metolachlor in surface and subsurface drain water: A case study. Water Research, 29(10): 2309-2317.

Padilla, A. et Pulido-Bosch, A., 1995. Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. Journal of Hydrology, 168(1-4): 73-89.

Papy, F., Boiffin, J. et Douyer, C., 1988. Influence des systèmes de culture sur les risques d'érosion par ruissellement concentré. II. Evaluation des possibilités de maîtrise du phénomène dans les exploitations agricoles. Agronomie, 8: 745-756.

Peel, M.C., Finlayson, B.L. et McMahon, T.A., 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate lassification. Hydrology and Earth System Sciences, 11: 1633-1644.

Perret, S., 1993. Etude de propriétés physiques, hydriques et mécaniques de sols andiques de la Réunion - Facteurs d'évolution des horizons culturaux, implications agronomiques et écologiques. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier, 279 pp.

Perrin, C., Michel, C. et Andreassian, V., 2001. Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. Journal of Hydrology, 242(3-4): 275-301.

Perrin, C., Michel, C. et Andreassian, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. Journal of Hydrology, 279(1-4): 275-289.

Peterson, F.L., 1972. Water development on tropic volcanic islands. Type example: Hawaii. Ground Water, 10(5): 18-23.

Philip, J.R., 1957. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. Soil Science, 84: 257–267.

Pinault, J.-L., Amraoui, N. et Golaz, C., 2005. Groundwater-induced flooding in macropore-dominated hydrological system in the context of climate changes. Water Resources Research, 41: W05001.

Pinault, J.-L., Pauwels, H. et Cann, C., 2001. Inverse modeling of the hydrological and the hydrochemical behavior of hydrosystems : Application to nitrate transport and denitrification. Wat. Resour. Res., 37(8): 2179-2190.

Poesen, J.W.A. et Lavee, H., 1991. Effects of size and incorporation of synthetic mulch on runoff and sediment yield from interrils in a laboratory study with simulated rainfall. Soil and Tillage Research, 21(3-4): 209-223.

Poulenard, J., Podwojewski, P., Janeau, J.-L. et Collinet, J., 2001. Runoff and soil erosion under rainfall simulation of Andisols from the Ecuadorian Paramo : effect of tillage and burning. Catena, 45: 185-207.

Prada, S.N., da Silva, M.O. et Cruz, J.V., 2005. Groundwater behaviour in Madeira, volcanic island (Portugal). Hydrogeology Journal, 13(5-6): 800-812.

Quantin, P., 1972. Les Andosols - Revue bibliographique des connaissances actuelles. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., X(3): 273-301.

Quinn, P., Beven, K., Chevallier, P. et Planchon, O., 1991. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. Hydrological Processes, 5: 59-79.

Rao, K.P.C., Steenhuis, T.S., Cogle, A.L., Srinivasan, S.T., Yule, D.F. et Smith, G.D., 1998a. Rainfall infiltration and runoff from an Alfisol in semi-arid tropical India. I. No-till systems. Soil and Tillage Research, 48(1-2): 51-59.

Rao, K.P.C., Steenhuis, T.S., Cogle, A.L., Srinivasan, S.T., Yule, D.F. et Smith, G.D., 1998b. Rainfall infiltration and runoff from an Alfisol in semi-arid tropical India. II. Tilled systems. Soil and Tillage Research, 48(1-2): 61-69.

Rawlins, B.G. et al., 1998. Review of agricultural pollution in the Caribbean with particular emphasis on small island developing states. Marine Pollution Bulletin, 36(9): 658-668.

Refsgaard, J.C., 1997. Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. Journal of Hydrology, 198(1-4): 69-97.

Richard, G., Boizard, H., Roger-Estrade, J., Boiffin, J. et Guerif, J., 1999. Field study of soil compaction due to traffic in northern France: pore space and morphological analysis of the compacted zones. Soil and Tillage Research, 51(1-2): 151-160.

Richards, L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. Physics, 1(5): 318–333.

Rishirumuhirwa, T., 1993. Potentiel du bananier dans la gestion et la conservation des sols ferrallitiques du Burundi. Cahiers ORSTOM.Série Pédologie, 28(2): 367-383.

Rishirumuhirwa, T., 1997. Rôle du bananier dans le fonctionnement des exploitations agricoles sur les hauts plateaux de l'Afrique orientale (application au cas de la région du Kirimiro-Burundi), Thèse de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 337 pp.

Roche, M., 1963. Hydrologie de surface. Gauthier - Villars Editeur, Paris.

Roche, M.-A., 1982. Comportements hydrologiques comparés et érosion de l'écosystème forestier amazonien à ECEREX, en Guyane. Cahiers O.R.S.T.O.M., Série Hydrologie, 19(2): 74-116.

Roose, E., 1977. Erosion et ruissellement en Afrique de l'Ouest, vingt années de mesures en parcelles expérimentales, Travaux et Documents de l'ORSTOM. Paris, pp. 108.

Roose, E., Khamsouk, B., Lassoudière, A. et Dorel, M., 1999. Origine du ruissellement et de l'érosion sur sols bruns à halloysite de Martinique : premières observations sous bananiers, L'Homme et l'Erosion : Colloque International. L'influence de l'homme sur l'érosion : 1. A l'échelle du versant, Bulletin - Réseau Erosion, Yaoundé, pp. 139-147.

Rossignol, D., 1990. Les Régimes pluviographiques de la Guadeloupe. IRD, Montpellier, pp. 13.

Rutter, A.J., Kershaw, K.A., Robins, P.C. et Morton, A.J., 1971. A predictive model of rainfall interception in forests. I. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine. Agricultural Meteorology, 9: 367-384.

Ruy, S., Findeling, A. et Chadoeuf, J., 2006. Effect of mulching techniques on plot scale runoff: FDTF modelling and sensitivity analysis. Journal of Hydrology, 326: 277-294.

Sansoulet, J., 2007. Transferts d'eau et des ions potassium et nitrate dans un sol à capacité d'échange anionique sous un couvert redistributeur de la pluie Etude expérimentale et

modélisation dans une bananeraie fertilisée sur un andosol, Thèse de l'INAPG, 160 pp pp.

Sansoulet, J., Cabidoche, Y.M. et Cattan, P., 2007. Adsorption and transport of nitrate and potassium in an Andosol under banana (Guadeloupe, French West Indies). European Journal of Soil Science, 58(2): 478-489.

Schellekens, J., Bruijnzeel, L.A., Scatena, F.N., Bink, N.J. et Holwerda, F., 2000. Evaporation from a tropical rain forest, Luquillo Experimental Forest, eastern Puerto Rico. Wat. Resour. Res., 36(8): 2183-2196.

Schellekens, J., Scatena, F.N., Bruijnzeel, L.A., Van Dijk, A.I.J.M., Groen, M.M.A. et Hogezand, R.J.P., 2004. Stormflow generation in a small rainforest catchment in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. Hydrological Processes, 18: 505-530.

Scholl, M.A., Ingebritsen, S.E., Janik, C.J. et Kauahikaua, J.P., 1998. Use of precipitation and groundwater isotopes to interpret regional hydrology on a tropical volcanic island; Kilauea volcano area, Hawaii. Water Resources Journal, 196: 48-63.

SCS, 1972. Estimation of direct runoff from storm rainfall, National Engineering Handbook. Section 4-Hydrology, pp. 10.1–10.24.

Sherman, L.K., 1932. Streamflow from rainfall by unit-graph method. Engineering News Record, 108: 501-505.

Singh, V.P., 1994. Accuracy of kinematic wave and diffusion wave approximations for space independent flows. Hydrological Processes, 8(1): 45-62.

Singh, V.P., 1995. Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications, Colorado.

Smith and Mullins, 1991. Soil Analysis: Physical Methods. Marcel Dekker, New York, 620 pp.

Smith, R.E., Goodrich, D.C. et Unkrich, C.L., 1999. Simulation of selected events on the Catsop catchment by KINEROS2: A report for the GCTE conference on catchment scale erosion models. CATENA, 37(3-4): 457-475.

Souchère, V., King, D., Daroussin, J., Papy, F. et Capillon, A., 1998. Effects of tillage on runoff directions: consequences on runoff contributing area within agricultural catchments. Journal of Hydrology, 206(3-4): 256-267.

Squillace, P.J., Thurman, E.M. et Furlong, E.T., 1993. Groundwater as a nonpoint source of atrazine and deethylatrazine in a river during base flow conditions. Water Resources Research, 29(6): 1719-1730.

Stewart, J.B., 1984. Measurement and prediction of evaporation from forested and agricultural catchments. Agricultural Water Management, 8(1-3): 1-28.

Takken, I., Govers, G., Jetten, V., Nachtergaele, J., Steegen, A. et Poesen, J., 2001a. Effects of tillage on runoff and erosion patterns. Soil and Tillage Research, 61(1-2): 55-60.

Takken, I., Govers, G., Steegen, A., Nachtergaele, J. et Guerif, J., 2001b. The prediction of runoff flow directions on tilled fields. Journal of Hydrology, 248(1-4): 1-13.

Tiemeyer, B., Moussa, R., Lennartz, B. et Voltz, M., 2007. MHYDAS-DRAIN: A spatially distributed model for small, artificially drained lowland catchments. Ecological Modelling, 209(1): 2-20.

Tixier, P., Malezieux, E. et Dorel, M., 2004. SIMBA-POP: a cohort population model for long-term simulation of banana crop harvest. Ecological Modelling, 180(2-3): 407-417.

Van Dijk, A.I.J.M. et Bruijnzeel, L.A., 2001. Modelling rainfall interception by vegetation of variable density using an adapted analytical model. Part 1. Model description. Journal of Hydrology, 247(3-4): 230-238.

Van Dijk, A.I.J.M. et Bruijnzeel, L.A., 2004. Runoff and soil loss from bench terraces. 1. An event-based model of rainfall infiltration and surface runoff. European Journal of Soil Science, 55(2): 299–316.

Van Vosselen, A., Verplancke, H. et Van Ranst, E., 2005. Assessing water consumption of banana: traditional versus modelling approach. Agricultural Water Management, 74(3): 201-218.

Vertessy, R.A. et Elsenbeer, H., 1999. Distributed modeling of storm flow generation in an Amazonian rain forest catchment: Effects of model parameterization. Water Resources Research, 35(7): 2173-2187.

Vertessy, R.A., Hatton, T.J., O'Shaughnessy, P.J. et Jayasuriya, M.D.A., 1993. Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis based catchment model. Journal of Hydrology, 150(2-4): 665-700.

Wada, K., 1989. Allophane and imogolite. In: J.B.D.S.B. Weed (Editor), Minerals in Soil Environments. Soil Science Society of America (SSSA), Madison, WI 53711.USA, pp. 1051-1087.

Wada, K. et Okamura, Y., 1980. Electric charge characteristics of Ando A1 and buried A1 horizon soils. Journal of Soil Science, 31: 307–314.

Walsh, R.P.D., 1980. Runoff processes and models in the humid tropics. Zeitschrift fur Geomorphologie, 36: 176-202.

Wang, W. et Squillace, P.J., 1994. Herbicide interchange between a stream and the adjacent alluvial aquifer. Environmental Science & Technology, 28(13): 2336-2344.

Williams, R.J., Brooke, D.N., Matthiessen, P., Mills, M., Turnbull, A. et Harrison, R.M., 1995. Pesticide transport to surface waters within an agricultural catchment. J. Inst. Water Environ. Manage: 72-81.

WRB, I.W.G. (Editor), 2006. World reference base for soil resources. World Soil Resources, No 103. FAO, Rome.

Yu, B., Sombatpanit, S., Rose, C.W., Ciesiolka, C.A.A. et Coughlan, K.J., 2000. Characteristics and modeling of runoff hydrographs for different tillage treatments. Soil Science Society of America Journal, 64(5): 1763-1770.

Zheng, S.Q., Cooper, J.F., Palcy, L., Coste, C.M. et Marnotte, P., 1994. Mobility and dissipation of cadusafos in banana fields in Martinique. The Science of The Total Environment, 156(1): 1-9.

Ziegler, A.D., Giambelluca, T.W., Plondke, D., Leisz, S., Tran, L.T., Fox, J., Nullet, M.A., Vogler, J.B., Minh Troung, D. et Vien, T.D. 2007. Hydrological consequences of landscape fragmentation in mountainous northern Vietnam: Buffering of Hortonian overland flow. Journal of Hydrology, 337(1-2): 52-67.

Ziegler, A.D., Giambelluca, T.W., Sutherland, R.A., Nullet, M.A., Yarnasarn, S., Pinthong, J., Preechapanya, P. et Jaiaree, S., 2004a. Toward understanding the cumulative impacts of roads in upland agricultural watersheds of northern Thailand. Agriculture, Ecosystems & Environment, 104(1): 145-158.

Ziegler, A.D., Giambelluca, T.W., Tran, L.T., Vana, T.T., Nullet, M.A., Fox, J., Vien, T.D., Pinthong, J., Maxwell, J.F. et Evett, S., 2004b. Hydrological consequences of landscape fragmentation in mountainous northern Vietnam: evidence of accelerated overland flow generation. Journal of Hydrology, 287(1-4): 124-146.

Zimmermann, B., Elsenbeer, H. et De Moraes, J.M., 2006. The influence of land-use changes on soil hydraulic properties: Implications for runoff generation. Forest Ecology and Management, 222(1-3): 29-38.

Zlotnicki, J., Boudon, G. et Le Mouël, J.L., 1992. The volcanic activity of La Soufrière of Guadeloupe (lesser antilles) : structural and tectonic implications. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 49: 91-104.

Fonctionnement et modélisation hydrologique d'un petit bassin versant cultivé en milieu volcanique tropical

Résumé

La gestion et la protection des ressources en eau nécessitent une bonne connaissance des processus hydrologiques à l'échelle du bassin versant. Le problème se pose en particulier aux Antilles où l'activité agricole est à l'origine de pollutions chroniques des ressources en eau et des sols.

L'objectif de cette thèse est de caractériser le fonctionnement hydrologique d'un petit bassin versant volcanique en climat tropical, dans un contexte cultivé principalement en banane. Le site d'étude est le bassin de Féfé (17,8 ha), sur l'île de la Basse-Terre en Guadeloupe, qui a été instrumenté entre 2003 et 2006. Deux approches complémentaires ont été utilisées.

Premièrement, l'approche expérimentale combinant géologie, hydrologie, hydrogéologie et traçage (pesticide) a permis de caractériser la structure, le bilan et les processus hydrologiques d'un petit bassin versant. Un schéma de fonctionnement global a été établi avec comme caractéristiques principales des flux hydriques élevés (pluie annuelle > 4 000 mm), une importante recharge des nappes (60 % de la pluie efficace annuelle), et une prédominance du ruissellement hortonien. Un modèle global à réservoirs basé sur ce schéma conceptuel a permis de reproduire correctement les flux de surface et souterrains. Ces études nous ont permis d'identifier les principaux mécanismes de contamination des sols et des eaux de surface et de nappes par un nématicide utilisé en bananeraies (le cadusafos).

Deuxièmement, l'approche de modélisation à l'aide du modèle distribué MHYDAS, a permis de rendre compte de l'incidence de l'occupation du sol et du réseau de fossés sur la genèse des crues. Cette approche intègre les spécificités du milieu cultivé tropical que sont la redistribution de la pluie par la plante (stemflow du bananier) et les échanges nappe-fossé. L'application du modèle aux échelles de la parcelle, du sous-bassin et du bassin versant, a permis de mieux caractériser les variabilités spatiale et temporelle des processus hydrologiques.

Ces deux approches constituent une voie pertinente pour évaluer l'impact environnemental des épandages agricoles, caractériser les changements d'échelle, et tester l'impact de l'occupation du sol.

Mots clés : Processus hydrologiques, bassin versant cultivé, climat tropical, formations volcaniques, modèle spatialisé, stemflow

---

Hydrological behaviour and modelling of a small cultivated catchment in a tropical volcanic region

Abstract

The management and protection of water resources require a good knowledge of hydrological processes at the catchment scale. This issue is crucial in the Antilles where agricultural practices have caused water and soil resources chronic pollutions.

This thesis aims to characterize the hydrological behaviour of a small catchment situated in a volcanic tropical region mainly planted with banana. The study site is the Féfé catchment (17.8 ha), located on the Basse-Terre island in Guadeloupe (FWI), which has been monitored between 2003 and 2006. Two complementary approaches were used.

First of all, the experimental approach, combining geology, hydrology, hydrogeology and pesticide tracer, was used to characterize the structure, the water balance and the hydrological processes of a small catchment. A global behaviour scheme has been established, and the main characteristics are: high water fluxes (annual rainfall > 4 000 mm), an important recharge of groundwater (60% of the annual effective rainfall), and a predominance of Hortonian overland flow. A lumped model based on this scheme allowed to correctly simulate surface and groundwater flows. These studies have led to identify the main mechanisms of contamination of soils and waters by a nematicide used in banana plantations (cadusafos).

Then, the modelling approach using the distributed model MHYDAS highlighted the impact of land use and ditch network on flood generation. This approach has taken into account the specificities of the cultivated tropical environment that is the rainfall partitioning by vegetation (stemflow of banana plant) and aquifer/ditch exchanges. The application of the model at the three scales of the plot, the sub-catchment and the catchment, has led to better characterize the spatial and temporal variability of hydrological processes.

Both approaches are an appropriate way to measure the environmental impact of pesticide applications on the field, to characterize up-scaling, and to test the impact of land use.

Key words: Hydrological processes, cultivated catchment, tropical climate, volcanic formations, distributed model, stemflow