

Approches de modélisation pour la partition ruissellement-infiltration à différentes échelles spatiales et temporelles : cas de la parcelle de Thies (Sénégal) et du bassin versant de Houay Pano (Laos)

Jérémy Patin

▶ **To cite this version:**

Jérémy Patin. Approches de modélisation pour la partition ruissellement-infiltration à différentes échelles spatiales et temporelles : cas de la parcelle de Thies (Sénégal) et du bassin versant de Houay Pano (Laos). Autre. Institut National Polytechnique de Lorraine, 2011. Français. NNT : 2011INPL033N . tel-01751073

HAL Id: tel-01751073
https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01751073

Submitted on 29 Mar 2018

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

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

AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

Institut National Polytechnique de Lorraine

École Doctorale RP2E

THÈSE

présentée et soutenue publiquement le 6 juin 2011

pour l'obtention du grade de

Docteur de l'INPL

(Spécialité Mécanique - Génie civil)

par

Jérémy PATIN

Approches de modélisation pour la partition ruissellement-infiltration à différentes échelles spatiales et temporelles.

Cas de la parcelle de Thies (Sénégal) et du bassin versant de Houay Pano (Laos).

Composition du jury

Directeurs de thèse :	Michel Buès	LAEGO, Nancy
	Emmanuel Mouche	LSCE, Gif sur Yvette
Rapporteurs :	Michel Esteves	LTHE, Grenoble
	Roger Moussa	LISAH, Montpellier
Examinateurs :	Fredéric Darboux	INRA, Orléans
	Christian Valentin	BIOEMCO, Paris

Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement

À Etienne « Le Belge »,
à Vincent « Pollak ».

Remerciements

Ce document de thèse aurait éventuellement, et sous une tout autre forme, pu voir le jour sans la participation active de tous ceux qui m'ont entouré, que j'ai eu le plaisir de cotoyer et avec qui j'ai interagi. Cela aurait été beaucoup moins enrichissant, passionant, énervant, agréable, dificile, facile, triste, rigolo...

Famille, amis, amis-famille, collocataires, collègues, collaborateurs, merci à tous pour votre présence, nos échanges, nos rires. Je ne m'égarerai pas trop mais n'en pense pas moins.

Merci aux collègues de l'IRD pour le travail effectué sur le terrain et les multiples communications.

Merci aussi, entre autres, à Fred Vargas, Raymond Queneau et Mr Piano dont le soutien moral au jour le jour a su egayer les longues soirées d'hiver, comme les courtes !

Bref, merci, merci, merci ! Le papier, tout numérique qu'il soit, se « parcheminise » déjà, imbibé de notre sueur à tous, et tandis que vos yeux finissent de s'humecter de l'émotion qui exhale de ce petit preambule pas scientifique pour un sou, réjouissez vous car il va pleuvoir !

Table des matières

Introduction générale **1**

---

1 La partition entre ruissellement et infiltration : de la physique observée en laboratoire aux réalités du terrain **7**

1.1 Physique de l'infiltration et du ruissellement 8
1.1.1 L'infiltration 8
1.1.2 Le ruissellement 12
1.2 Les sources d'hétérogénéité au cœur du ruissellement-infiltration 15
1.2.1 Effet de la végétation 15
1.2.2 L'encroûtement des sols 16
1.3 Hétérogénéité, expérimentation et modèle 17
1.3.1 Les relations entre l'intensité de la pluie et le ruissellement 19
1.3.2 Le modèle d'infiltration variable spatialement 21

---

2 Parcelle de 40m^2 - Sol homogène sous pluie simulée **23**

2.1 Introduction et objectifs 24
2.2 Protocoles expérimentaux 25
2.2.1 La parcelle, historique des expériences 25
2.2.2 Traçage et courbes de restitutions 26
2.2.3 Mesure des vitesses instantanées 27
2.3 Modélisation distribuée des processus de surface et subsurface 28
2.3.1 Modélisation des écoulements 28
2.3.2 Transport d'un traceur non réactif 32
2.3.3 Implémentation et résolution des équations 34
2.3.4 Les lois de frottement pour la calibration des vitesses 35
2.4 Résultats 36
2.4.1 Application du modèle couplé en 2D 36
2.4.2 Effets de la rugosité sur les vitesses instantanées 38
2.4.3 Effet de la rugosité sur les courbes de restitutions 39
2.5 Conclusion 49

3 Placettes de 1m^2 - Sol naturel sous pluie simulée **51**
3.1 Effet de la pente et de l'encroûtement sur l'infiltrabilité 52
3.1.1 Les expériences de pluie simulée sur deux pentes 52
3.1.2 Le modèle d'infiltration, perméabilité évoluant avec le temps 55
3.1.3 Résultats et discussion 56
3.2 Effet de la variabilité spatiale sur l'infiltrabilité 63
3.2.1 Les expériences de pluie simulée sur répliques 63
3.2.2 Modèle de Philip avec perméabilité stochastique 64
3.2.3 Résultats 69
3.3 Conclusion 76

4 Expérimentation sur placette de 1m^2 dans un bassin versant de 2003 à 2009 **79**
4.1 Le site de Houay Pano 82
4.1.1 Description et contexte 82
4.1.2 Instrumentation et données disponibles 84
4.2 Résultats expérimentaux 88
4.2.1 Caractéristiques de la pluie 88
4.2.2 Coefficients de ruissellement 89
4.2.3 Encroûtement 89
4.3 Modélisation en continu avec le modèle de Diskin et Nazimov 92
4.3.1 Description du modèle 92
4.3.2 Résultats 94
4.4 Modélisation par événement pluvieux, infiltration variable spatialement 98
4.4.1 Description du modèle 98
4.4.2 Résultats de modélisation 100

5 Sous-bassin versant de 0.5 ha sous pluie naturelle de 2003 à 2008 **115**
5.1 Analyse préliminaire du bassin, données disponibles 117
5.1.1 Détermination de la surface du sous-bassin 117
5.1.2 Calcul des débits 118
5.1.3 Détermination des événements pluvieux 119
5.1.4 Coefficients de ruissellement 120
5.1.5 Utilisation des terres 120
5.2 Vers une modélisation distribuée : changement d'échelles et réinfiltration 121
5.2.1 Application du modèle d'infiltration variable spatialement 121
5.2.2 Analyse distribuée 1D des effets de la réinfiltration 125
5.2.3 Modélisation distribuée 2D d'un événement pluvieux 128

Conclusion générale et perspectives **135**

Bibliographie **145**

Annexes **157**

A Paramètres descriptifs d'une variable qui suit une loi log-normale **157**

B Résultats expérimentaux - Sol naturel sous pluie simulée **159**

C Infiltrabilité et météo : 2003 - 2005 **163**

C.1 2003 164
C.2 2004 165
C.3 2005 166
C.4 2006 167
C.5 2007 168
C.6 2008 169
C.7 2009 170

D Infiltrabilité par couvert : densité de probabilité **171**

E Infiltrabilité dans le sous-bassin S7 **173**

Résumé **183**

Abstract **183**

Introduction générale

L'eau en milieu naturel, infiltration et genèse du ruissellement

Les eaux continentales, qui constituent la réserve d'eau douce de notre planète, se divisent en deux catégories qui différent par leur disponibilité et leur dynamique de déplacement : les eaux de surface et les eaux de subsurface. La partie sous forme liquide, par opposition à la forme solide neige ou glace, des eaux de surface est constituée d'eaux éphémères, ruissellement généré pendant un événement pluvieux, et d'eaux pérennes, rivières et lacs. Cette eau est mobile, directement disponible pour l'homme et utilisable pour l'agriculture. C'est également l'eau responsable de l'érosion des sols, qui modèle les paysages, qui transporte la matière. L'eau de la subsurface se divise quant à elle en deux catégories. Dans la zone non-saturée, proche de la surface du sol, l'eau est stockée dans la porosité du sol sans la remplir complètement. Dans la zone saturée, l'eau remplit la porosité du milieu et forme des nappes phréatiques. Ce sont des réserves d'eau douce. Dans la subsurface, l'eau se déplace lentement, alimente les végétaux, participe à la transformation pédologique des sols. Les eaux de subsurface retournent vers la surface, soit par l'intermédiaire de l'homme en étant puisées, soit naturellement pour alimenter les rivières ou les lacs.

À la surface du globe, rares sont les systèmes hydrologiques qui ne sont pas aménagés ou anthropisés, d'où la nécessité de comprendre les interactions entre l'homme, le climat et les ressources en eau. Le bassin versant est l'unité spatiale la plus adaptée pour étudier ces interactions et déterminer le devenir d'une goutte d'eau de pluie. Il délimite une zone de passage obligatoire telle qu'une goutte d'eau tombée sur la surface du bassin versant sera tôt ou tard observée à l'exutoire du bassin si elle ne s'évapore pas. La réponse hydrologique d'un bassin aux perturbations météorologiques ou aux évolutions climatiques est gouvernée par de nombreux processus se déroulant à différentes échelles spatiales et temporelles [Kirkby, 1978 ; Ambroise, 1999].

Dans un bassin versant, lorsqu'il ne pleut pas, l'eau de la zone saturée s'écoule dans le sol, guidée par la géomorphologie du milieu, et ressurgit dans les points bas, tandis que l'eau dans la zone non-saturée peut s'infiltrer, s'évaporer, et être mobilisée puis transpirée, par la végétation (Fig. 1a). Lorsqu'il pleut, le trajet d'une goutte d'eau est très variable (Fig. 1b). La goutte d'eau peut être interceptée par la végétation : elle peut alors s'évaporer ou s'écouler sur les feuilles et le long des troncs. Pour la partie de l'eau de pluie qui atteint finalement le sol, plusieurs scénarios

sont possibles. Leur compréhension nécessite de définir la capacité d'infiltration du sol : c'est la quantité d'eau que le sol peut absorber sur un laps de temps court. Cette capacité d'infiltration dépend de la nature du sol, de sa perméabilité, de sa structure, et du couvert végétal.

Si l'intensité de la pluie est inférieure à la capacité d'infiltration du sol, l'eau s'infiltre entièrement. Elle peut alors rejoindre la nappe et augmenter son volume. Lorsque la pente est forte, l'eau peut se déplacer rapidement dans la subsurface et s'exfiltrer en bas de pente. Enfin, l'eau peut rencontrer une couche de sol moins perméable et saturer le sol par le bas. Ces différents phénomènes, contrôlés par l'état d'humidité du bassin versant, contribuent à modifier l'extension des zones saturées dans le bassin versant. Les gouttes d'eau qui arrivent sur une surface saturée ne peuvent pas s'infiltrer et ruissellent en surface.

Il est également possible que pendant la pluie, les premiers millimètres de sol évoluent. Le sol se tasse, les craquelures se referment lorsque le sol s'humidifie, les agrégats se disloquent sous l'impact des gouttes et les particules fines se redistribuent et colmatent la porosité de la surface. Il se peut qu'à un moment, dit temps de submersion, la capacité d'infiltration du sol devienne inférieure à l'intensité de la pluie. Dès lors l'eau ne peut plus s'infiltrer en totalité et une partie reste en surface. Ce ruissellement est dit « par excès d'infiltration », ou ruissellement hortonien suite aux travaux d'Horton [Horton, 1933] sur le concept de capacité d'infiltration d'un sol. C'est ce mécanisme de production du ruissellement qui est étudié dans ce travail de thèse.

La goutte qui ne s'est pas infiltrée remplit les dépressions topographiques et constitue des flaques. Lorsque la flaque déborde, l'eau s'écoule à la surface du sol, les flaques coalescent, les écoulements éparses se concentrent dans les rigoles, puis les ravines et rejoignent le réseau hydrographique. Cette goutte qui ne s'est pas infiltrée reste en surface tant qu'elle ne rencontre pas une zone suffisamment perméable et non saturée qui lui permette de s'infiltrer, ce qui peut prendre quelques secondes, quelques minutes sur un versant, ou ne pas arriver. L'eau quitte alors le bassin versant en contribuant au débit de crue. La goutte d'eau qui s'est infiltrée fera partie des eaux de subsurface jusqu'à son exfiltration, qui peut survenir en quelques minutes, heures ou années.

Ce schéma conceptuel des phénomènes naturels, bien que simplifié, montre que le parcours d'une goutte d'eau dans un bassin versant est fortement influencé par le comportement de l'interface entre l'atmosphère et le sol pendant la pluie. Déterminer si une goutte d'eau franchit ou non cette interface, c'est déterminer comment s'effectue le partitionnement de la pluie en une fraction ruisselée et une fraction infiltrée.

La modélisation hydrologique, vers une modélisation intégrée

L'eau est à la fois une ressource vitale et un facteur de risque. Au cœur de cette dualité, l'hydrologie quantitative s'est développée pour répondre à des questions variées, du dimensionnement d'ouvrages sensibles aux crues à la quantification et la connaissance de la ressource, ou sur l'effet de changements climatique ou de pratiques culturales sur les débits d'étiages. Il existe de nombreux modèles d'infiltration, conçus pour répondre à une question donnée [Beven,

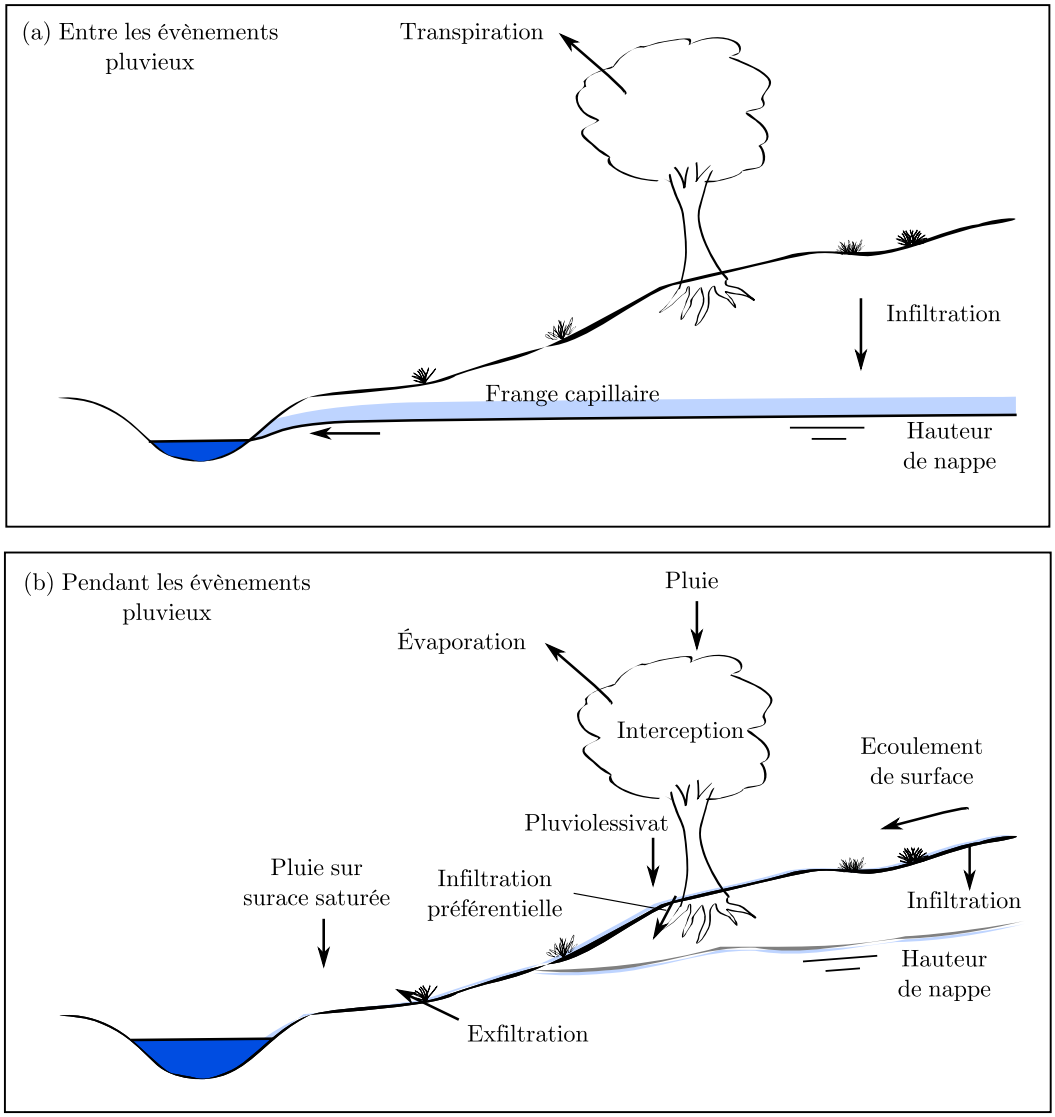


FIG. 1 – Les principaux processus de déplacement de l'eau à l'échelle de la colline, d'après Beven [2001].

2001 ; Kirkby, 1978]. Les modèles conceptuels, ou modèles 0D, s'intéressent aux relations entre les données d'entrée (par exemple la pluie) et de sortie (par exemple le débit), tandis que les modèles distribués représentent spatialement une certaine physique du milieu considéré [Beven, 2001]. Dans un modèle conceptuel l'espace n'est pas représenté, d'où le nom de modèle 0D. En réalité, de nombreux modèles sont semi-distribués car certains compartiments, comme la surface d'un bassin, sont simplifiés et modélisés sous une forme conceptuelle, c'est-à-dire sous la forme d'un réservoir. C'est en général le cas dans les modèles intégrés, devenus fonctionnels grâce aux progrès scientifiques et technologiques et qui prennent en compte un très grand nombre de processus. Le modèle MIKE SHE, issu du modèle SHE (Système Hydrologique Européen) en est un exemple [Graham et Butts, 2005]. Ainsi, à l'échelle d'un bassin versant, des modules

qui représentent la végétation, l'atmosphère, les écoulements de surface et de subsurface sont couplés entre eux pour modéliser dans sa globalité le cycle de l'eau et étudier les interactions entre les différents compartiments. Dans de tels modèles, la partition entre le ruissellement et l'infiltration doit être la plus précise possible. En effet une erreur commise sur l'estimation des volumes ruisselés se propage dans le modèle intégré et affecte de nombreuses quantités telles que le taux d'érosion, la recharge de la nappe, les quantités évaporées ...

Cette approche intégrée qui consiste finalement à « mixer » modèles distribués et modèles conceptuels, comme dans le modèle MIKE SHE, a ses limites. En effet, par exemple, certains modèles représentent la production de ruissellement à l'aide de la méthode dite du « Curve Number » (CN) déployée par le département de conservation des sols aux États-Unis. Cette méthode a été développée en 1954 pour estimer les débits générés dans un cours d'eau lors d'averses exceptionnelles [Rallison, 1980]. C'est une méthode empirique et statistique, dont l'utilisation est assujettie à l'utilisation de tables listant la valeur du paramètre CN pour de nombreux types de sol, d'utilisations des terres... La méthode du Curve Number est une méthode globale efficace et fonctionnelle pour estimer les quantités d'eau qui sortent d'un bassin versant, en particulier lorsqu'il n'est pas instrumenté. Le mécanisme représenté par la méthode semble être le ruissellement par excès de saturation mais plusieurs modèles intégrés utilisent cette méthode pour modéliser la partition ruissellement infiltration et déterminer la quantité ruisselée par excès d'infiltration. Cette quantité est ensuite transportée vers le cours d'eau par un modèle distribué de routage (Saint-Venant, ...). La méthode est alors sortie de son contexte et utilisée de manière abusive, pénalisant les autres modules du modèle intégré [Garen et Moore, 2005]. Ce cas « extrême » reflète bien le besoin de modèles d'infiltration qui soient à la fois simples et capables de rendre compte de la physique de l'infiltration en milieu naturel.

Modèles et données

Face à la complexité inhérente à tout système naturel, la modélisation hydrologique se base sur un processus itératif entre la conceptualisation des processus, l'expérimentation et la modélisation. L'expérimentation apporte en effet les données nécessaires pour quantifier un phénomène observé, la modélisation s'appuie sur les données pour confirmer ou infirmer la vision conceptuelle du milieu et les résultats de modélisation permettent de choisir quelles expérimentations seront nécessaires pour approfondir la connaissance du phénomène étudié.

L'étude de l'infiltration dans un bassin versant nécessite de prendre en compte un grand nombre d'hétérogénéités spatiales et l'échelle de modélisation est souvent plus grande que l'échelle d'échantillonnage. Il faut donc trouver un équilibre entre la complexité du modèle et les phénomènes représentés. La figure 2 illustre de façon schématique les relations entre la complexité d'un modèle, ses performances prédictives et la disponibilité des données. La complexité du modèle est liée au niveau de détails dans la représentation d'un processus, et donc au nombre de paramètres du modèle. Il est possible d'avoir un modèle peu complexe qui ne tire pas partie des données

disponibles, ou au contraire un modèle sur-paramétré, dont la complexité dépasse la connaissance réelle du terrain. Une sur-paramétrisation du problème implique en général la présence de plusieurs jeux de paramètres conduisant à un même optimum, il est alors impossible de déterminer quels paramètres représentent au mieux la réalité.

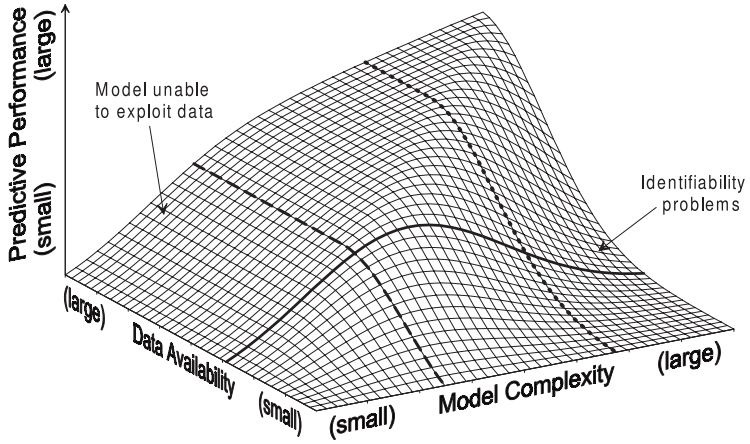


FIG. 2 – Diagramme schématique de la relation entre la complexité d'un modèle, les données disponibles et les performances prédictives [Grayson et Bloeschl, 2001].

Il est donc nécessaire de trouver un équilibre entre la quantité (et la qualité) des données disponibles et la complexité du modèle mis en œuvre, tout en prenant en compte, de la manière la plus fine possible, les hétérogénéités naturelles.

Objectifs et plan du manuscrit

Ce travail de thèse se concentre sur la compréhension et la modélisation de la partition ruissellement-infiltration dans deux sites d'études, l'un à Thiès au Sénégal, l'autre à Ban Lak Sip, dans le bassin-versant de Houay Pano, au Laos. Ces régions sont soumises à des régimes de mousson, c'est-à-dire que les pluies se concentrent sur une saison avec des volumes et des intensités remarquables. Plusieurs expérimentations ont été menées par l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) avec des simulateurs de pluies ou sous pluie naturelle à différentes échelles : sur des placettes (portions de versant de 1 m2) sur des parcelles de plusieurs mètres carrés et dans un bassin versant de quelques hectares.

Les objectifs de ce travail sont multiples :

- modéliser la dynamique du ruissellement sur un sol naturel avec un modèle distribué,
- mieux comprendre la genèse et la production de ruissellement dans des conditions contrôlée et naturelle,
- étudier l'impact de l'hétérogénéité du milieu naturel sur la partition ruissellement infiltration,
- aborder le problème du changement d'échelle dans la genèse et la production de ruissellement au sein d'un bassin versant.

Ce manuscrit est composé de cinq chapitres, eux-mêmes subdivisés en plusieurs sections. Le premier chapitre présente une synthèse des processus et des modèles décrivant la partition de la pluie entre ruissellement et infiltration dans des milieux homogènes et hétérogènes, en se concentrant sur le ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration. Les effets d'échelles induits par les hétérogénéités du milieu naturel sont abordés. Les chapitres deux à quatre sont relativement indépendants, centrés sur une échelle spatiale et temporelle précise conditionnée par l'expérimentation. Le deuxième chapitre est consacré à l'étude et la modélisation du ruissellement sur un sol homogène soumis à des pluies simulées. Les expériences ont été réalisées à Thiès, au Sénégal, sur une parcelle de $40\,\mathrm{m}^2$. La mesure des vitesses instantanées et des quantités de traceur transportées dans la lame d'eau ruisselée ont permis de tester et de calibrer différentes lois de friction dans un modèle distribué de ruissellement.

Le troisième chapitre aborde deux expériences sous pluie simulée, sur des placettes de $1\,\mathrm{m}^2$ dans le bassin versant de Houay Pano au Laos. Ces expériences permettent d'examiner, d'une part, l'infiltration sur deux placettes de forte pente dans le cas d'un sol homogène qui s'encroûte et, d'autre part, l'effet des hétérogénéités sur le ruissellement observé sur un sol à l'état naturel avant le semis. Pour chaque expérience, un modèle est utilisé en accord avec les phénomènes prépondérants et les données disponibles.

Le quatrième chapitre introduit de manière complète le bassin versant de Houay Pano, au Laos. Une série de données de ruissellement a été obtenue entre les années 2003 et 2009 sous pluie naturelle, pour différents couverts végétaux, sur des placettes de $1\,\mathrm{m}^2$. Ces données sont analysées à l'aide d'un modèle conceptuel et d'un modèle statistique. Le modèle conceptuel décrit continûment dans le temps la capacité d'infiltration d'une placette. Le modèle statistique, quant à lui, intègre la variabilité d'infiltration au sein de la placette dans un paramètre dynamique, l'infiltrabilité, qui est, de plus, propre à chaque événement pluvieux. Les infiltrabilités calculées pour chaque placette et chaque événement pluvieux sont ensuite traitées de manière statistique afin d'examiner les corrélations avec les états de surface, la pente et les types de végétation.

Le cinquième et dernier chapitre est dédié à l'étude d'un sous-bassin de $0.5\,\mathrm{ha}$ au Laos, pour des pluies naturelles entre l'année 2003 et l'année 2008. Différentes stratégies de modélisation sont appliquées pour effectuer un changement d'échelle sur le ruissellement, afin de comparer le comportement du sous bassin et celui des placettes du chapitre quatre. Les éléments de modélisations ainsi que des pistes de réflexions sont établis pour intégrer les données obtenues à petite échelle dans un modèle distribué prenant en compte les phénomènes de réinfiltration.

Chapitre 1

La partition entre ruissellement et infiltration : de la physique observée en laboratoire aux réalités du terrain

Sommaire

1.1 Physique de l'infiltration et du ruissellement **8**
1.1.1 L'infiltration 8
Le ruissellement Hortonien 8
L'équation de Richards 9
Le modèle de Green et Ampt 10
1.1.2 Le ruissellement 12
Les équations de Saint-Venant 12
Ondes diffusantes et cinématiques 13
Routage de la production de ruissellement 14
1.2 Les sources d'hétérogénéité au cœur du ruissellement-infiltration **15**
1.2.1 Effet de la végétation 15
1.2.2 L'encroûtement des sols 16
1.3 Hétérogénéité, expérimentation et modèle **17**
1.3.1 Les relations entre l'intensité de la pluie et le ruissellement 19
1.3.2 Le modèle d'infiltration variable spatialement 21

Introduction

Le ruissellement et l'infiltration ont fait l'objet de nombreuses études, que ce soit en laboratoire ou sur le terrain. Tandis qu'un infiltromètre investiguera de manière très ponctuelle les propriétés hydrauliques d'un sol, l'utilisation de placettes ou de parcelles soumises à des pluies simulée ou naturelle permet d'explorer l'infiltration à une échelle où les hétérogénéités contrôleront la genèse du ruissellement. Cette variabilité naturelle doit être intégrée dans la modélisation, en particulier à l'échelle d'un bassin versant, où les mailles considérées sont trop grandes pour représenter de manière explicite la physique des processus à l'échelle de la placette.

Dans ce chapitre, nous donnons, dans un premier temps, un aperçu de la physique décrivant l'infiltration dans un milieu poreux ainsi que celle décrivant le ruissellement de surface, tel qu'il est classiquement pris en compte dans les modèles de surface et de subsurface. Dans un deuxième temps, nous décrivons les principaux obstacles que rencontre une goutte d'eau de pluie en milieu naturel lors de son trajet « vertical » (depuis le nuage jusqu'au sol). Enfin, nous exposons les effets de l'hétérogénéité spatiale à petite échelle sur le ruissellement observé, ainsi que les modèles qui ont été développés pour représenter ces phénomènes.

1.1 Physique de l'infiltration et du ruissellement

1.1.1 L'infiltration

Le ruissellement Hortonien

En 1933, Horton introduit dans Horton [1933] le concept de capacité d'infiltration d'un sol. Il propose une équation pour représenter l'évolution de cette capacité d'infiltration dans le temps :

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt} \tag{1.1}$$

avec f la capacité d'infiltration $[LT^{-1}]$, c'est-à-dire le taux maximal d'infiltration du sol soumis à une pluie, f_c la limite basse du taux d'infiltration $[LT^{-1}]$ qui est atteinte à l'état permanent, f_0 le taux d'infiltration au début de l'événement pluvieux $[LT^{-1}]$, k une constante relative au sol $[T^{-1}]$ et t le temps écoulé depuis le début de la pluie $[T]$.

Horton inclut dans son modèle différents processus : les conséquences du tassement de la surface sous l'impact des gouttes, les effets de l'air emprisonné dans les pores, la fermeture des craquelures qui s'étaient formées par rétractation lorsque le sol séchait, la destruction des agrégats et la mobilisation des particules fines. Ainsi, pour une pluie suffisamment longue, la capacité d'infiltration devient inférieure à l'intensité de la pluie, et toute l'eau ne peut plus être absorbée par le sol (Fig. 1.1). Le ruissellement produit par excès d'infiltration est communément appelé « ruissellement hortonien ».

Le modèle de Horton est souvent utilisé ou appliqué au même titre que l'équation de Richards ou le modèle de Green et Ampt. Or, le ruissellement décrit par Horton considère que les effets de la modification de la teneur en eau du sol pendant la pluie sont négligeables [Beven, 2004].

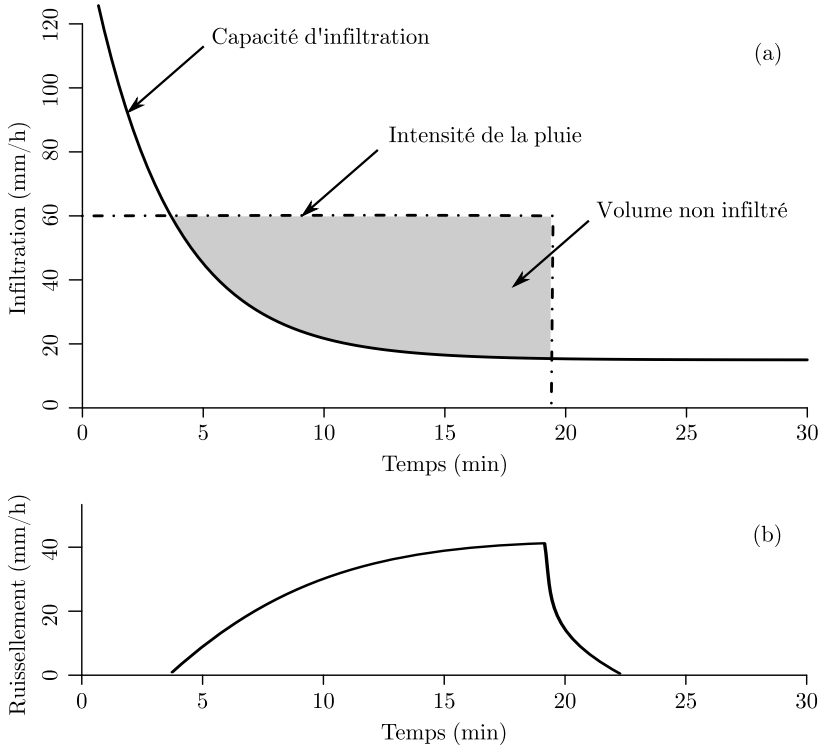


FIG. 1.1 – Courbes d'infiltration (a) et de ruissellement (b) d'après Horton [1933]

Le ruissellement hortonien est donc caractérisé par un dépassement de la capacité d'infiltration du sol mais s'applique fondamentalement à un milieu naturel et non pas à une colonne de sol en laboratoire. Horton utilise d'ailleurs dans de nombreux articles une valeur constante de la capacité d'infiltration, et néglige ainsi les effets transitoires liés à la transformation du sol.

Il s'avère que pour une colonne de sol homogène que l'on sature par le haut, on observe une courbe de décroissance de la capacité d'infiltration qui ressemble en tout point à la courbe de la figure 1.1, le phénomène moteur sous-jacent étant cette fois la variation de la teneur en eau dans la partie supérieure de la colonne de sol, et le ruissellement produit de cette manière est également appelé ruissellement hortonien.

L'équation de Richards

Les écoulements dans un milieu poreux saturé sont décrits par la loi de Darcy [Darcy, 1856]. D'origine expérimentale, elle homogénéise à l'échelle d'un volume élémentaire représentatif (VER) les écoulements dans l'enchevêtrement tortueux des pores et propose un paramètre effectif, la conductivité hydraulique, pour représenter la physique à l'échelle de ce VER. Lorsqu'elle est étendue au cas d'un milieu partiellement saturé cette équation devient l'équation de Darcy généralisée et la conductivité hydraulique devient dépendante de la pression de l'eau. La combinaison de l'équation de Darcy généralisée et d'un bilan de masse permet d'établir l'équation de Richards qui décrit les écoulements dans un milieu poreux variablement saturé. L'équation de

Richards peut s'écrire avec la pression d'eau comme variable principale [p. ex. Bear et Bachmat, 1990] :

$$\sigma(h)\frac{\partial h}{\partial t} - \overrightarrow{\nabla} \cdot \left(K(h)\overrightarrow{\nabla}(h+z) \right) = q \tag{1.2}$$

avec t le temps $[T]$, h la pression d'eau exprimée en mètre $[L]$, z la côte du point considéré $[L]$ (l'axe des z étant vertical), $\sigma(h)$ le cœfficient d'emmagasinement spécifique $[L^{-1}]$, $K(h)$ la conductivité hydraulique $[LT^{-1}]$ et q un terme source/puits $[T^{-1}]$.

La conductivité hydraulique et le coefficient d'emmagasinement dépendent de la teneur en eau du milieu. Rappelons que ce coefficient est égal à la somme de la capacité capillaire et d'un terme de couplage hydro-mécanique, qui est souvent négligé pour les sols usuels. Ces dépendances, non linéaires, dépendent du type de sol considéré et constituent les paramètres hydrodynamiques du sol. Il existe plusieurs modèles pour représenter les comportements hydrodynamiques d'un milieu poreux, dont le plus connu est certainement le modèle de Van Genuchten [van Genuchten, 1980]. La complexité de ces modèles est variable, certains sont empiriques, d'autres sont basés sur des moyennes statistiques des propriétés du sol dans un VER.

L'équation de Richards est résolue avec des conditions aux limites, pression ou flux imposé, des conditions initiales, et est capable de reproduire une large gamme de comportements hydrauliques du sol. Hormis dans quelques cas particuliers, il n'existe pas de solutions analytiques et la résolution de l'équation de Richards nécessite des techniques numériques de discrétisation spatiale et temporelle.

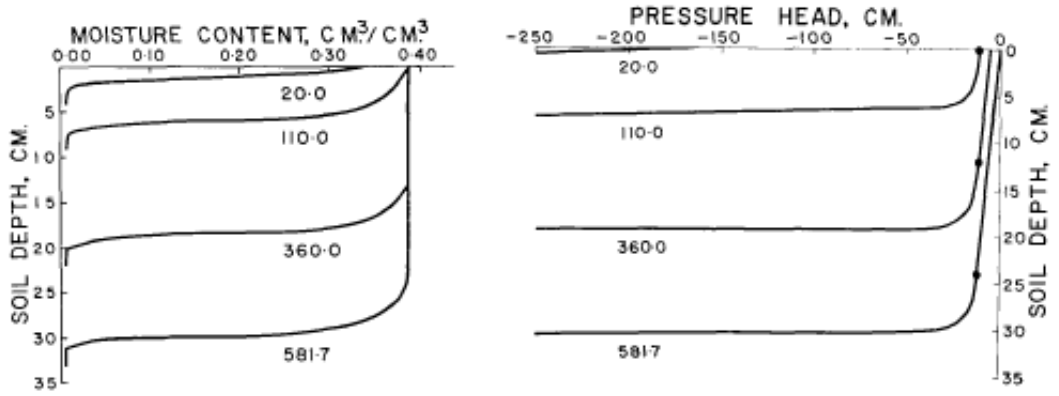
L'étude de l'équation de Richards a permis d'analyser en détail la genèse du ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration dans un sol homogène. Par exemple, Rubin [1966] montre numériquement comment apparaît le ruissellement dans une colonne de sol soumis à une pluie supérieure à la perméabilité à saturation (Fig.1.2). La pluie s'infiltre entièrement dans un premier temps, créant rapidement un front saturé dans le sol qui descend progressivement. En contrepartie, la succion en surface diminue jusqu'à devenir nulle : le sol n'est alors plus capable d'absorber entièrement le flux imposé d'eau et le ruissellement apparaît.

L'équation de Richards est utilisée dans les modèles de subsurface, mais elle nécessite une discrétisation spatiale et temporelle fine, en particulier lorsque les propriétés du sol (conductivité hydraulique et coefficient d'emmagasinement) varient d'une maille à l'autre, d'un ou plusieurs ordres de grandeur.

Le modèle de Green et Ampt

Le modèle de Green et Ampt est un exemple de modèle d'infiltration à base physique, décrit pour la première fois dans [Green et Ampt, 1911]. C'est une solution approchée de l'équation de Richards qui considère que :

- le front d'humidification est assimilable à un piston (Fig.1.3),
- le sol est en condition d'inondation (hauteur d'eau imposée en surface),



(a) (b)

FIG. 1.2 – Évolutions de la teneur en eau (a) et de la pression d'eau (b) avant l'apparition du ruissellement à $t = 581.7s$, temps de submersion. Le temps est indiqué en secondes. [Rubin, 1966]

– la hauteur d'eau en surface à un effet négligeable sur l'infiltration.

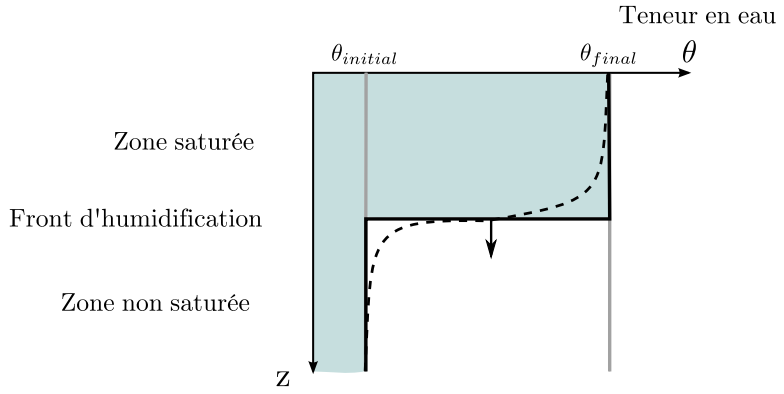


FIG. 1.3 – Schématisation du modèle de Green et Ampt, avec le front réel en trait pointillé et le front de type piston en trait plein.

L'hypothèse du piston considère que le front d'humectation est bien défini, que la teneur en eau est constante dans le temps devant et derrière le front d'humectation, et que la succion du sol est constante devant le front d'humectation.

L'équation qui régit le modèle s'écrit alors :

$$f(t) = K\left(1 + \frac{SM}{F(t)}\right) \tag{1.3}$$

avec $f(t)$ la capacité d'infiltration $[LT^{-1}]$, K la conductivité hydraulique $[LT^{-1}]$, $F(t)$ l'infiltration cumulée $[L]$ et SM le potentiel matriciel au front d'humidification $[L]$. SM est parfois décomposé en S, succion au front [L], et M le déficit initial de teneur en eau. Les paramètres SM et K sont tabulés pour de nombreux types de sol [Rawls et al., 1983]. Ils peuvent être

déduits de relations empiriques ou être mesurés de manière expérimentale. L'équation (1.3) est intégrée pour obtenir une relation implicite sur l'infiltration cumulée et calculer la valeur du taux d'infiltration.

Le modèle de Green et Ampt est simple d'utilisation et validé dans de nombreux cas. En raison de sa popularité, plusieurs travaux sont venus élargir le champ d'application du modèle. Ainsi Mein et Larson [1973] adaptent le modèle pour une pluie d'intensité constante, avec une phase d'infiltration totale puis une phase de ruissellement ; Chu [1978] élargit ce modèle pour une pluie d'intensité variable ; Chen et Young [2006] pour prendre en compte la pente du sol. Le modèle a également été étendu pour évaluer la redistribution de l'eau entre des événements pluvieux [Gowdish et Muñoz-Carpena, 2009] et possède des solutions explicites semi-analytiques [Salvucci et Entekhabi, 1994]. De nos jours, le modèle de Green et Ampt est utilisé dans de nombreux modèles hydrologiques globaux ou semi-distribués, puisqu'il permet de s'affranchir de la résolution de l'équation de Richards.

Parmi les autres modèles simplifiés à base physique, Smith et Parlange [1978] proposent de paramétrer le front d'infiltration avec un paramètre de forme, pour pouvoir s'éloigner de l'hypothèse du front raide des modèles de Green et Ampt qui n'est pas toujours valide. Le modèle présenté par Philip [1969] dérive lui des premiers termes du développement en série entière de la solution de l'équation de Richards. Ce modèle est présenté en détails dans le chapitre 3.

1.1.2 Le ruissellement

La description physique du ruissellement de surface est nécessaire pour quantifier l'érosion du sol et le transport dans la lame d'eau de particules de sol, de bactéries, de polluants. Elle permet aussi de simuler la composante de surface d'un hydrogramme, composante qui représente le débit de ruissellement arrivant au cours d'eau.

Les équations de Saint-Venant

Les écoulements à surface libre sont classiquement décrits par les équations de Saint-Venant, qui s'écrivent pour un écoulement en 2D moyenné selon la verticale [Zhang et Cundy, 1989] :

$$\frac{\partial h_s}{\partial t} + \frac{\partial h_s u_x}{\partial x} + \frac{\partial h_s u_y}{\partial y} = q_s \tag{1.4}$$

$$\begin{cases} \frac{\partial u_x}{\partial t} + u_x \frac{\partial u_x}{\partial x} + u_y \frac{\partial u_x}{\partial y} + g\left(\frac{\partial h_s}{\partial x} + S_{f,x} - S_{o,x}\right) = 0 \\ \\ \frac{\partial u_y}{\partial t} + u_x \frac{\partial u_y}{\partial x} + u_y \frac{\partial u_y}{\partial y} + g\left(\frac{\partial h_s}{\partial y} + S_{f,y} - S_{o,y}\right) = 0 \end{cases} \tag{1.5}$$

avec t le temps $[T]$, h_s la hauteur d'eau $[L]$, u_x et u_y les composantes selon x et y de la vitesse d'écoulement moyennée verticalement $[LT^{-1}]$, $S_{f,x}$ et $S_{o,x}$ (respectivement $S_{f,y}$ et $S_{o,y}$) sont les pentes de frictions et du sol dans la direction x (respectivement y) et q_s le terme source qui rend

compte de la pluie et de l'infiltration $[LT^{-1}]$. L'équation (1.4) exprime le bilan de masse de la lame d'eau et l'équation (1.5) le bilan sur sa quantité de mouvement.

Ces équations dérivent des équations de Navier-Stokes sous un certain nombre d'hypothèses dont :

- l'hypothèse de pression hydrostatique qui suppose que la pression est directement proportionnelle à la profondeur, ce qui permet d'utiliser l'approximation de Boussinesq et de représenter la vitesse de l'écoulement par sa valeur moyenne suivant la verticale,
- l'hypothèse d'un écoulement localement unidimensionnel dans le sens de la pente, assimilable à un écoulement uniforme permanent, ce qui permet d'utiliser les relations entre la hauteur d'eau, la vitesse et la rugosité définies dans ces conditions.

La pente de friction est donc calculée à partir de l'expression de la vitesse pour un écoulement uniforme équivalent (même vitesse et même hauteur d'eau). La vitesse peut s'exprimer de manière générique :

$$U_{s,i} = \alpha\, h_s^{\beta} \sqrt{S_{f,i}} \tag{1.6}$$

avec α et β les coefficients qui déterminent la loi de friction, et i la direction x ou y.

En fonction du choix de α et β, on retrouve les relations classiques :

1. La relation de Chezy pour $\beta = 1/2$, α est le paramètre de résistance de Chezy.
2. La relation de Darcy-Weisbach pour $\beta = 1/2$ et $\alpha = (8g/f)^{1/2}$, g étant l'accélération de la gravité et f le facteur de friction de Darcy.
3. La relation de Manning-Strickler pour $\beta = 2/3$ et $\alpha = 1/n$, n étant le coefficient de rugosité de Manning.

Les équations de Saint-Venant (éqs. 1.4 et 1.5) permettent une description physique des écoulements de surface sur un milieu rugueux. Elles sont également utilisées en 1D pour décrire les écoulements naturels chenalisés. L'utilisation des équations de Saint-Venant est en quelque sorte le pendant de l'équation de Richards pour l'infiltration, en tant que description la plus fine et la plus physique des écoulements à surface libre. Elles nécessitent des techniques numériques de résolution spécifiques.

Ondes diffusantes et cinématiques

Afin d'alléger les calculs nécessaires à la résolution des équations de Saint-Venant, il existe plusieurs approximations qui simplifient la description des écoulements. L'approximation la plus répandue est l'équation de l'onde cinématique, dans laquelle une partie des termes du bilan sur les quantités de mouvement (éq. 1.5) est négligée pour obtenir :

$$S_{f,i} = S_{o,i} \tag{1.7}$$

Cela suppose que la ligne d'énergie (la surface de l'eau) soit parallèle au sol, les forces de frottement s'équilibrant avec les forces gravitaires. L'onde cinématique propage une onde qui ne s'atténue pas (Fig. 1.4a) mais dont le front se raidit. Elle est utilisée pour des pentes fortes.

En négligeant uniquement les termes d'inerties, on obtient l'approximation de l'onde diffusante. L'équation (1.5) devient :

$$\begin{cases} S_{f,x} = S_{0,x} - \frac{\partial h_s}{\partial x} \\ \\ S_{f,y} = S_{0,y} - \frac{\partial h_s}{\partial y} \end{cases} \tag{1.8}$$

avec $S_{f,x}$, $S_{f,y}$ les pentes de friction selon les directions x et y, $S_{0,x}$, $S_{0,y}$ les pentes topographiques. L'onde diffusante propage une onde qui s'atténue (Fig. 1.4b) dans le temps. Elle est plutôt utilisée pour des pentes faibles. Ces deux approximations, valables pour le ruissellement de surface lorsque les termes de frictions dominent dans le bilan sur les quantités de mouvement, ont des limites de validité qui dépendent du type d'écoulement considéré [Moussa et Bocquillon, 1996].

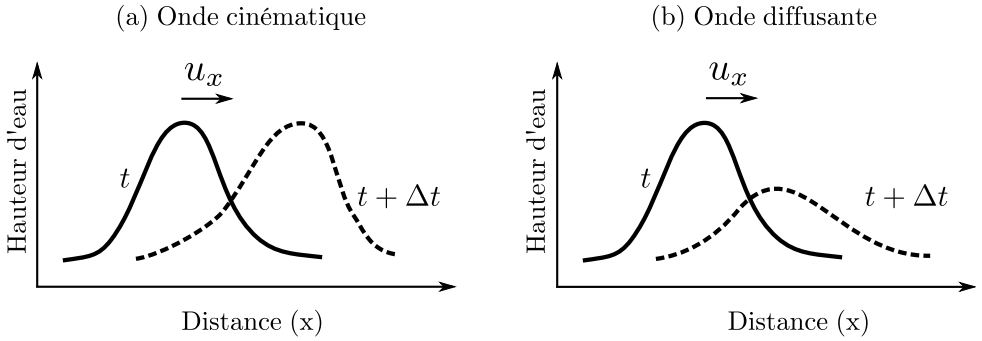


FIG. 1.4 – Schématisation de la propagation d'une onde avec l'onde cinématique (a) et l'onde diffusante (b).

Routage de la production de ruissellement

Lorsque la production de ruissellement est calculée de manière globale ou faiblement distribuée, le routage du ruissellement est communément modélisé sous la forme de la vidange d'un réservoir. Ce réservoir représente donc le compartiment surface qui est alimenté par un terme source, l'excès d'infiltration, et un terme de vidange, représentant le débit arrivant au cours d'eau. Le bilan de masse dans le réservoir s'écrit :

$$\frac{dS}{dt} = R_e - Q_s \tag{1.9}$$

avec S la hauteur d'eau dans le réservoir $[L]$, R_e l'excès d'infiltration $[LT^{-1}]$, autrement dit la sortie du modèle de partition ruissellement infiltration et Q_s le débit sortant du réservoir $[LT^{-1}]$. Le débit est ensuite relié à la hauteur d'eau dans le réservoir, par exemple de manière linéaire ($Q = AS$ avec A un paramètre caractéristique de la réponse du réservoir) et le bilan de masse (éq. 1.9) est souvent résolu de manière explicite [Yu et al., 1997 ; Chow et al., 2005].

Dans des conditions naturelles, l'utilisation des équations de Saint-Venant, ou de l'une des ses approximations, pour représenter l'écoulement d'une lame d'eau homogène de quelques

millimètres sur des mailles de plusieurs dizaines, voire centaines, de mètres perd de son sens physique. Cette modélisation devrait être perçue comme décrivant un routage non-linéaire plutôt qu'une propagation de lame d'eau le long d'un versant [Smith et Goodrich, 2006].

1.2 Les sources d'hétérogénéité au cœur du ruissellement-infiltration

Un sol naturel est a priori hétérogène verticalement et horizontalement, c'est-à-dire dans les trois dimensions de l'espace. Nous regardons ici les sources de l'hétérogénéité verticale, c'est-à-dire les différents éléments que rencontre une goutte d'eau tombant sur un milieu naturel.

1.2.1 Effet de la végétation

La végétation agit à plusieurs niveaux verticaux (feuilles, troncs, racines) sur le devenir de la goutte d'eau, avec des effets positifs ou négatifs sur l'infiltration qui dépendent fortement d'une part du type de végétation et d'autre part du climat considéré [Crockford et Richardson, 2000 ; Thompson et al., 2010].

Tout d'abord, les feuilles interceptent une partie de la pluie et protègent ainsi le sol d'une pluie directe. L'eau, sur la feuille, peut alors s'évaporer ou être redirigée vers le sol sous forme d'écoulement le long des troncs et de pluviolessivat. La végétation a généralement un effet positif en augmentant les quantités infiltrées et en diminuant la production de ruissellement. Ainsi, elle favorise l'infiltration au niveau du sol lorsque les racines permettent la formation de macro-pores. Néanmoins, si l'on considère le teck, les gouttes de pluie se concentrent sur les feuilles, dont le diamètre moyen est supérieur à 10 cm, coalescent, et tombent sous la forme de très grosses gouttes, ce qui a pour effet d'augmenter l'érosion par splash et la formation de croûtes de surface [Valentin et al., 2008]. Un autre impact des plantations d'arbres est la disparition de la végétation secondaire après plusieurs années. Les observations montrent que lorsque l'ombre sous les plantations devient permanente, les quantités ruisselées augmentent [Onda et al., 2010]. En effet la disparition de la végétation conduit à une diminution de la densité de racines, de macropores et ralentit l'activité des organismes vivant dans le sol, ce qui conduit à une diminution de la porosité et de l'infiltrabilité, et corrélativement à une capacité à produire plus de ruissellement. Enfin, les écoulements le long du tronc peuvent concentrer l'eau en un point du sol et générer du ruissellement, alors que l'intensité de la pluie est inférieure à la capacité d'infiltration du sol [Charlier et al., 2009].

La végétation modifie également les bilans hydriques par evapotranspiration, lorsque l'eau du sol est pompée au niveau des racines et s'évapore par les stomates des feuilles. Il existe de nombreux modèles plus ou moins complexes qui permettent de calculer la valeur de l'évapotranspiration [Allen et al., 1998]. On passe en général par le calcul d'une évapotranspiration potentielle qui est la quantité d'eau qui serait perdue si l'eau était disponible de manière illimitée. Dans la mesure où le sol s'assèche et l'eau est de moins en moins disponible, l'évapotranspiration potentielle est une limite maximale, supérieure à l'évapotranspiration réelle qui est égale

au volume d'eau réellement transmis dans l'atmosphère (de l'ordre de quelques millimètres par jours). Finalement l'évapotranspiration dépend du type de plante et de son stade de croissance et affecte principalement la redistribution de l'eau entre les événements pluvieux.

La végétation a également des effets sur les écoulements de surface qui dépendent fortement de la hauteur d'eau relativement à la taille des plantes, et de la densité de la végétation [Jain et Singh, 2005]. Elle est parfois utilisée pour stopper l'écoulement sur un versant et lui permettre de se réinfiltrer.

On retiendra que d'une part, les effets de la végétation sur l'infiltration sont nombreux et contradictoires, et que d'autre part la modélisation complète de ces effets nécessite de nombreux paramètres météorologiques (rayonnement solaire, vent, ...), biologiques (type de plante, stade de développement, ...) et spatiaux (aire des feuilles, densité et localisation des tiges, ...).

1.2.2 L'encroûtement des sols

La pluie, le feu (à cause des cendres), l'activité biologique, ou les traitements chimiques (pesticides, engrais) et mécaniques (labour, passage d'engin) peuvent être à l'origine de l'encroûtement des sols. Les croûtes sont constituées de couches fines à la surface du sol, plus compactes et plus dures que le sol sous-jacent. En réduisant l'infiltration, elles contribuent à l'augmentation des débits de crue et à une diminution de l'eau disponible pour la végétation. Par ailleurs, l'effet des croûtes a tendance à s'auto-entretenir, la disparition de la végétation laissant le sol nu et vulnérable.

Casenave et Valentin [1989] fournissent une description et une classification des différents types de croûtes dues à la pluie. Ces croûtes résultent d'un réarrangement des particules de surface par la destruction d'agrégats, le tassement, l'érosion et le dépôt de matériel. Ces observations, effectuées en zone sahélienne, se sont avérées applicables à des croûtes qui se forment sur des sols moins sableux, dans la mesure où les teneurs en matière organique et en fer sont élevées et donnent lieu à la formation de micro-agrégats stables (pseudo-sables) [Janeau et al., 2003].

La modélisation de l'infiltration dans un sol encroûté, donc non homogène verticalement, présente un certain nombre de difficultés liées à la représentation de l'hétérogénéité et aux fortes discontinuités des propriétés du milieu. Tout d'abord, un grand nombre de modèles à plusieurs couches utilisent l'hypothèse d'une perméabilité décroissante avec la profondeur [Chu et Mariño, 2005]. Ces modèles sont donc par essence peu ou pas adaptés à la modélisation d'une croûte (dont la perméabilité est inférieure à celle du sol sous-jacent). La conceptualisation de la croûte (profondeur, limites spatiales) est déjà sujette à plusieurs interprétations. Les croûtes peuvent être vues comme une modification continue des propriétés du sol. Ainsi Assouline et Mualem [1997] considèrent une densité volumique qui décroît avec la profondeur et utilisent des lois de perméabilité et de saturation qui dépendent de cette densité pour résoudre l'équation de Richards. Les autres approches considèrent que la croûte est une couche bien définie de quelques millimètres. Il est alors possible de résoudre l'équation de Richards dans un milieu

multi-couches [Smith, 1990]. Le modèle de Green et Ampt a également été révisé pour prendre en compte les croûtes en faisant quelques hypothèses supplémentaires (saturation immédiate de la croûte [Ahuja, 1983], introduction de la sorptivité mesurée expérimentalement [Vandervaere et al., 1998]). Quoi qu'il en soit, l'infiltration dans un sol encroûté est rarement modélisable avec un piston d'infiltration à cause de la discontinuité marquée entre la croûte et le sol sous-jacent [Philip, 1998]. Ainsi Smith et al. [1999] adaptent un modèle d'infiltration dont le front saturé est paramétré (modèle de Corradini et al. [1997]) pour modéliser l'infiltration dans un sol encroûté.

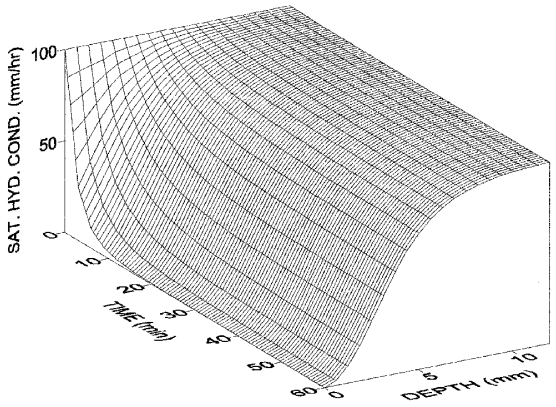


FIG. 1.5 – Distribution dans le temps et l'espace de la conductivité hydraulique d'une croûte [Assouline et Mualem, 1997].

Pour modéliser la formation et l'évolution d'une croûte, les paramètres des modèles présentés ci-dessus doivent en plus dépendre du temps. Cela peut être le cumul de l'énergie cinétique de la pluie ou le volume cumulé de pluie qui fait décroître la perméabilité [Brakensiek et Rawls, 1983 ; Silburn et Connolly, 1995], ou la densité volumique qui évolue avec le temps (Fig.1.5) [Assouline et Mualem, 1997]. Assouline [2004] fournit une revue assez exhaustive des modèles existants.

Les modèles incluant des croûtes, statiques ou dynamiques, nécessitent de nombreux paramètres qui sont parfois difficiles à obtenir de manière expérimentale. En l'absence de mesures, l'utilisation d'un modèle homogène équivalent peut s'avérer plus efficace qu'un milieu avec plusieurs couches [Chahinian et al., 2006a].

1.3 Hétérogénéité, expérimentation et modèle

Les hétérogénéités d'un milieu naturel sont hiérarchisées et décrites par un spectre plus ou moins continu de longueurs caractéristiques décrivant la variabilité des propriétés de transfert de l'eau : coefficient de Manning, pente, infiltrabilité, conductivité hydraulique, ... À l'échelle régionale, la géologie peut être un facteur de contrôle de cette variabilité, mais à l'échelle locale d'un petit bassin versant, ou aux échelles inférieures, la végétation ou la pédologie seront plus déterminants [Hillel, 1998] (Fig. 1.6a). De la même manière, la variabilité des flux observés dépend de l'échelle temporelle considérée, le ruissellement à long terme pouvant dépendre de

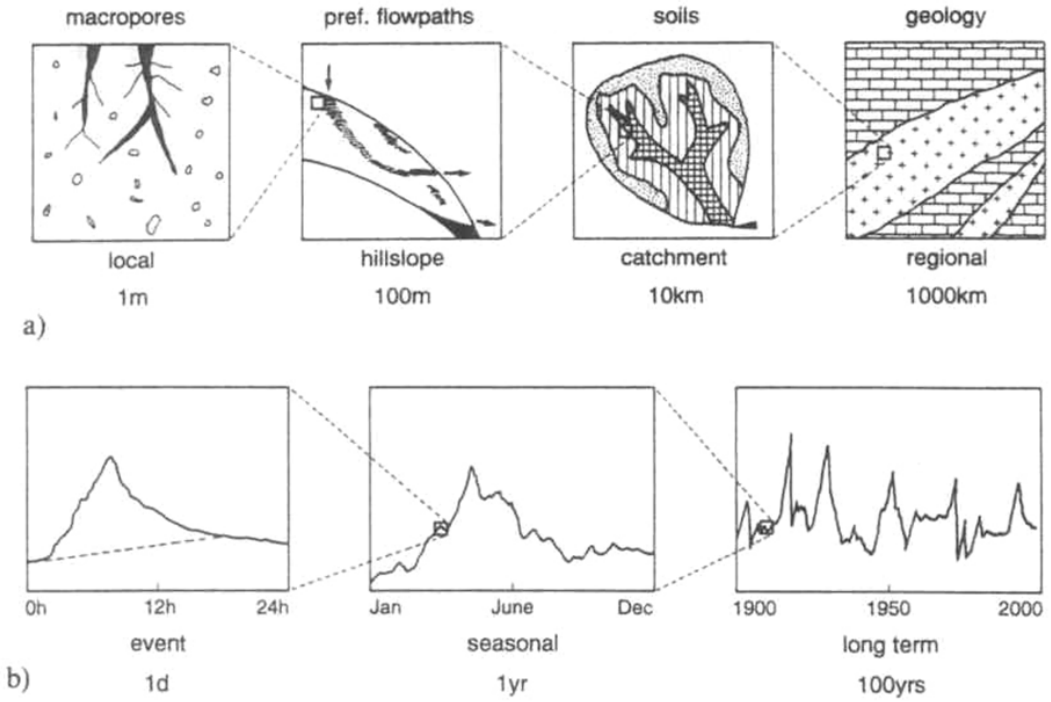


FIG. 1.6 – Hétérogénéité spatiale (a) et temporelle (b) des processus hydrologiques, [Blöschl et Sivapalan, 1995].

tendances climatiques ou de transformations géomorphologiques, tandis que le ruissellement à l'échelle d'un événement pluvieux sera plutôt contrôlé par les caractéristiques de la pluie et du bassin versant (Fig 1.6b) [Blöschl et Sivapalan, 1995].

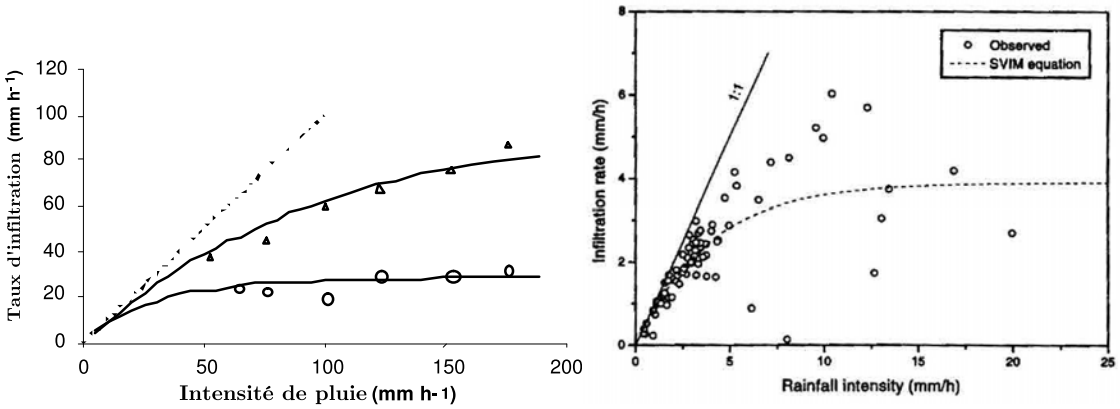
Un modèle de ruissellement ou d'infiltration peut représenter explicitement les hétérogénéités de manière distribuée, ce qui nécessite une résolution spatiale élevée et une grande puissance de calcul. Lorsque les mailles incluent des hétérogénéités qui gouvernent des processus sous-maille participant à la dynamique du ruissellement à l'échelle du domaine modélisé, il faut pouvoir prendre en compte ces processus sous-maille, ou en d'autres termes les homogénéiser. À cette fin, il est parfois possible d'établir une loi empirique paramétrisée à partir des observations de terrain ou alors il faut repartir des phénomènes connus à l'échelle sous-maille et établir, par des techniques d'homogénéisation, les nouvelles lois de comportement (a priori inconnues) à l'échelle supérieure, celle de la maille. C'est cette dernière démarche qui est utilisée pour passer de l'équation de Navier-Stokes, à l'échelle du pore, à l'équation de Darcy, à l'échelle du VER [de Marsily, 1981 ; Bear et Bachmat, 1990]. Un autre exemple connu est celui de la dispersion en milieu hétérogène. Dans un milieu de perméabilité variable spatialement le champ de vitesse est aussi variable et contourne les zones de faibles perméabilités. Il en résulte qu'un traceur transporté par ce champ de vitesse se déplace en moyenne dans le champ de vitesse moyen et fluctue spatialement autour de sa position moyenne, les fluctuations étant induites par les fluctuations de vitesse. Les fluctuations de concentration qui en résultent obéissent, en moyenne,

à un processus dissipatif : on passe ainsi d'un processus de convection à l'échelle sous-maille, échelle d'hétérogénéité de la perméabilité, à un processus de dispersion. La formalisation de ce changement d'échelle a été développée dans le cadre de l'approche stochastique et a conduit à de nombreux développement théoriques et de nouveaux concepts [Dagan, 1989 ; Gelhar, 1993]. Ces techniques de changement d'échelle ont été appliquées à l'hydrologie de bassins versants pour décrire le ruissellement de surface dans un motif créé par la végétation [Kees et al., 2009] ou la genèse de ruissellement en milieu naturel [Karssenberg, 2006].

Nous décrivons maintenant l'état actuel des observations et des modèles sur la dépendance entre l'infiltration et l'intensité de pluie sur des parcelles ou des versants.

1.3.1 Les relations entre l'intensité de la pluie et le ruissellement

Le ruissellement par excès d'infiltration est souvent représenté par un comportement à seuil : soit la pluie est inférieure à la perméabilité du sol et s'infiltre en totalité, soit le taux d'infiltration final est contrôlé par la perméabilité du milieu, quelle que soit l'intensité de pluie supérieure à celle-ci. Or les mesures de l'infiltration sur le terrain, que ce soit sous pluie simulée ou pluie naturelle, montrent une infiltration qui dépend de l'intensité de la pluie (Fig. 1.7). Dans la majorité des cas, l'infiltration augmente avec l'intensité de pluie jusqu'à atteindre un seuil au delà duquel le taux d'infiltration se stabilise [Paige et Stone, 2002].



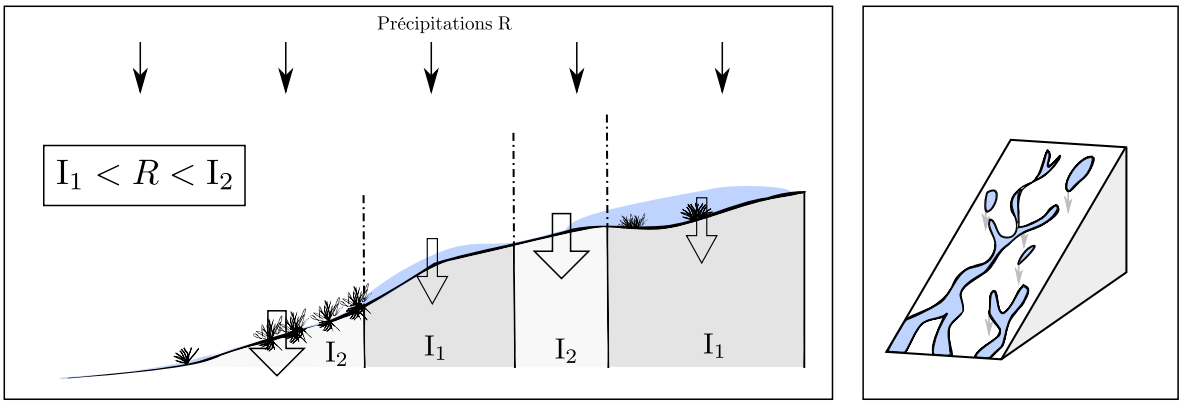
(a) Sous pluie simulée (b) Sous pluie naturelle

FIG. 1.7 – Relation entre l'intensité de pluie et l'infiltration (a) sur 2 parcelles de couverts différents (points et triangles) [Stone et al., 2008], (b) pour un événement pluvieux (intensité de pluie sur 15 min) [Yu, 1999].

À l'échelle de la parcelle, les hétérogénéités dues aux croûtes, à la végétation et à la micro-topographie génèrent un champ de perméabilité variable [Dunne et al., 1991]. Seules les zones dont la capacité d'infiltration est inférieure à la pluie produisent le ruissellement qui est éventuellement observé à l'exutoire. L'infiltration moyenne, sur le domaine considéré, est alors dépendante de la pluie : plus l'intensité de pluie est forte, plus la surface qui génère du ruissellement est

importante. Ainsi tant que l'intensité de pluie appliquée ne stimule pas toute la zone considérée, il est possible d'augmenter l'intensité de pluie sans augmenter dans les mêmes proportions le ruissellement observé. La micro-topographie separera en outre la parcelle en plusieurs petits réservoirs de surface, qui déborderont ou non en fonction de la quantité d'eau imposée, et qui déborderont éventuellement dans d'autres réservoirs. C'est parfois ce phénomène de stockage superficiel qui contrôle l'infiltration moyenne observée et que l'on peut simuler [Darboux et al., 2002]. Néanmoins, Kirkby et al. [2002] font une synthèse de plusieurs jeux de données et montrent que l'effet du stockage superficiel diminue rapidement lorsque la pente du domaine augmente.

Enfin, aux échelles d'une parcelle de plusieurs mètres carrés et à l'échelle du versant, le ruissellement amont peut se réinfiltrer dans des zones avales de plus faibles perméabilités (Fig. 1.8a). Ce processus de ruissellement/réinfiltration (runoff-runon) a déjà suscité de nombreuses études et reste fondamental pour la modélisation du ruissellement [Hawkins et Cundy, 1987 ; Karssenberg, 2006]. Des cas particuliers de réinfiltration sont étudiés dans Nahar et al. [2004], avec des distributions « rangées » de perméabilités. Au moyen d'expériences numériques, ces auteurs montrent que si les infiltrations les plus fortes sont en bas de pente, l'infiltration moyenne observée est maximale, alors que si les infiltrations les plus faibles sont en bas de pente, tout le ruissellement produit arrive à l'exutoire et l'infiltration apparente est minimale.



(a) Sur une pente en coupe (b) Connectivité en 2D

FIG. 1.8 – Principe de la réinfiltration sur une pente.

Les processus de genèse et d'infiltration du ruissellement agissent de manière couplée à différentes échelles, et la notion de connectivité permet de déterminer quelle partie du ruissellement généré sur la zone d'étude est observée à l'exutoire. Lorsque l'on considère une surface 2D et non plus un domaine 1D, la connectivité entre les taches de ruissellement se complexifie mais répond aux mêmes principes : lorsque l'intensité de pluie augmente, les taches s'élargissent et s'agrègent, connectant l'exutoire avec les zones de production du ruissellement [Gomi et al., 2008] (Fig. 1.8b).

1.3.2 Le modèle d'infiltration variable spatialement

Pour représenter les hétérogénéités de manière conceptuelle, des modèles à bandes parallèles ou perpendiculaires, dont les propriétés de chaque bande sont constantes, sont utilisés (Fig. 1.9).

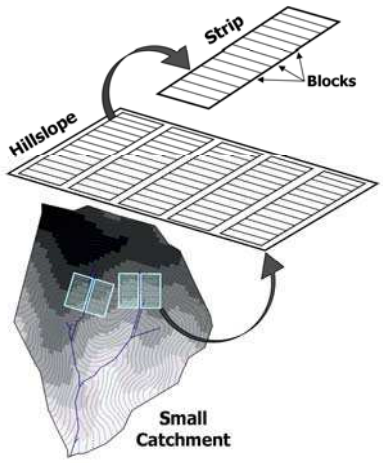


FIG. 1.9 – Une subdivision de bassin versant en bandes parallèles et perpendiculaires [Jones et al., 2009].

À petite échelle, sans prendre en compte explicitement les effets de la réinfiltration, un modèle constitué uniquement de bandes parallèles aux propriétés réparties statistiquement suffit. Lafforgue [1977] fait partie des premiers auteurs à mettre en théorie l'impact des hétérogénéités sur le ruissellement. À partir d'observations de terrain réalisées à l'aide d'un grand simulateur de pluie (200 m^2 arrosés) en Afrique de l'Ouest, il propose un modèle statistique où l'infiltration ponctuelle est décrite par une loi uniforme ou bimodale et discute de manière qualitative des effets de la réinfiltration sur l'infiltration moyenne. Hawkins [1982] et Hawkins et Cundy [1987] proposent la même approche avec une distribution exponentielle des taux d'infiltration. L'infiltration tend alors vers la moyenne statistique des taux d'infiltration. Yu et al. [1997] et Yu [1999] ont appliqué avec succès le modèle de Hawkins [1982] sur des sols nus sous pluie naturelle dans des sites tropicaux et sub-tropicaux, en Asie du Sud-Est et en Australie. La sortie du modèle est ensuite utilisée comme entrée d'un modèle d'érosion, qui nécessite des taux de ruissellement. Pour leurs expériences, le modèle à infiltration variable spatialement (Spatialy Variable Infiltration Model, SVIM) a produit de meilleurs résultats que le modèle de Green et Ampt [Yu, 1999]. Le modèle SVIM est également appliqué en Arizona par Stone et al. [2008] pour différentes associations de couverts végétaux et de sols, sous des pluies simulées dont l'intensité varie, avec des performances supérieures à un modèle de Green et Ampt. Van Dijk et Bruijnzeel [2004] utilisent le modèle SVIM pour étudier l'infiltration sur des terrasses agricoles dans des zones montagneuse de l'ouest de Java. Les infiltrations obtenues avec le modèle dépendent alors des types de couvert, de paillis et de la compaction du sol. Enfin, le modèle SVIM à été appliqué avec

succès pour des pluies simulées sur des sols agricoles de Belgique [Langhans et al., 2010, 2011], confirmant que le modèle d'infiltration variable spatialement mérite une attention particulière et permet de représenter de manière simple mais juste l'effet des hétérogénéités à l'échelle de la placette et du versant.

Chapitre 2

Parcelle de 40m^2 - Sol homogène sous pluie simulée

Sommaire

2.1 Introduction et objectifs **24**
2.2 Protocoles expérimentaux **25**
2.2.1 La parcelle, historique des expériences 25
2.2.2 Traçage et courbes de restitutions 26
2.2.3 Mesure des vitesses instantanées 27
2.3 Modélisation distribuée des processus de surface et subsurface **28**
2.3.1 Modélisation des écoulements 28
Écoulements dans le domaine de subsurface 28
Écoulements dans le domaine de surface 29
Équations unifiées surface/subsurface 31
2.3.2 Transport d'un traceur non réactif 32
Modélisation distribuée unifiée 32
Modèle 1D à pente constante 33
2.3.3 Implémentation et résolution des équations 34
2.3.4 Les lois de frottement pour la calibration des vitesses 35
2.4 Résultats **36**
2.4.1 Application du modèle couplé en 2D 36
2.4.2 Effets de la rugosité sur les vitesses instantanées 38
2.4.3 Effet de la rugosité sur les courbes de restitutions 39
2.5 Conclusion **49**

2.1 Introduction et objectifs

Les relations couramment utilisées pour définir la dépendance entre la vitesse, la rugosité du sol et la hauteur de la lame d'eau dans les écoulements de surface sont issues de travaux anciens décrivant les écoulements dans des canalisations partiellement remplies (loi de Darcy-Weisbach) et dans des canaux (loi de Manning et de Chezy). Ces lois supposent un écoulement uniforme, parallèle à la surface du sol et de largeur constante, et une rugosité de surface homogène et aléatoire. Ces conditions ne sont jamais réunies lorsque l'écoulement s'effectue sur un sol naturel [Smith et al., 2007]. À partir de la compilation de travaux théoriques et expérimentaux Lawrence [1997] avance l'hypothèse suivant laquelle l'hydrodynamique de la lame d'eau sur un sol rugueux dépend principalement du taux d'inondation, qui est le rapport entre la hauteur d'eau et la taille des rugosités. Cet auteur propose un modèle heuristique basé sur la loi de Darcy-Weisbach avec facteur de friction dépendant de la hauteur de la lame d'eau et du taux d'inondation. À partir de l'observation de l'impact de la végétation sur l'écoulement, Jain et Singh [2005] proposent aussi une loi heuristique basée sur la relation de Manning avec un coefficient de Manning dépendant de la hauteur de la lame d'eau suivant une loi puissance [Tsihrintzis, 2001].

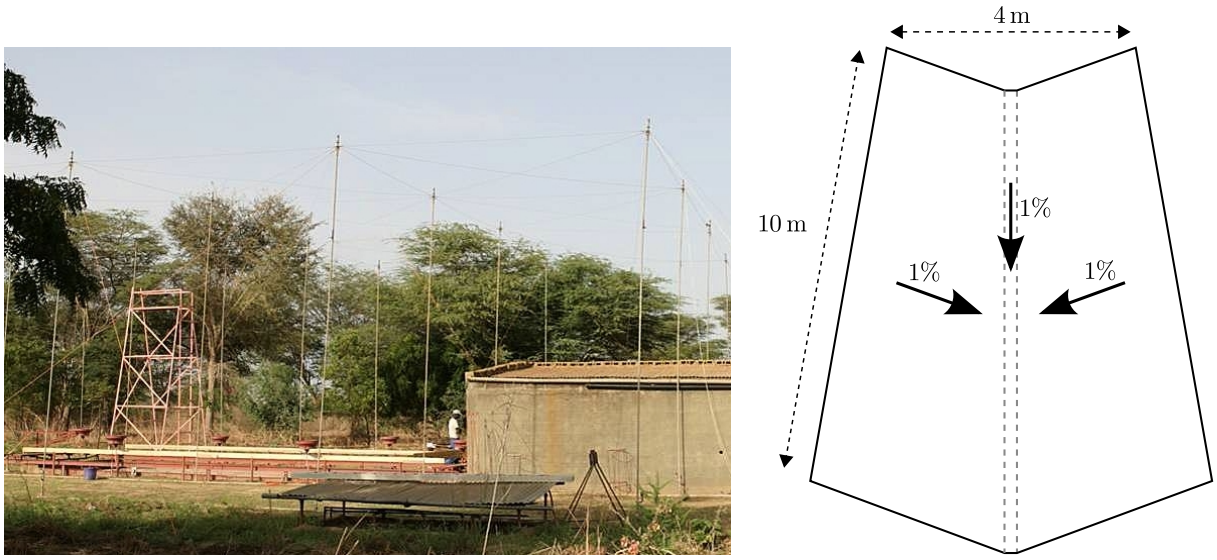
Notre premier cas d'étude sur le problème de la partition ruissellement infiltration vise à tester l'aptitude des différents modèles de ruissellement à reproduire le champ de vitesse mesuré lors d'une expérience menée sur une parcelle de sol préparé et sous pluie simulée. Il s'agit d'une expérience menée par l'IRD sur le site de Thiès au Sénégal. Dans cette expérience le champ de vitesse a été mesuré en différents points et plusieurs expériences de traçage ont été effectuées : injection de traceur en un point et mesure de la courbe de restitution à l'exutoire de la parcelle. Le modèle mis en place est un modèle intégré couplant écoulements de surface et de subsurface et le transport dans ces deux compartiments. Il s'agit donc de caler ce modèle sur des données d'écoulement (données locales) et de transport (données intégrées ou globales). Cet exercice n'est pas une chose aisée, et est plutôt rare dans le domaine de l'hydrologie du ruissellement. Soulignons néanmoins que la pratique est courante dans la modélisation des milieux fracturés [p. ex. Grisak et Pickens, 1981] ou de petits bassins versants [McGuire et al., 2007]. Cette expérience nous a permis, entre autres, de mettre en évidence l'importance d'une description spatio-temporelle fine d'un milieu (de l'ordre du centimètre et de la seconde) dans la simulation d'un champ de vitesse de ruissellement.

Ce travail est repris dans deux publications, dans le cadre du développement et des tests du modèle de transport en surface-subsurface [Weill et al., 2009] et de la calibration des lois de rugosité [Mugler et al., 2011].

2.2 Protocoles expérimentaux

2.2.1 La parcelle, historique des expériences

La parcelle mesure 10 m de long et 4 m de large et sa géométrie est de type « livre ouvert » avec des pentes longitudinales et latérales de 1 % (Fig. 2.1). Elle a été décrite, pour partie, dans Tatard et al. [2008].



(a) Le simulateur de pluie (b) Schéma conceptuel

FIG. 2.1 – Dispositif expérimental de simulation de pluie (a) et schéma conceptuel (b) de la parcelle de Thiès.

Le sol mis en place est de type sableux avec une composition de 49 % de sable grossier, 43 % de sable fin, 7 % de limon et 1 % d'argile.

Le simulateur de pluie utilisé est celui décrit dans Esteves et al. [2000]. Il permet de reproduire les caractéristiques d'une pluie tropicale avec une intensité moyenne de $70\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$. Les simulations ont lieu lorsque le vent est inférieur à $1\,\mathrm{m\,s^{-1}}$ pour éviter de trop fortes variations locales de l'intensité de pluie. Six pluviographes à auget sont disposés autour de la parcelle pour mesurer l'intensité réelle instantanée de la pluie.

Les expériences se sont déroulées sur plusieurs jours (Fig. 2.2), avec, successivement, une étape de préparation du sol, des pluies préliminaires, une expérience de traçage et une expérience de mesure des vitesses instantanées.

Pour la préparation, le sol a été retourné à une profondeur de 50 cm puis lissé pour obtenir une forme en V avec des pentes de 1 %. La forme en V avait pour but d'éviter la formation de rigoles aux bords de la parcelle. Ainsi, après la première pluie une rigole centrale s'est formée, et du sable s'est déposé en aval de la parcelle. La topographie a été mesurée avant et après chaque expérimentation en utilisant la méthode de Planchon et al. [2000]. L'appareil a permis

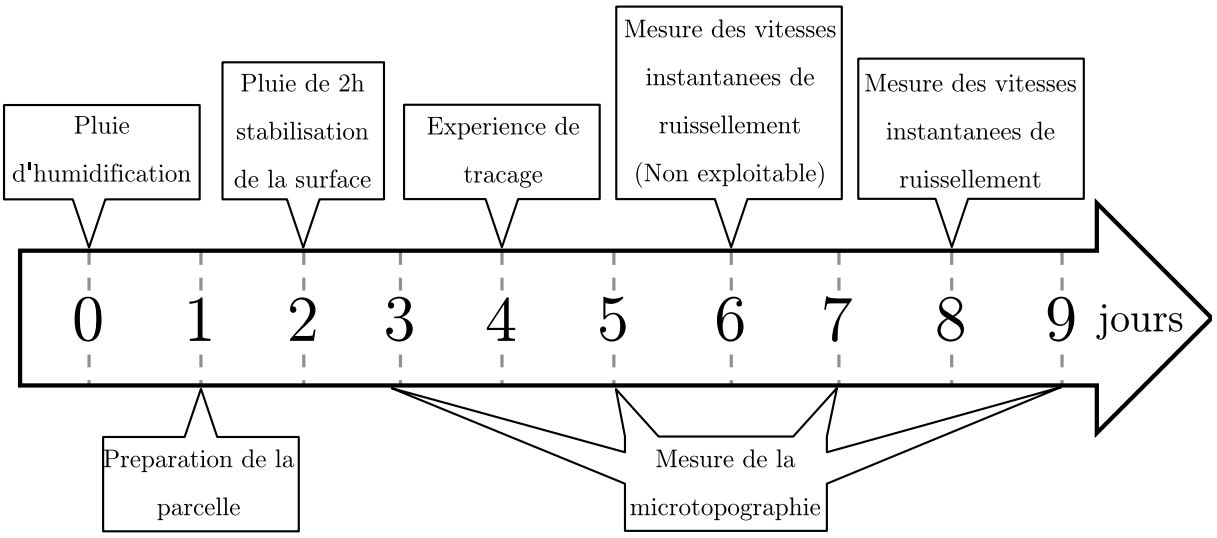


FIG. 2.2 – Historique de préparation et d'expérimentation pour la parcelle de Thiès, à compter du 20 juin 2004

d'obtenir 16 000 points avec une précision verticale de 0.5 mm et une résolution horizontale de 5 cm longitudinalement et 2.5 cm transversalement.

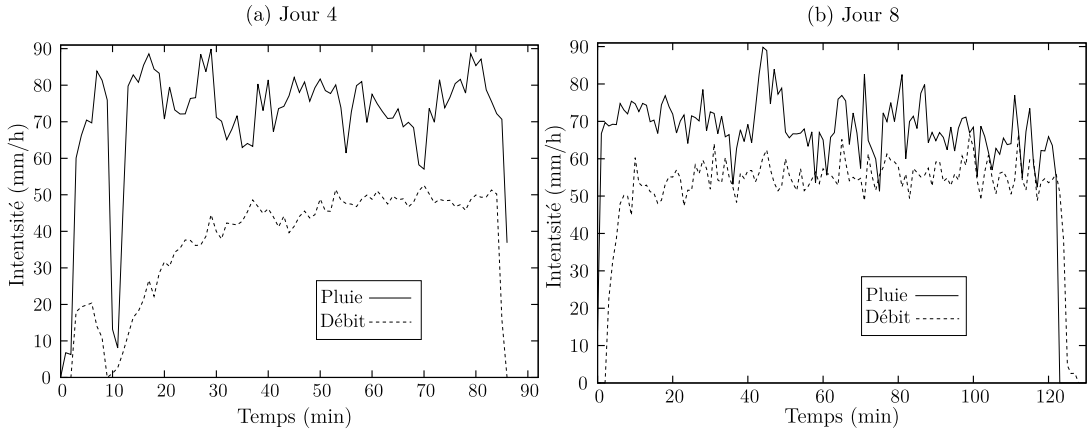


FIG. 2.3 – Intensité de pluie et hydrogramme associé pour les deux pluies simulées : (a) expérience de traçage et (b) mesure de vitesses.

2.2.2 Traçage et courbes de restitutions

L'expérience de traçage a lieu en premier (le quatrième jour) pour éviter une contamination éventuelle du sol par les traceurs utilisé lors des mesures de vitesses instantanées. Le traceur est constitué d'un mélange de plusieurs marqueurs : $H_2{}^{18}O$ (5 g), ^2H_2O (5 g), $CaCl_2(6H_2O)$ (250 g) et KBr (5 g). Le traceur est relâché pendant 30 s avec un débit de $1\,g\,s^{-1}$. Les injections commencent 30 min après le début de la pluie, lorsque le débit en sortie est stable, puis toutes les 10 min environ. L'hydrogramme et la pluie effective sont tracés sur la figure. 2.3. Les 8 points

d'injection (**A, B, C, D, E, G, H, I**, Fig. 2.4) ont été repérés à partir du réseau de drainage, calculé avec le modèle numérique de terrain (MNT) relevé la veille. Ils sont ensuite positionnés avec précision dans les chemins d'écoulement de l'eau :

- le point **A** est à l'exutoire et permet d'obtenir la réponse de base du système de mesures,
- les points **D** et **E** sont au milieu de grosses rigoles,
- les points **C** et **G** correspondent à des zones de départ du ruissellement et ne reçoivent pas de ruissellement amont,
- les autres points (**B**, **H** et **I**) sont situés dans des petites rigoles de plus en plus éloignées de l'exutoire.

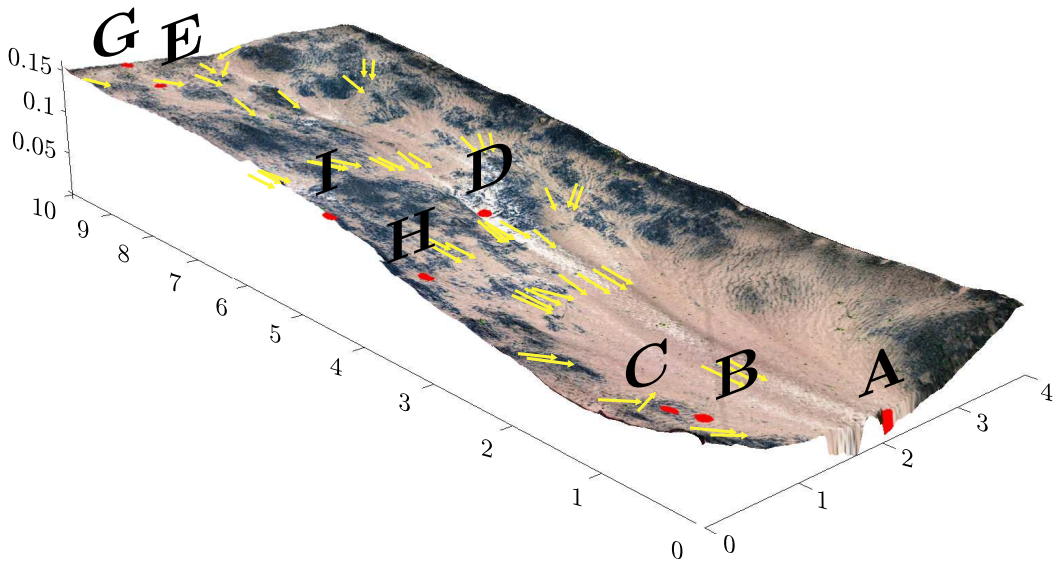


FIG. 2.4 – Localisation des points d'injection de traceur lors du jour 4 (points rouges et lettres) et localisation des points de mesure des vitesses instantanées lors du jour 8 (flèches jaunes) sur une vue 3D de la parcelle. Les unités des axes sont en mètres.

À l'exutoire, une partie de l'eau ruisselée est détournée à l'aide d'une pompe péristaltique pour prélever les échantillons (un par seconde). La conductivité apparente est mesurée à la même fréquence, une fois par seconde. Ainsi, à chaque point d'injection correspond une courbe de restitution en terme de conductivité apparente (observable en temps réel pour contrôle) et une courbe de restitution issue de l'analyse isotopique en ^{18}O. Les deux mesures se sont avérées linéairement corrélées et parfaitement superposables.

2.2.3 Mesure des vitesses instantanées

Cette expérience de mesure de vitesses dans la lame de ruissellement est effectuée le huitième jour. Le protocole et des résultats préliminaires ont été publiés dans Tatard et al. [2008]. Les vitesses d'écoulement dans la lame d'eau de ruissellement sont mesurées localement une fois l'état permanent atteint. L'hydrogramme et la pluie mesurée sont tracés sur la figure 2.3. Le dispositif de mesure est décrit dans Planchon et al. [2005]. Il est de petite taille et enregistre pendant

2.5 s le passage d'un traceur saumuré entre deux électrodes distantes de 10 cm. La vitesse de passage du traceur est alors calculée par inversion d'un modèle de transport 1D. L'opération est répétée plusieurs fois en un point, puis le dispositif de mesure est déplacé. Finalement, 62 points distincts (Fig. 2.4) sont retenus pour les faibles valeurs d'erreur lors du calcul de vitesses. Les vitesses retenues sont des vitesses moyennées sur les répétitions.

2.3 Modélisation distribuée des processus de surface et subsurface

Le modèle utilisé est décrit en détail et validé sur des cas test dans Weill et al. [2009]. C'est un modèle physique qui couple surface et subsurface de manière naturelle. Cette section présente les équations qui régissent les écoulements et le transport d'un traceur dans un milieu poreux (Éq. 2.1 et Éq. 2.21) et dans une lame d'eau ruisselée (Éq. 2.15 et Éq. 2.23) Elles permettent d'aboutir aux équations unifiées (Éq. 2.20 et Éq. 2.25) décrivant les écoulements et le transport dans un domaine assimilé à un milieu poreux hétérogène représentant le sol et la surface. La dernière sous-section présente les différentes lois de friction qui seront discutées ensuite à l'aide de ce modèle.

2.3.1 Modélisation des écoulements

Écoulements dans le domaine de subsurface

Les écoulements dans un milieu poreux, en zone saturée et non saturée, sont décrits par l'équation généralisée de Richards ([Richards, 1931], chapitre 1) :

$$\sigma(h)\frac{\partial h}{\partial t} - \overrightarrow{\nabla}\cdot\left(K(h)\overrightarrow{\nabla}(h+z)\right) = q \tag{2.1}$$

avec t le temps $[T]$, h la pression d'eau exprimée en mètre $[L]$, z la côte du point considéré $[L]$, $\sigma(h)$ le coefficient d'emmagasinement spécifique $[L^{-1}]$, $K(h)$ la conductivité hydraulique $[LT^{-1}]$ et q un terme source/puits $[T^{-1}]$. Le milieu poreux est décrit de manière unifiée pour les pressions positives (milieu saturé) et négatives (milieu non saturé). Le coefficient d'emmagasinement spécifique s'écrit :

$$\sigma(h) = \begin{cases} \partial\theta/\partial h & \text{pour h} < 0 \\ S^* & \text{pour h} \geq 0 \end{cases} \tag{2.2}$$

avec θ la teneur en eau et S^* le coefficient d'emmagasinement ; la conductivité hydraulique est définie par :

$$K(h) = \begin{cases} K_{sat}\, k_r(h) & \text{pour h} < 0 \\ K_{sat} & \text{pour h} \geq 0 \end{cases} \tag{2.3}$$

avec K_{sat} la conductivité hydraulique à saturation $[LT^{-1}]$ et $k_r(h)$ la perméabilité relative.

Enfin on choisit les équations de Van Genuchten et Mualem [van Genuchten, 1980] pour décrire la perméabilité relative :

$$k_r(S) = S^{1/2}[1 - (1 - S^{1/m})^m]^2 \tag{2.4}$$

$$S(h) = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\omega - \theta_r} = \begin{cases} 1/[1 + (\alpha h)^n)]^m & \text{pour h} < 0 \\ 1 & \text{pour h} \geq 0 \end{cases} \tag{2.5}$$

avec S la saturation, θ la teneur en eau, ω la porosité, θ_r la teneur en eau résiduelle et α $[L^{-1}]$, n et $m = 1 - 1/n$ les paramètres de la loi de Van Genuchten qui caractérisent le comportement du milieu poreux.

La formulation en terme de pression d'eau h permet une transition naturelle entre les parties saturées et non saturées du domaine. Des conditions aux limites de type Neumann (flux imposé) et Dirichlet (pression imposée) peuvent être spécifiées aux frontières du domaine.

Écoulements dans le domaine de surface

Nous utilisons l'approximation des équations de Saint-Venant de l'onde diffusante (Chap. 1) pour modéliser l'écoulement de la lame ruisselée. L'écoulement est décrit par l'équation de conservation de la masse :

$$\frac{\partial h_s}{\partial t} + \overrightarrow{\nabla}.(h_s \overrightarrow{U_s}) = q_s \tag{2.6}$$

avec t le temps $[T]$, h_s la hauteur d'eau $[L]$, $\overrightarrow{U_s}$ la vitesse d'écoulement moyennée verticalement $[LT^{-1}]$. Le terme q_s représente les apports source/puits et inclut donc la pluie, l'infiltration et l'exfiltration. Les termes d'inertie étant négligés, la conservation des moments s'écrit :

$$\begin{cases} S_{f,x} = S_{0,x} - \frac{\partial h_s}{\partial x} = \nabla_x(z_l + h_s) \\ \\ S_{f,y} = S_{0,y} - \frac{\partial h_s}{\partial y} = \nabla_y(z_l + h_s) \end{cases} \tag{2.7}$$

avec $S_{f,x}$, $S_{f,y}$ les pentes de frictions selon les directions x et y, $S_{0,x}$, $S_{0,y}$ les pentes topographiques et z_l la côte topographique.

Enfin, pour rendre compte de toutes les lois de ruissellement, on exprime la vitesse de manière générique :

$$U_{s,i} = \alpha\, h_s^{\beta} \sqrt{S_{f,i}} \tag{2.8}$$

avec α et β les coefficients qui déterminent la loi de friction (voir Sect. 2.3.4). Lorsque le gradient de hauteur de lame d'eau est faible devant la pente topographique du sol on peut réécrire [Hromadka et Lai, 1985 ; Lal, 1998] :

$$U_{s,i} = \frac{\alpha\, h_s^{\beta}}{\sqrt{S_0}} S_{f,i} \tag{2.9}$$

Finalement en combinant les équations (2.6), (2.7) et (2.9) on obtient :

$$\frac{\partial h_s}{\partial t} - \overrightarrow{\nabla} \cdot \left(\frac{\alpha \, {h_s}^{(\beta+1)}}{\sqrt{S}} \overrightarrow{\nabla}(z_l + h_s) \right) = q_s \tag{2.10}$$

Les écoulements de surface sont ainsi décrits par une équation de diffusion 2D non linéaire (Éq. 2.10) similaire à l'équation de Richards (Éq. 2.1).

Écoulements de surface : implémentation dans un maillage de dimension supérieure
Le couplage intégré des équations de surface et de subsurface implique de simuler ces deux équations sur un seul domaine. Or le ruissellement est décrit par une équation moyennée verticalement (Éq. 2.10) et se résout donc dans un plan. Par ailleurs la ressemblance entre les équations (2.10) et (2.1) conduit à penser que l'on puisse les unifier sous la forme d'une équation de diffusion non linéaire et résoudre celle-ci sur un seul et même domaine constitué de deux sous domaines, surface et subsurface. Cela implique de considérer la surface comme un "milieu poreux" et de donner une extension verticale au sous domaine associé.

Plusieurs précautions sont à prendre pour réécrire l'équation (2.6) dans une maille ayant une dimension selon l'axe des z (altitude). En effet l'équation (2.6) décrit un phénomène 3D en 2D, la hauteur d'eau étant moyennée selon la verticale. On retiendra deux points principaux à respecter :

(a) Il faut que la hauteur de la maille de la couche de ruissellement soit « invisible », c'est-à-dire que cette hauteur ne doit pas avoir d'effet sur les calculs.

(b) Il faut que les transferts verticaux soient instantanés et totaux si la maille de la couche de ruissellement n'est pas saturée. Au contraire, si la maille est saturée, la pression d'eau en bas de la maille doit être la hauteur d'eau calculée dans la maille.

Lorsque ces deux conditions sont réunies, la continuité des vitesses et des pressions est assurée dans tout le domaine, et a fortiori à l'interface surface/subsurface. Le point (a) implique que l'on ait sur les faces verticales un débit $Q_{s,i}$ tel que :

$$Q_{s,i} = -eD_i \, K_{s,i}(h_s) \, \nabla_i(z_l + h_s) = h_s D_i \, U_{s,i} \tag{2.11}$$

avec e l'épaisseur de la maille, $i = x$ ou y et D_i la taille d'une maille dans la direction i et $K_{s,i}$ l'équivalent de la conductivité hydraulique dans la couche de ruissellement. D'où :

$$K_{s,i}(h_s) = \begin{cases} 0 & \text{pour } h_s < 0 \\ \alpha \, {h_s}^{(\beta+1)} / (e \sqrt{S}) & \text{pour } h_s \geq 0 \end{cases} \tag{2.12}$$

Et la capacité capillaire $\sigma(h_s)$ dans la couche 3D de ruissellement :

$$\sigma_s(h_s) = \begin{cases} 0 & \text{pour } h_s < 0 \\ 1/e & \text{pour } h_s \geq 0 \end{cases} \tag{2.13}$$

On en déduit, en intégrant σ_s, l'équivalent d'une teneur en eau dans la couche de ruissellement :

$$\theta_s(h_s) = \begin{cases} 0 & \text{pour } h_s < 0 \\ h_s/e & \text{pour } h_s \geq 0 \end{cases} \tag{2.14}$$

Finalement, l'équation à résoudre dans la couche de ruissellement s'écrit :

$$\sigma_s(h_s)\frac{\partial h}{\partial t} - \overrightarrow{\nabla}.(K_s(h_s)\overrightarrow{\nabla}(h_s + z_l)) = 0 \tag{2.15}$$

Le point (b) impose une condition sur $K_{s,z}$, la composante verticale de la conductivité hydraulique dans la couche de ruissellement. Celle si doit être suffisamment grande par rapport à la conductivité hydraulique horizontale dans la couche de ruissellement pour que les transferts verticaux prédominent sur les transferts horizontaux. Cette condition doit rester valable pour toutes les valeurs que peut prendre h_s, et donc $K_{s,i}(h_s)$ pour i = x ou y (Éq. 2.12).

Équations unifiées surface/subsurface

L'équation (2.15) peut être assimilée à une équation de type Richards, ou équation de Darcy non linéaire. Pour unifier cette équation avec l'équation de Richards généralisée (Éq. 2.1), on introduit la charge H, telle que

$$H = \begin{cases} h + z & \text{dans le domaine de subsurface} \\ h_s + z_l & \text{dans la couche de ruissellement} \end{cases} \tag{2.16}$$

Le domaine total (surface/subsurface) équivaut à un milieu poreux hétérogène et on y définit la teneur en eau $\tilde{\theta}$, la conductivité hydraulique $\tilde{K}$ et la capacité capillaire $\tilde{\sigma}$ telles que :

$$\tilde{\theta}(H) = \begin{cases} \theta(h) & \text{dans le domaine de subsurface} \\ \theta_s(h_s) & \text{dans la couche de ruissellement} \end{cases} \tag{2.17}$$

$$\tilde{K}(H) = \begin{cases} K(h) & \text{dans le domaine de subsurface} \\ K_s(h_s) & \text{dans la couche de ruissellement} \end{cases} \tag{2.18}$$

$$\tilde{\sigma}(H) = \begin{cases} \sigma(h) & \text{dans le domaine de subsurface} \\ \sigma_s(h_s) & \text{dans la couche de ruissellement} \end{cases} \tag{2.19}$$

Finalement, on résout une unique équation de type Richards, dont les paramètres dépendent du milieu considéré et qui décrit les écoulements en surface et dans la subsurface ;

$$\tilde{\sigma}(H)\frac{\partial H}{\partial t} - \overrightarrow{\nabla}.(\tilde{K}(H))\overrightarrow{\nabla}H) = \tilde{q} \tag{2.20}$$

avec $\tilde{q}$ un terme source/puits qui correspond à une injection/aspiration d'eau.

C'est cette résolution couplée, appelée « approche de Richards multi-domaine », qui est l'objet de Weill et al. [2009]. Les échanges entre surface et subsurface se font intrinsèquement par continuité de la charge et des vitesses. Par exemple, si l'on simule du ruissellement par excès d'infiltration, le modèle permet de s'affranchir du passage d'une condition de flux imposée (pluie) à une condition de hauteur d'eau imposée (apparition du ruissellement).

2.3.2 Transport d'un traceur non réactif

On veut pouvoir simuler un traçage ponctuel, localisé spatialement et temporellement, ou un marquage de l'eau de pluie, pour étudier les proportions d'eau nouvelle et d'eau ancienne dans les débits à l'exutoire du domaine. À cette fin, on unifie de la même manière que précédemment les équations de transport dans la lame d'eau et en subsurface.

Modélisation distribuée unifiée

L'équation de transport (advection/dispersion) d'un traceur non réactif peut s'écrire [de Marsily, 1981, e.g.] :

$$\frac{\partial(\theta c)}{\partial t} + \overrightarrow{\nabla}.(\overrightarrow{U}c - \overline{\overline{D}}\,\overrightarrow{\nabla}c) = q_c \tag{2.21}$$

avec θ la teneur en eau, c la concentration, $\overrightarrow{U}$ la vitesse de Darcy $[LT^{-1}]$, $\overline{\overline{D}}$ le tenseur de diffusion-dispersion $[L^2T^{-1}]$ et q_c le terme source/puits $[T^{-1}]$. Le tenseur de diffusion-dispersion s'écrit comme la somme d'une composante diffusive $\overline{\overline{d}}$ (diffusion moléculaire $[L^2T^{-1}]$) et d'une composante dispersive $\overline{\overline{\alpha}}$ (dispersivité $[L]$) :

$$\overline{\overline{D}} = \overline{\overline{d}} + \overline{\overline{\alpha}}\,|\overrightarrow{U}| \tag{2.22}$$

avec $\overrightarrow{U} = K(h)\overrightarrow{\nabla}(h+z)$ la vitesse de Darcy $[LT^{-1}]$.

Dans la lame d'eau de surface, on peut écrire en homogénéisant verticalement [VanderKwaak, 1999] :

$$\frac{\partial(h_s c)}{\partial t} + \overrightarrow{\nabla}.(h_s\overrightarrow{U_s}c - \overline{\overline{D}}_s\overrightarrow{\nabla}c) = q_{cs} \tag{2.23}$$

avec h_s la hauteur d'eau, c la concentration, $\overrightarrow{U_s}$ la vitesse de Manning $[LT^{-1}]$, $\overline{\overline{D}}_s$ le tenseur de diffusion-dispersion dans la lame d'eau $[L^3T^{-1}]$ et q_{cs} le terme source/puits $[T^{-1}]$.

Le tenseur de diffusion-dispersion se décompose de la même manière que pour la subsurface :

$$\overline{\overline{D}}_s = h_s\overline{\overline{d}}_s + \overline{\overline{\alpha}}\,|h_s\overrightarrow{U_s}| \tag{2.24}$$

avec $\overline{\overline{d}}_s$ le tenseur de diffusion $[L^2T^{-1}]$, $\overline{\overline{\alpha}}_s$ le tenseur de dispersivité $[L]$ et $h_s\overrightarrow{U_s}$ le débit dans la lame d'eau $[L^2T^{-1}]$.

En utilisant les paramètres $\tilde{\theta}$ et $\tilde{K}$ du milieu hétérogène (Éq. 2.17 et 2.18), le transport dans les domaines de surface et de subsurface est décrit de manière unifiée par :

$$\frac{\partial(\tilde{\theta}c)}{\partial t} + \overrightarrow{\nabla}.(\overrightarrow{U}c - \overline{\overline{\tilde{D}}}\overrightarrow{\nabla}c) = \tilde{q}_c \tag{2.25}$$

avec $\overrightarrow{U} = -\tilde{K}(H)\overrightarrow{\nabla}(H)$ la vitesse de Darcy multidomaine, $\overline{\overline{\tilde{D}}}$ et $\tilde{q_c}$ valent respectivement $\overline{\overline{D}}$ et q_c dans le domaine de subsurface et $\overline{\overline{D}}_s$ et q'_{cs} dans le domaine de surface.

L'équation (2.25) permet de reproduire l'injection d'un traceur dans le domaine généralisé.

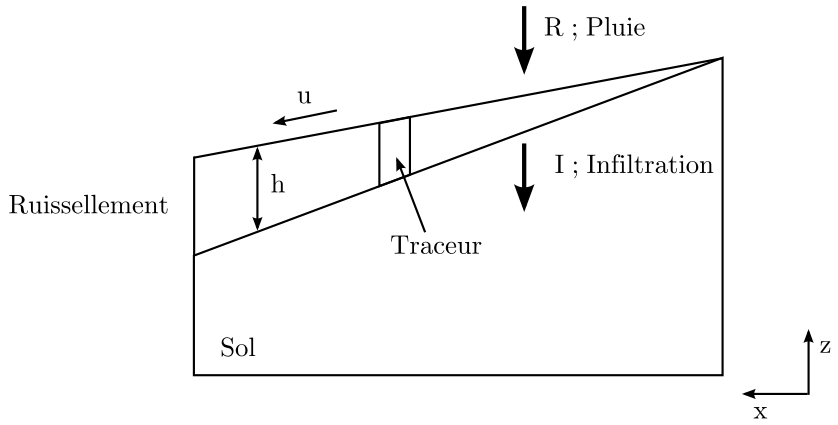


FIG. 2.5 – Schéma du domaine utilisé pour calculer la solution analytique au problème de transport dans une lame d'eau.

Modèle 1D à pente constante

Lorsque le sol est décrit par une pente unidimensionnelle constante, on peut écrire la solution analytique du problème de l'écoulement, en supposant une infiltration constante dans l'espace et le temps, et de celui du transport en négligeant la dispersion et la diffusion du traceur (Fig. 2.5). Cette solution permet de comprendre certains résultats expérimentaux, et les processus mis en jeu, et donne un cadre théorique pour relier écoulement et transport.

Dans le cas simplifié d'une coupe verticale d'un sol de pente constante et en négligeant les phénomènes de dispersion et diffusion, l'équation de transport d'un traceur (Eq. (2.23)) peut s'écrire :

$$\frac{\partial(h_s c)}{\partial t} + \frac{\partial(h_s u c)}{\partial x} = -Ic \tag{2.26}$$

avec u la vitesse d'écoulement, I le taux d'infiltration et c la concentration de traceur. À l'état permanent des écoulements, en 2D, l'intégration du bilan de masse (Éq. 2.6) donne $hu = (R-I)x$, avec R l'intensité de pluie, d'où :

$$h_s \frac{\partial c}{\partial t} + h_s u \frac{\partial c}{\partial x} + Rc = 0 \tag{2.27}$$

On considère l'injection en x_0, au temps t_0, d'une masse M_0 de traceur sous la forme d'un Dirac. La concentration initiale en traceur s'écrit :

$$c(x, t = 0) = \frac{M_0}{h_0}\delta(x - x_0) \tag{2.28}$$

avec h_0 la hauteur d'eau en x_0 et $\delta(x)$ la fonction de Dirac telle que $\delta(0) = 1$ et $\delta(x \neq 0) = 0$. Pour un transport par convection seulement, la concentration au temps t peut s'écrire sous la forme :

$$c(x, t) = \frac{M(t)}{h_s(X(t, x_0))}\delta(x - X(t, x_0)) \tag{2.29}$$

où $X(t, x_0)$ est la position du traceur au temps t, et $M(t)$ la masse de traceur au temps t.

La présence de la fonction de Dirac dans l'équation. (2.29) permet d'intégrer l'équation (2.26) pour calculer la masse totale présente dans la lame d'eau :

$$\begin{aligned} \int_0^L \frac{\partial(h_s c)}{\partial t} dx \quad + \quad \int_0^L \frac{\partial(h_s u c)}{\partial x} dx \quad &= -I \int_0^L c \, dx \\ \frac{dM(t)}{dt} \qquad + \qquad 0 \qquad\qquad &= -I \frac{M(t)}{h_s(X(t, x_0)} \end{aligned} \tag{2.30}$$

avec L la longueur du domaine. Ainsi en réorganisant :

$$\frac{dM(t)}{M} = -\frac{I}{h_s(X)} dt = -\frac{I}{h_s(X)} \frac{dt \, dX}{dX} = -\frac{I}{h_s(X) \, u(X)} dX \tag{2.31}$$

Et puisque au permanent $hu = (R - I)x$, on obtient :

$$\frac{dM(t)}{M} = \frac{-I}{(R - I)X} dX \tag{2.32}$$

Après intégration, l'expression de la masse de traceur lorsqu'il arrive en un point X pour une injection au point x_0 s'écrit :

$$\frac{M(t)}{M_0} = \left(\frac{X(t, x_0)}{x_0} \right)^{\frac{-I}{(R-I)}} \tag{2.33}$$

Ce résultat est intéressant car il ne dépend pas de la loi de ruissellement mais uniquement des flux décrivant les entrée et sortie d'eau de la colonne de traceur. L'analyse du problème physique montre par ailleurs que le traceur perd beaucoup de masse dans la zone où l'épaisseur de la lame d'eau est faible, en haut de pente. En effet, dans cette zone la concentration de traceur est élevée et le flux de masse Ic s'infiltrant dans le sol est important. De plus, la vitesse de transport est faible, ce qui donne le "temps" au traceur de s'infiltrer. Le phénomène est inverse dans la zone où la hauteur de la lame d'eau est importante, en bas de pente. On remarquera que lorsque x_0 tend vers zéro, traceur injecté en haut de la pente, la masse de traceur sortant à l'exutoire, en bas de pente, tend vers zéro.

2.3.3 Implémentation et résolution des équations

Ces différentes équations sont implémentées dans le code de calcul Cast3m qui dispose de bases solides pour la résolution d'équations de type Richards. Il permet de choisir entre une discrétisation spatiale de type Éléments Finis Mixtes Hybrides (EFMH) Volumes Finis (VF) [Dabbene, 1998 ; Bernard-Michel et al., 2004]. La discrétisation en temps est de type implicite, et la résolution des non-linéarités à chaque pas de temps est effectuée par des itérations de Picard. Les lois caractéristiques d'un milieu poreux sont réécrites pour la couche de ruissellement (Eqs. 2.14, 2.13 et 2.12).

On utilise un pas de temps qui s'adapte de manière heuristique : si la convergence n'est pas atteinte après un nombre fixé d'itérations de Picard, le pas de temps est divisé par deux, si la convergence est rapide, le pas de temps augmente jusqu'à un maximum fixé.

La présence d'un traceur non réactif n'a pas d'influence sur les écoulements de surface et l'équation (2.25) peut être résolue dans le champ de vitesse calculé à partir de l'équation unifiée (2.20). Le transport peut être fait soit dans un champ ayant atteint un état permanent, soit dans un champ transitoire en utilisant les concentrations du temps $t-1$ et en les transportant dans le champ de charges calculé au temps t. Les aspects numériques sont développés dans Weill et al. [2009]. La condition à la limite itérative, qui permet une sortie naturelle de l'eau de surface, est décrite dans Weill [2007] et Weill et al. [2009].

2.3.4 Les lois de frottement pour la calibration des vitesses

La vitesse pour un écoulement à surface libre peut s'exprimer en fonction de la pente de friction sous la forme générique (Eq. 2.8) :

$$U_{s,i} = \alpha\, h_s^{\beta} \sqrt{S_{f,i}} \tag{2.34}$$

où $U_{s,i}$ représente la vitesse dans la direction i, h_s la hauteur d'eau, $S_{f,i}$ la pente de friction dans la direction i.

Pour étudier l'effet du choix de cette relation sur la modélisation des écoulements, nous choisissons de comparer 4 modèles correspondant à 4 lois de frottements :

La loi de Darcy-Weisbach $\beta = 1/2$ et $\alpha = (8g/f)^{1/2}$, g étant l'accélération de la gravité et f le facteur de friction de Darcy.

La loi de Lawrence $\beta = 1/2$ et $\alpha = (8g/f(h, h_c, P))^{1/2}$. Elle ressemble à la loi de Darcy-Weisbach, mais le facteur de friction dépend de la hauteur d'eau h, d'une hauteur de rugosité h_c et du pourcentage P de la surface recouverte par cette rugosité :

$$f(h) = \begin{cases} \frac{8P}{\pi h_c}\, h & \text{pour } 0 < h < \pi h_c/4 \\ 2P & \text{pour } \pi h_c/4 < h < \sqrt{4/P}\, h_c \\ \min\left(10\, \frac{h_c^2}{h^2}\ ,\ \left(1.64 + 0.803 \log \frac{h}{h_c}\right)^{-2}\right) & \text{pour } \sqrt{4/P}\, h_c < h \end{cases} \tag{2.35}$$

La loi de Manning $\beta = 2/3$ et $\alpha = 1/n$, n étant le coefficient de rugosité de Manning.

La loi de Manning à coefficient variable $\beta = 2/3$ et $\alpha = 1/n(h, n_0, \epsilon, h_0)$. Ici le coefficient de rugosité n dépend de 3 paramètres : un coefficient de Manning minimum n_0, un coefficient de décroissance ϵ et une hauteur d'eau h_0 à partir de laquelle n ne dépend plus de h :

$$n(h) = \begin{cases} n_0 \left(\frac{h}{h_0}\right)^{-\epsilon} & \text{pour } h < h_0 \\ n_0 & \text{pour } h > h_0 \end{cases} \tag{2.36}$$

Le coefficient de friction de Darcy-Weisbach pondère la relation entre les forces d'inertie et les forces gravitationnelles. Le coefficient de Manning représente la résistance à l'écoulement générée par la rugosité du sol.

La loi de Lawrence découle d'un constat expérimental de dépendance du coefficient de frottement f avec le taux d'inondation $\Lambda = h/h_c$, où h_c est une hauteur caractéristique de rugosité.

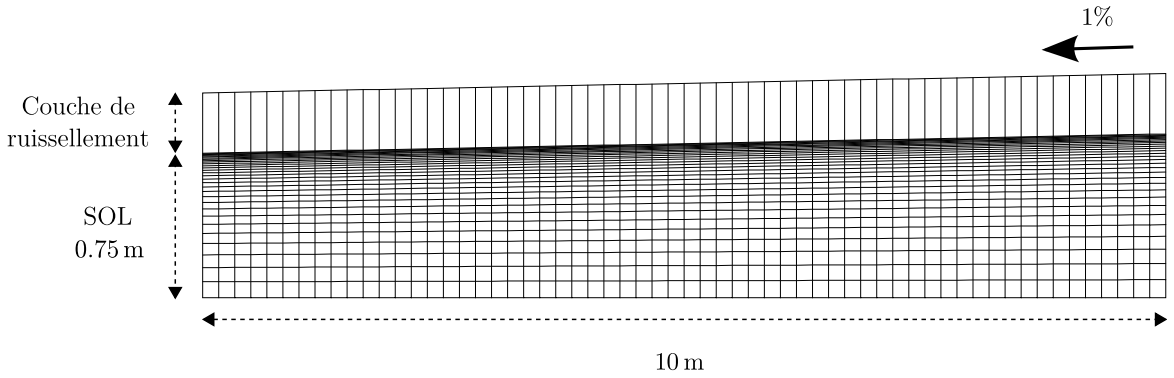


FIG. 2.6 – Le domaine de calcul représentant une coupe théorique longitudinale de la parcelle de Thiès (échelle verticale ×2).

Lawrence [1997] déduit de manière physique le frottement « vu » par la lame d'eau pour plusieurs taux d'inondation, de partialement inondé à très inondé en passant par moyennement inondé. Les résultats en terme de loi de frottement dans ces trois cas sont énoncés dans l'équation 2.35. La loi de Manning avec coefficient variable est issue d'observations sur l'effet des hétérogénéités de végétation sur le ruissellement. Le coefficient de Manning n varie également en fonction de l'inondation, mais cette fois ci par le biais d'une loi de puissance établie de manière empirique et validée à partir de mesures expérimentales [Jain et al., 2004 ; Rai et al., 2010].

2.4 Résultats

On présente dans cette section une étude préliminaire du modèle intégré, afin d'en cerner les possibilités et limites, avant de s'intéresser à la modélisation des expériences de Thiès.

2.4.1 Application du modèle couplé en 2D

Le modèle couplé est appliqué dans un premier temps à un domaine 2D, représentant une coupe conceptuelle de la parcelle de Thiès dans le sens de la longueur (Fig. 2.6).

Le sol est considéré homogène et les paramètres correspondant à un sable sont utilisés : la perméabilité à saturation K_s vaut $18\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$, les paramètres de Van Genuchten $\alpha_{VG} = 3.6$, $n = 1.9$ et $m = 1 - 1/n = 0.47$, la porosité $\omega = 0.55$ (voir les équations 2.4 et 2.5). Le sol est initialement désaturé, avec une pression d'eau négative de $-0.25\,\mathrm{m}$ sur tout le domaine, ce qui correspond à une saturation initiale de 75%. Le domaine est constitué de mailles rectangulaire, 60 horizontalement et 30 verticalement. Les mailles verticales sont plus denses près de la surface du sol, pour décrire de manière plus fine la formation du front saturé. Des conditions de flux nul sont imposées sur tous les bords du domaine, sauf pour la maille de sortie de la couche de ruissellement, où un gradient nul (condition de sortie naturelle) est imposé lorsqu'il y a de l'eau ($h > 0$). La pluie est modélisée sous la forme d'un terme source dans les mailles de la couche de ruissellement. Le terme source introduit une quantité d'eau équivalente à un flux de $70\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$.

Cette approche est équivalente à une condition aux limites de Neuman, et a l'avantage de ne pas introduire de biais dans le calcul des flux dans le cas d'une simulation de ruissellement seul. En effet la couche de ruissellement ne comporte qu'une maille et l'utilisation d'une condition aux limites de Neuman produit des vitesses ayant une légère composante qui n'est pas parallèle au sol, générée uniquement par les approximations numériques. Par souci d'homogénéité, l'utilisation du terme source est généralisée au cas couplé.

L'objectif de ce modèle 2D est d'établir les conditions nécessaires à la bonne description des processus en un temps raisonnable. En effet, le MNT compte au moins 4000 mailles rectangulaires et le double si elles sont triangulaires. L'utilisation d'un maillage vertical de plus de 10 mailles rend donc les temps de calcul prohibitifs (plus de 2 semaines pour 1000 s de simulation).

La microtopographie a un effet fort sur les hauteurs de lame d'eau, la montée de l'hydrogramme et la répartition du champ de vitesse. Le débit atteint en régime permanent est quant à lui plutôt dépendant de la perméabilité du sol à saturation.

Le modèle décrit avec succès le phénomène de ruissellement par excès d'infiltration. Parfois, l'ajout d'un terme de stockage d'eau en surface de 0.1 mm améliore la convergence. La convergence des itérations de Picard est lente lorsque le ruissellement apparaît. En effet la simulation doit rendre compte de la saturation progressive des mailles de la couche de ruissellement. Le pas de temps est alors diminué d'un facteur 100 et est de l'ordre de 10^{-3} s pendant la seconde nécessaire à la transition d'une couche de ruissellement non-saturée à une couche saturée. On a noté que dans le cas d'une modélisation sol seul ou surface seule (pas d'infiltration), ces problèmes de convergence n'ont pas lieu.

On observe également que l'infiltration dans un sol sableux est numériquement exigeante et nécessite un maillage fin et des pas de temps réduits. En effet le maillage doit permettre de saisir la formation et l'évolution d'un front saturé présentant des contrastes élevés de saturation dans le sol. Un grand nombre d'itérations n'est pas envisageable dans des temps raisonnables pour un domaine complet 3D maillé de manière dense et l'optimisation de cette transition au temps de submersion et du critère de convergence associé pourra faire l'objet de développements.

Pour effectuer la calibration conjointe des lois de rugosité à partir des expérimentations, l'approche surface seule à été retenue pour sa faisabilité en termes de temps et de mémoire nécessaires aux calculs. On s'affranchit également des difficultés liées à la détermination précise des paramètres hydrauliques du sol. Les expériences de traçage se déroulent dans un champ de vitesse permanent, et l'infiltration moyenne est appliquée sous la forme d'un terme source. L'infiltration est considérée homogène spatialement, et assimilée à l'infiltration apparente ($I = R - Q/S$, avec Q le débit à l'exutoire et S la surface de la parcelle). Cela revient à négliger l'effet de la hauteur de la lame d'eau sur l'infiltration.

La figure 2.7 montre un exemple de traçage, en 2D, pour une modélisation effectuée sur le modèle couplé et de surface. Si l'infiltration moyenne utilisée dans le modèle de surface seule est proche des infiltrations rencontrées par le traceur, la restitution de traceur est similaire dans les deux cas.

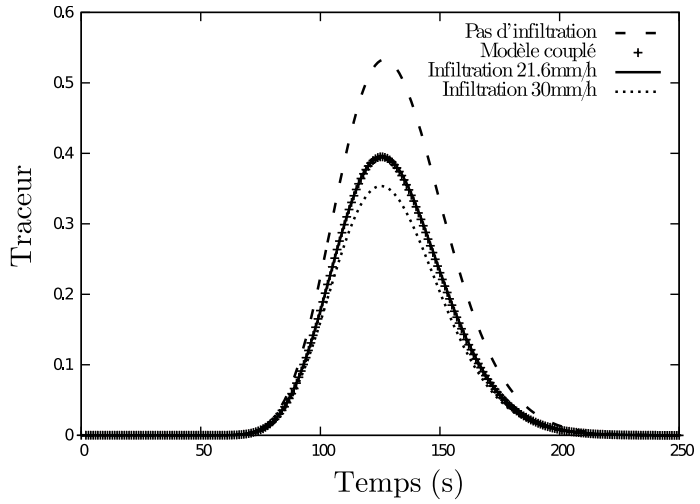


FIG. 2.7 – Comparaison des courbes de restitutions pour le traçage avec le modèle couplé et pour la surface seule.

2.4.2 Effets de la rugosité sur les vitesses instantanées

L'expérience permet une comparaison entre les vitesses locales mesurées et les vitesses simulées. Le MNT, mesuré la veille, a été krigé pour obtenir une grille de résolution de $10 \times 10\,\mathrm{cm}^2$. Nous avons choisi d'optimiser les différents paramètres des lois de rugosité en utilisant l'erreur moyenne quadratique (RMSE, Root Mean Square Error, Éq. 2.37) entre les vitesses observées et les vitesses mesurées.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{i=N}(u_{obs,i} - u_{sim,i})^2} \tag{2.37}$$

avec $u_{obs,i}$ et $u_{sim,i}$ les vitesses observées et simulées au point i et N le nombre total de mesures de vitesse, ici égal à 62. Les résultats de calibration pour les différentes lois de rugosité sont résumés dans le tableau 2.1. L'observation des vitesses calculées en fonction des vitesses observées

TAB. 2.1 – Paramètres des différentes lois de rugosité optimisant l'erreur moyenne quadratique (RMSE) entre vitesses observées et vitesses simulées.

Modèle	Paramètres	RMSE ($\mathrm{m\,s^{-1}}$)
Darcy-Weisbach	$f = 0.2$	$3.2\,10^{-2}$
Lawrence	P =30 % et h_c=0.25 mm	$2.8\,10^{-2}$
Manning	$n = 0.02\ \mathrm{s\,m^{-1/3}}$	$3.1\,10^{-2}$
Manning avec n variable	$n_0 = 0.013\ \mathrm{s\,m^{-1/3}}$, h_0 =3 mm et $\epsilon = 1/3$	$2.6\,10^{-2}$
PSEM 2D Darcy-Weisbach	$f = 0.26$	$3.1\,10^{-2}$
PSEM 2D DW f variable	voir Tatard et al. [2008]	$3.1\,10^{-2}$

(Fig. 2.8 (a) et (c)) montre qu'en utilisant les lois de Darcy-Weisbach et de Manning, les fortes vitesses sont sous-estimées. Ce biais a déjà été observé dans Tatard et al. [2008] qui proposent un coefficient de frottement variable spatialement, mais calibré arbitrairement, pour corriger les vitesses calculées. L'utilisation de lois de rugosité qui dépendent de la hauteur d'eau (telles que les lois de Lawrence et de Manning variable) corrige naturellement ce problème (Fig. 2.8b,d). En effet, dans ces lois, le frottement diminue dans les zones de forte hauteur d'eau, ce qui a pour effet d'augmenter les vitesses dans ces zones.

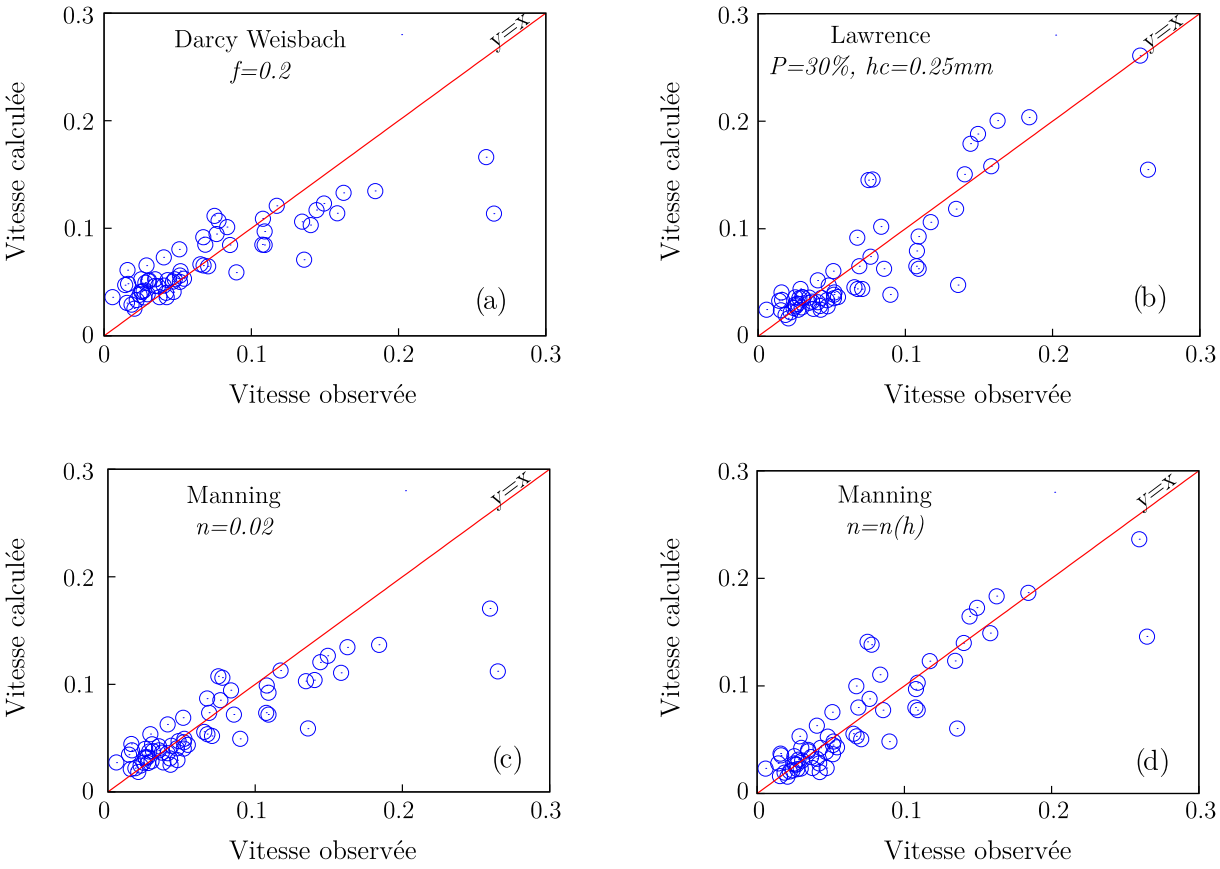


FIG. 2.8 – Vitesses calculées en fonction des vitesses mesurées pour les différentes lois de rugosité

2.4.3 Effet de la rugosité sur les courbes de restitutions

Les simulations numériques des expériences de traçages sont effectuées sur le MNT acquis le jour précédent l'expérience (résolution $2.5 \times 5\,\mathrm{cm}^2$). Les simulations d'injections aux points **B** et **C** se sont avérées significativement dépendantes du MNT, ce qui s'explique par leur situation proche de l'exutoire. En effet, la simulation, en ces points, sur le MNT acquis après l'expérience (jour 5) montre des trajets et des temps d'arrivée du traceur différents de ceux simulés sur le MNT du jour 3. Cette différence provient des modifications de la topographie dues à l'érosion, elle même engendrée par les fortes vitesses dans la zone de l'exutoire ; les points **B** et **C** sont

donc exclus des analyses qui suivent. Les résultats expérimentaux du point **A** sont utilisés pour soustraire le temps de réponse du système aux courbes de restitutions des autres points. Les paramètres des lois de rugosité optimisés pour l'expérience du jour 8 ne sont pas réutilisés, car la topographie et la rugosité ont évolué sous l'effet des pluies intermédiaires. L'effet le plus visible de ces changements dans la nature du sol et du réseau hydrographique est la modification de l'hydrogramme (Fig. 2.3), l'hydrogramme du jour 8 montrant une montée plus rapide et une infiltration moindre.

Calibration La calibration des quatres lois de rugosité est effectuée dans un premier temps pour une injection dans la rigole centrale (point **D**). Les paramètres calibrés sont obtenus en calculant un état hydraulique permanent, puis en simulant le transport du traceur. Les courbes de restitutions expérimentales et simulées sont illustrées en faisant varier les paramètres autour de leur optimum (Fig. 2.9).

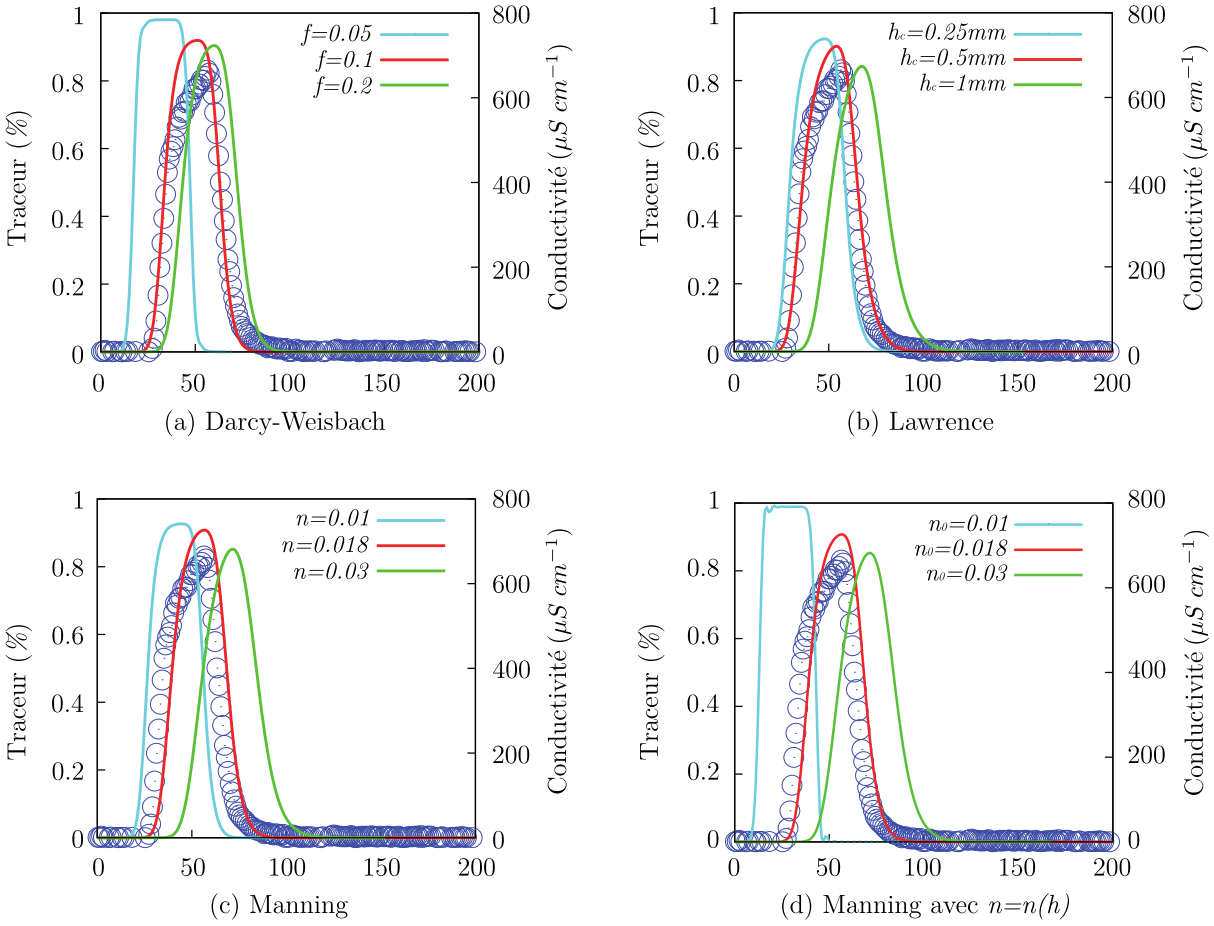


FIG. 2.9 – Courbes de restitution du point **D** pour différentes lois de rugosité ((a), (b), (c) et (d)) et différents paramètres des lois de rugosité (traits de couleur). Les ronds représente la conductivité mesurée.

Pour les lois de Darcy-Weisbach et de Manning, qui n'ont qu'un paramètre, on peut énoncer le fait suivant : une diminution du paramètre de rugosité entraîne une augmentation des vitesses et donc une arrivée plus rapide du traceur. Dans la rigole centrale, le modèle de Lawrence est indépendant du paramètre P car le traceur traverse uniquement de fortes hauteurs d'eau (de 3 mm à 7 mm). De la même manière, dans le modèle de Manning variable, les fortes hauteurs d'eau impliquent un $n(h)$ constant, et dont la valeur calibrée est la même que celle du modèle de Manning constant. Les lois de rugosité sont calibrées pour les cinq points restants en partant des paramètres obtenus pour le point **D** (Tab. 2.2).

Point	Darcy-Weisbach	Lawrence		Manning	Manning avec $n = n(h)$		
d'injection	f	$h_c(mm)$	P (%)	n ($\mathrm{s\,m^{-1/3}}$)	n_0 ($\mathrm{s\,m^{-1/3}}$)	h_0 (mm)	ϵ
D	0.1	0.5	0-100	0.018	0.018	3	1/3
E	0.2	0.5	13	0.018	0.018	3	1/3
G	0.4	0.5	30	0.025	0.018	3	1/3
I	0.4	0.5	30	0.025	0.018	3	1/3
H	0.6	0.5	100	0.03	0.018	3	1/3

TAB. 2.2 – Paramètres des différentes lois de rugosité optimisant la restitution du traceur injecté en différents points.

Les lois de Darcy-Weisbach et de Manning ont une valeur optimale de paramètre pour chaque point d'injection. Le point **E** correspond à une injection au cœur d'une rigole, et nécessite comme pour le point **D** un faible frottement (facteurs de frictions valant 0.1 pour **D** et 0.2 pour **E**). Les points **G**, **I** et **H** nécessitent un frottement plus élevé (facteurs de friction valant 0.4, 0.4 et 0.6 respectivement) et correspondent à des injections faites sur des monticules, points de départs de petites rigoles.

La loi de Lawrence peut être ajustée en faisant varier le pourcentage de rugosité (Fig. 2.10). Ce pourcentage est plus élevé pour les points hors de la rigole.

La loi de Manning variable permet de conserver les paramètres obtenus pour **D** et de modéliser correctement la restitution pour tous les points (Fig. 2.11). De plus les valeurs de h_c (3 mm) et ϵ (1/3) sont celles calibrées sur l'expérience de mesure des vitesses instantanées. La valeur de $n_0 = 0.018$ est calibrée pour l'injection au point D et donne des résultats acceptables pour les autres points. Le point **H** fait exception et la courbe de restitution simulée pourrait être améliorée.

Les courbes de restitution sont résumées en termes de temps d'arrivée du traceur pour les paramètres optimisés dans le tableau 2.3.

TAB. 2.3 – Temps de passage du traceur à l'exutoire pour les paramètres optimisés (Tab. 2.2), en secondes suivant l'injection.

Point d'injection	Expérience	Darcy Weisbach	Lawrence	Manning	Manning $n = n(h)$
	t_d - t_m - t_f	t_d - t_m - t_f	t_d - t_m - t_f	t_d - t_m - t_f	t_d - t_m - t_f
D	27 - 56 - 91	24 - 51 - 78	25 - 54 - 86	28 - 57 - 86	28 - 57 - 87
E	92 -129-180	93 -128-168	92 -127-170	89 -124-165	93 -129-174
G	138-182-280	155-196-250	140-180-239	149-190-245	130-170-226
I	78 -111-180	78 -112-152	79 -114-155	79 -114-154	75 -110-151
H	56 - 98 -180	66 -103-147	62 - 98 -126	64 - 99 -141	51 - 84 -121

t_d = premier 1% de masse restituée, t_m = flux maximal et t_f = 99% de masse restituée

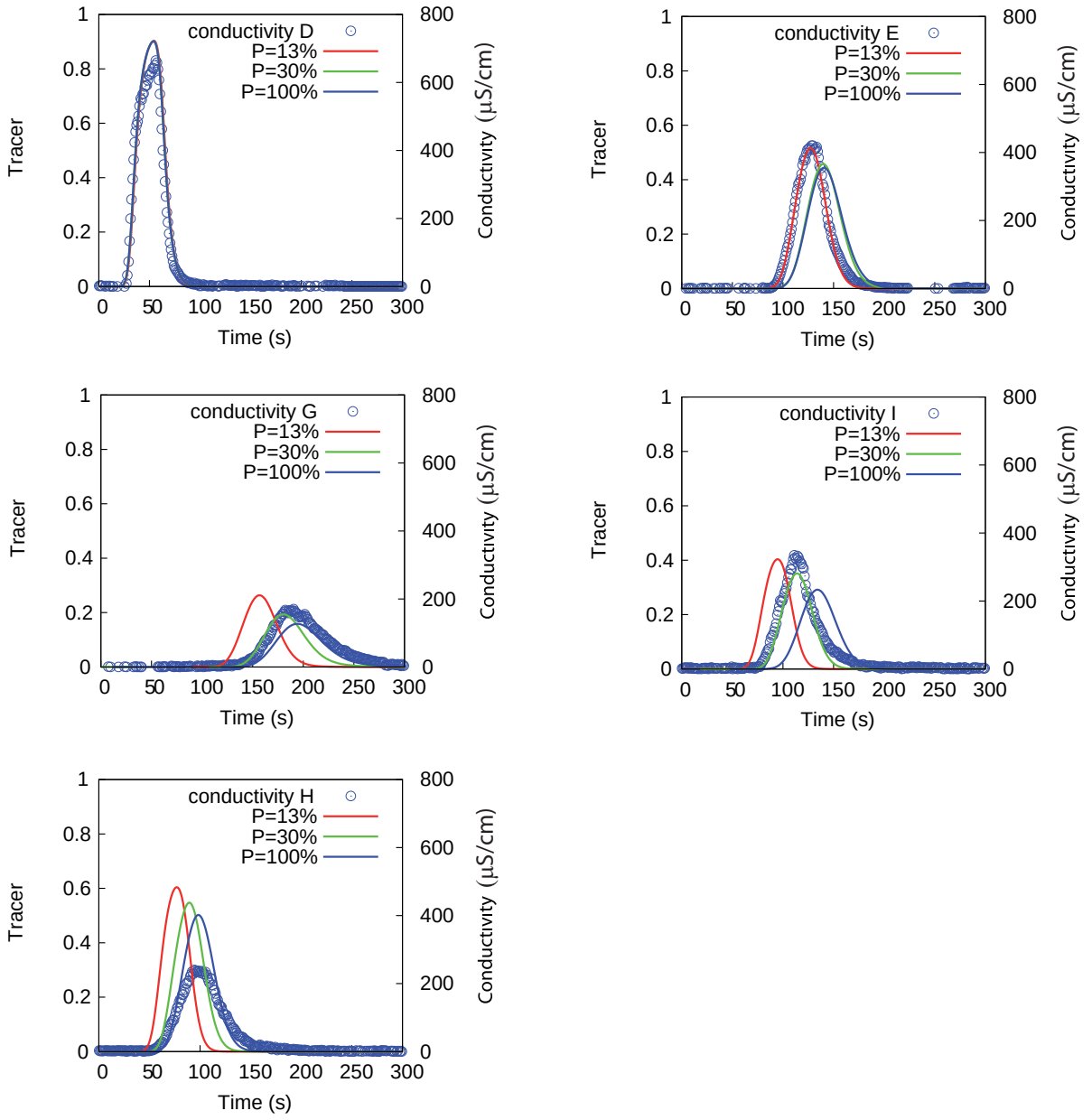


FIG. 2.10 – Courbes de restitutions pour les différents points d'injection, pour différents paramètres de la loi de Lawrence (traits de couleur). Les ronds représentent la conductivité mesurée. Le temps en seconde est indiqueé en abcisse.

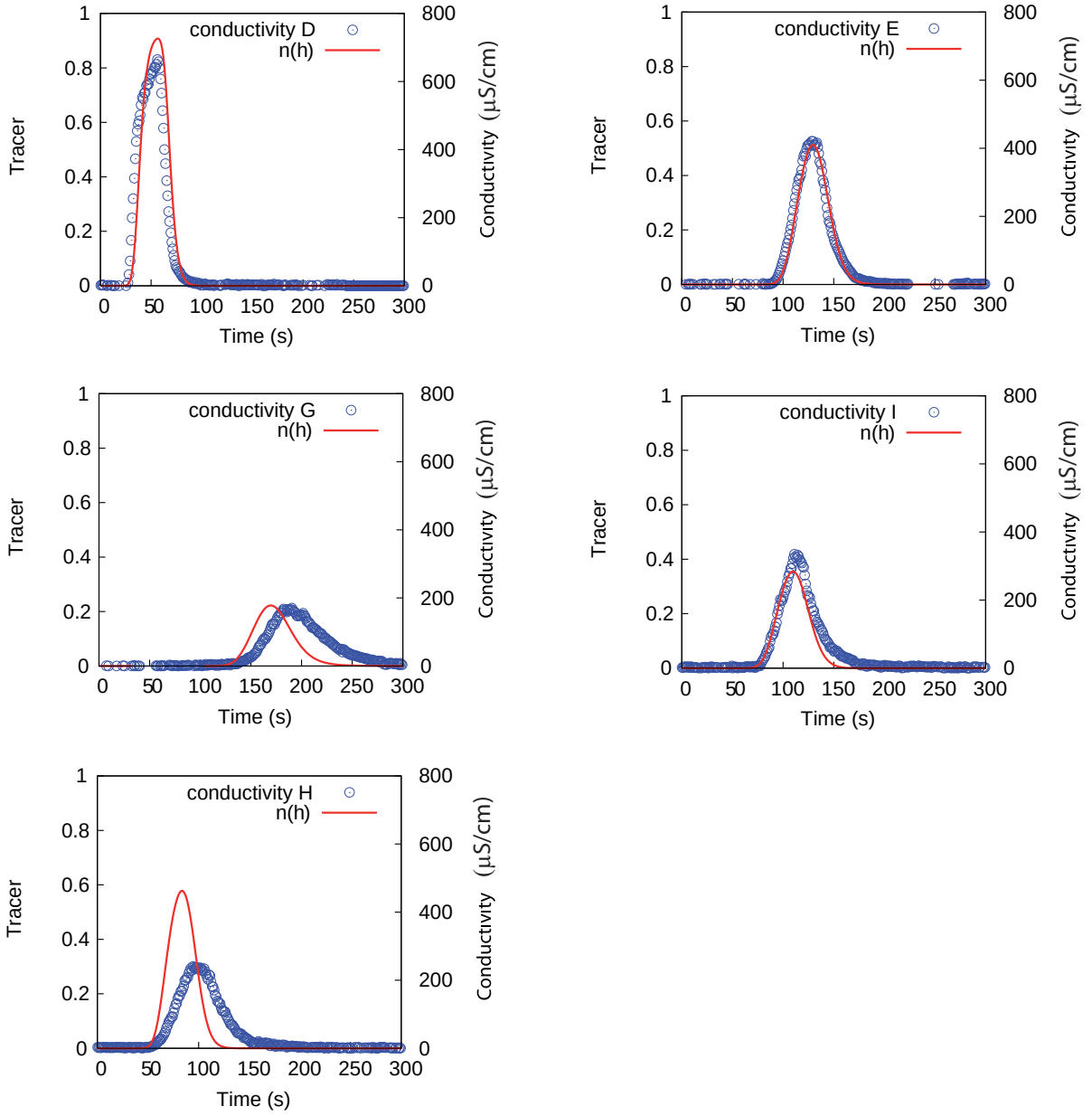


FIG. 2.11 – Courbes de restitutions pour les différents points d'injection, avec le même jeu de paramètres pour la loi de Manning avec friction dépendante de la hauteur de lame d'eau (traits de couleur). Les ronds représentent la conductivité mesurée.

Caractérisation des écoulements L'effet relatif des différentes lois de rugosité en fonction de la hauteur d'eau peut être visualisé en se ramenant à un équivalent du facteur de friction dans la loi de Darcy-Weisbach. Le facteur de friction est constant par rapport à la hauteur de lame d'eau tandis que les autres lois introduisent une dépendance à cette hauteur d'eau (Fig. 2.12).

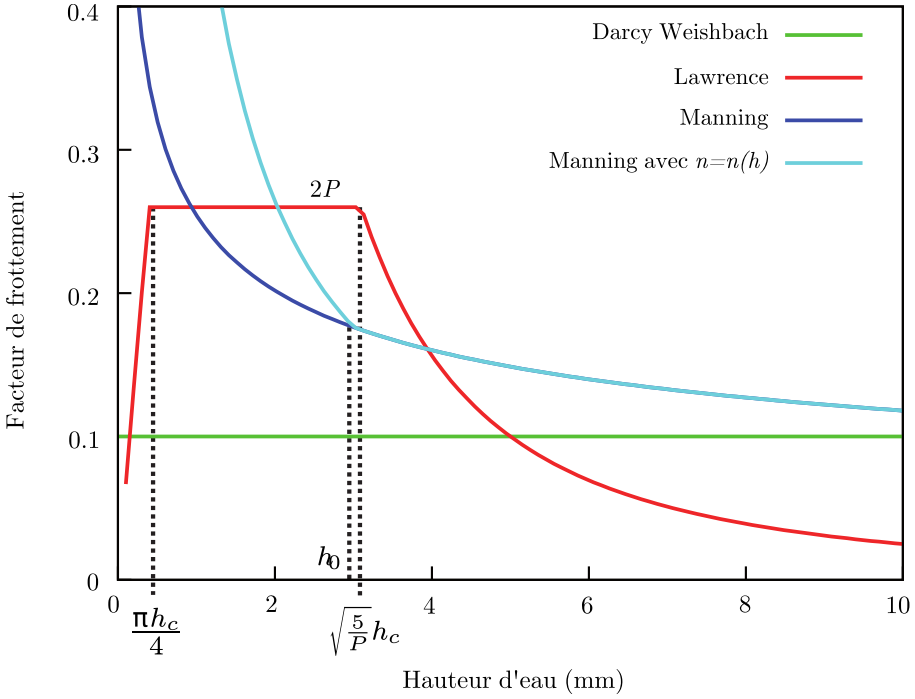
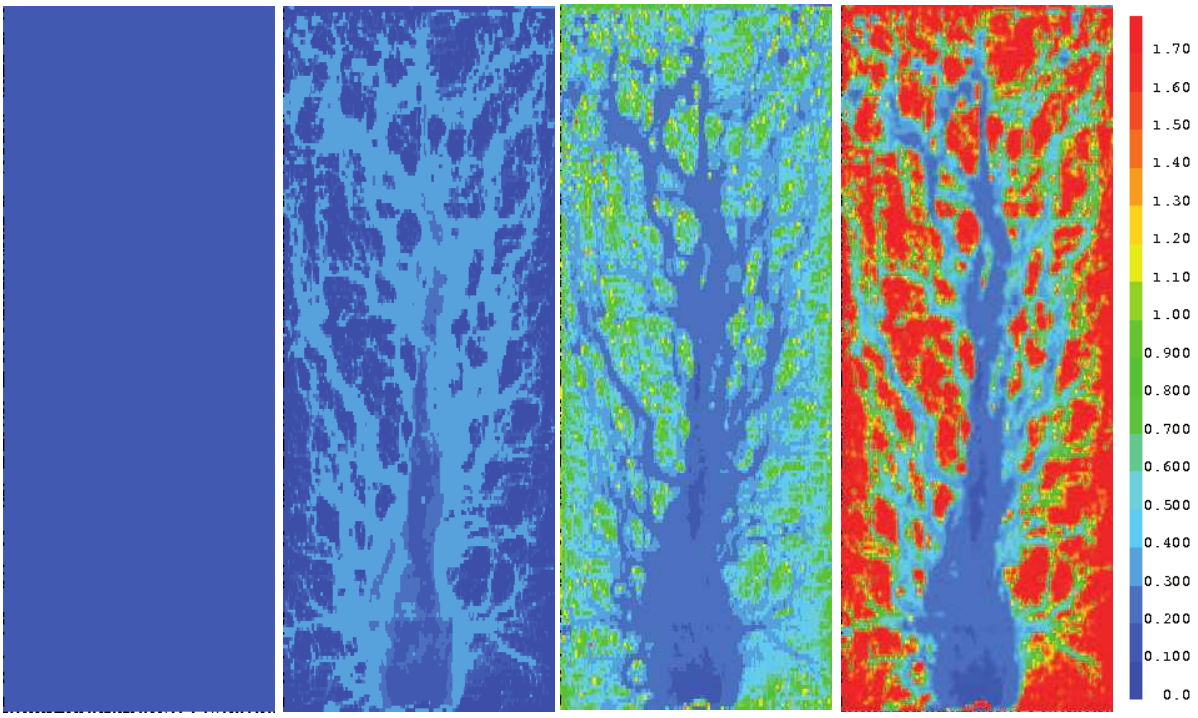


FIG. 2.12 – Facteurs de friction équivalent à celui de la formulation de Darcy-Weisbach pour les différentes lois testées, en fonction de la hauteur de la lame d'eau. Les paramètres utilisés sont ceux calibrés pour le point D (voir Tab. 2.2)

Dans ce référentiel, la loi de Manning se comporte également comme un facteur de friction dépendant de la hauteur d'eau. Les facteurs de friction équivalents sont tracés sur la figure 2.13 pour les hauteurs d'eau atteintes à l'état permanent lors des simulations. On observe que ces facteurs sont fortement variables dans l'espace tandis que les hauteurs d'eau (Fig. 2.14) sont comparables d'une loi à une autre.

Les plus fortes variations des facteurs de friction s'observent dans les zones de faibles hauteurs d'eau (moins de 3 mm) et c'est pour le modèle de Manning variable que les contrastes sont les plus élevés.

L'effet combiné du facteur de friction et de la hauteur d'eau s'observe sur les vitesses d'écoulement (Fig. 2.15). À nouveau les valeurs sont comparables dans la rigole centrale. En revanche la loi de Lawrence induit des vitesses plus élevées que la loi de Darcy-Weisbach dans les zones de faible hauteur d'eau. Les lois de Manning et Manning variable induisent au contraire des vitesses beaucoup plus faibles dans les zones de faible hauteur d'eau, et donc ayant un facteur de friction élevé.



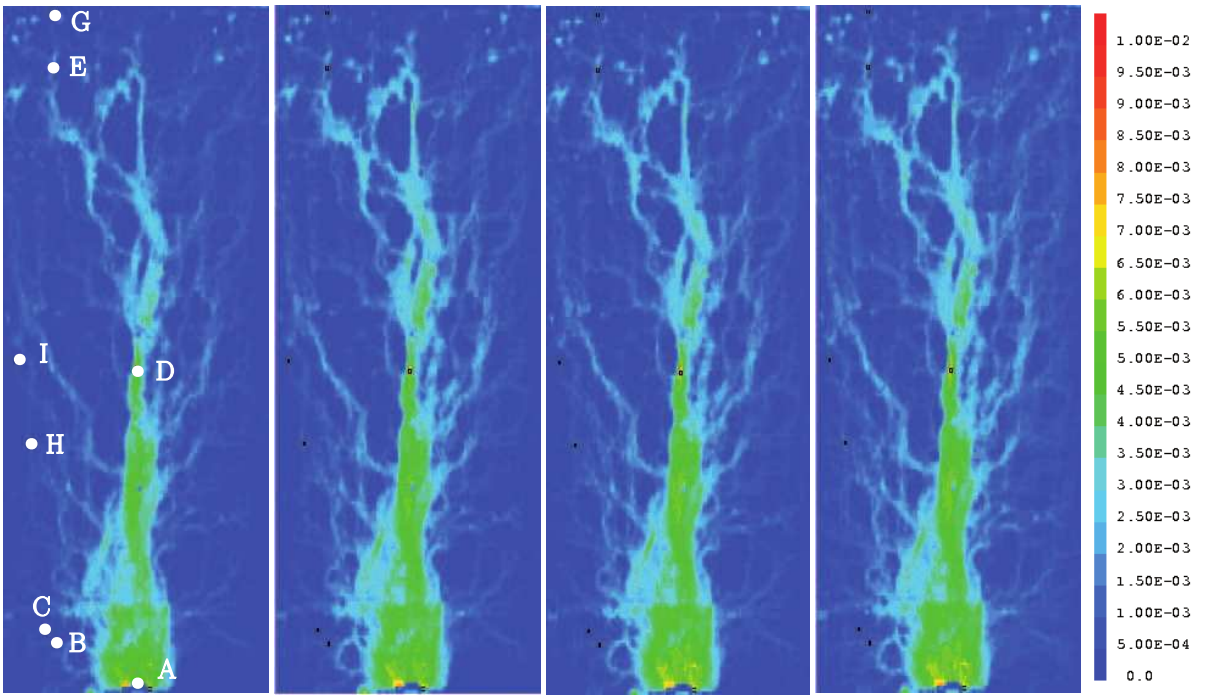
(a) DW f=0.1 (b) Lawrence (c) Manning n=0.018 (d) Manning n(h)

FIG. 2.13 – Valeur du facteur de friction en équivalent à la formulation de Darcy-Weisbach pour différentes lois de rugosité.

Masse de traceur récupérée On compare ici la masse de traceur récupérée expérimentalement et celle simulée. Cette masse est à mettre en relation avec la quantité de traceur qui s'est infiltrée et qui n'est donc pas restituée. Les résultats sont résumés dans le tableau 2.4.

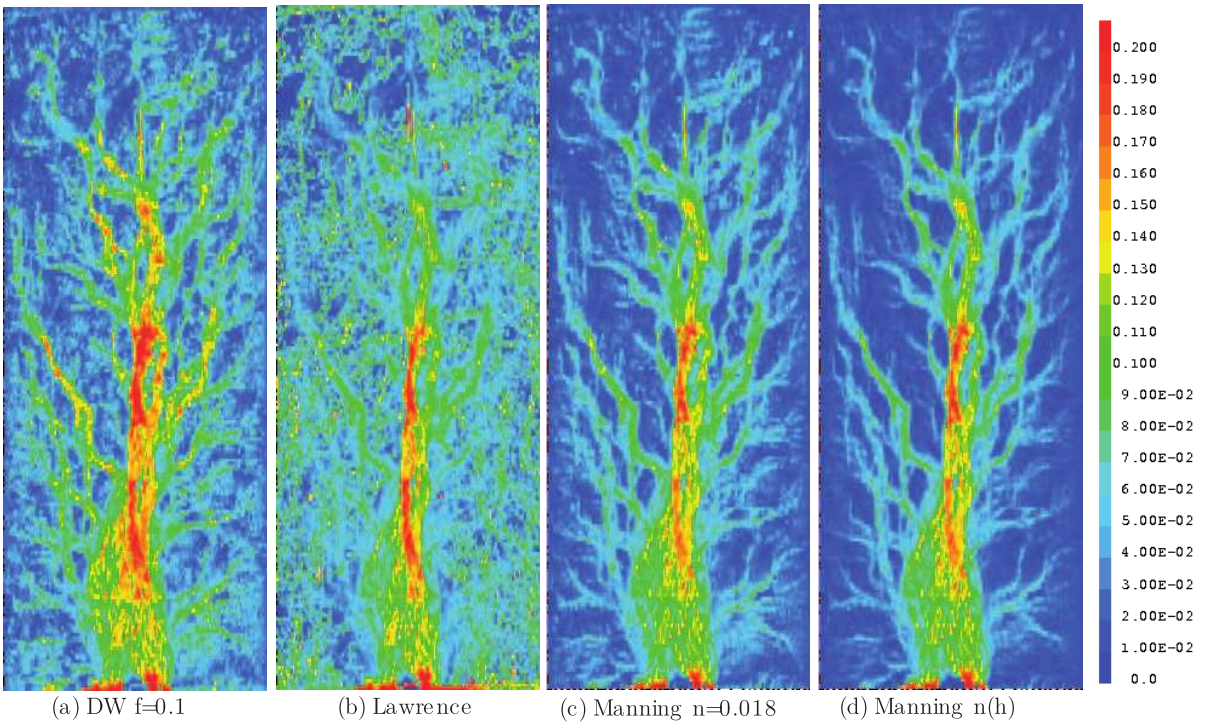
TAB. 2.4 – Pourcentage de masse de traceur récupérée selon le point d'injection et la loi de rugosité, pour les paramètres optimisés (Tab. 2.2).

Point d'injection	Expérience	Darcy Weisbach	Lawrence	Manning	Manning avec $n = n(h)$
			%		
D	82	92	92	92	92
E	57	63	62	63	63
G	44	34	32	34	35
I	53	44	43	44	44
H	50	63	63	63	64



(a) DW f=0.1 (b) Lawrence (c) Manning n=0.018 (d) Manning n(h)

FIG. 2.14 – Hauteur de la lame d'eau en mètre pour différentes lois de rugosité.



(a) DW f=0.1 (b) Lawrence (c) Manning n=0.018 (d) Manning n(h)

FIG. 2.15 – Norme des vitesses de ruissellement ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) pour différentes lois de rugosité.

On s'aperçoit que la loi de rugosité influe très peu sur le pourcentage de masse restituée simulé et que l'erreur est d'environ 10 % de la masse mesurée pour une injection dans une rigole principale et 20 % pour les autres points. On a noté lors d'expériences numériques que la résolution du MNT influe sur les taux de restitution. On note aussi que ce n'est pas le temps de résidence ou la distance parcourue qui conditionne la restitution. Par exemple, l'injection au point **I** montre une sortie plus rapide mais en quantité moindre que pour l'injection au point **E**. Le modèle analytique dans des conditions simplifiées (géométrie 2D verticale, pente uniforme) a été mis en place pour vérifier la validité des résultats et obtenir l'ordre de grandeur de la masse restituée (voir section 2.3.2, Éq. 2.33). Dans ce modèle simplifié, la masse restituée dépend uniquement de l'intensité de la pluie et du taux d'infiltration, et est indépendante de la loi de rugosité considérée. En faisant une application numérique pour le point **D** (pluie de 75 mm h^{-1}, infiltration de 26 mm h^{-1} et distance à l'exutoire de 5.31 m), on obtient un taux de restitution de 71 %, à comparer à 82 % mesuré et 92 % simulé. Ces écarts s'expliquent par les différences de concentration, le modèle simplifié ne prenant pas en compte les apports latéraux d'eau ruisselée, ni les effets de diffusion. Or une plus forte dilution implique un effet moindre de l'infiltration. Les écarts observés entre les simulations et l'expérimentation peuvent aussi être dus aux variations du taux d'infiltration en fonction de la hauteur d'eau. Cet effet est négligé dans le modèle découplé et l'infiltration est considérée uniforme. Néanmoins l'infiltration est légèrement modifiée par la hauteur de la lame d'eau comme le montrent la littérature et les expériences numériques Philip [1958] ; Freyberg et al. [1980]. Cette hypothèse d'une infiltration supérieure dans la rigole principale et moins importante dans les zones peu submergées va dans le sens des taux de restitution simulés.

Conclusion Les valeurs optimisées des paramètres des lois de rugosité pour les différents points d'injection diffèrent de celles trouvées pour la calibration des vitesses instantanées. Cependant, les mesures ne sont pas effectuée au même moment. Dans la littérature, Sepaskhah et Bondar [2002] estiment que le coefficient de Manning peut diminuer de $60 - 70$ % après 3 irrigations.

Les deux modèles classiques, Darcy-Weisbach et Manning, ne permettent pas de simuler correctement à la fois les hautes et les faibles vitesses ce qui est cohérent avec les modélisations de vitesses instantanées. Pour la loi de Lawrence, un seul jeu de paramètres ne suffit pas pour modéliser le traçage alors que ce modèle améliore la simulation des vitesses par rapport à un modèle à un paramètre. La validité des hypothèses de la loi de Lawrence dans notre situation peut être remise en question car ce modèle suppose une répartition des hétérogénéités homogène et périodique. Dans notre cas, il existe plusieurs niveaux d'hétérogénéité car, d'une part, les rigoles traversées ont des tailles variables, et d'autre part l'érosion qui a lieu dans les zones de forte hauteur d'eau a enlevé les plus grosses particules.

Pour les différentes lois de frottement testées, seule la loi de Manning variable permet d'utiliser un unique jeu de paramètres pour les 5 points d'injection considérés. Ce modèle, plutôt phénoménologique, semble bien décrire le phénomène de rugosité dépendante de la hauteur de lame d'eau. La sensibilité à la résolution du MNT laisse supposer que la précision du MNT ne

permet pas de représenter toutes les hétérogénéités de surface qui ont un effet notable sur les écoulements. L'injection au point **H** a été faite hors de la rigole sur un monticule dont la taille est inférieure à 2.5 cm, ce qui peut expliquer les résultats de modélisation en ce point.

2.5 Conclusion

Les expériences de mesure des vitesses de ruissellement et de traçage nous ont permis de tester quatre lois reliant vitesse, rugosité et hauteur de lame d'eau. Les deux lois couramment utilisées (Darcy-Weisbach et Manning) sous-estiment les vitesses élevées. La loi de Lawrence semble modéliser de façon satisfaisante le champ de vitesse mais ne permet pas de rendre compte correctement du coefficient de restitution du traceur avec un seul jeu de paramètres. La calibration des paramètres, qui ont un sens physique, montre que ceux ci sont corrélés avec la granulométrie du sol. Les hétérogénéités au sein de la parcelle peuvent expliquer la nécessité d'utiliser des jeux de paramètres dépendant du point d'injection considéré. La loi de Manning modifiée pour amplifier la dépendance entre la vitesse et la hauteur de la lame d'eau donne les meilleurs résultats de calibration des vitesses et de restitution des traceurs. Les paramètres varient peu entre les deux expériences et vont dans le sens d'une rugosité moindre après plusieurs pluies successives. L'hypothèse d'une variation suivant une loi de puissance de la rugosité par rapport à la hauteur de lame d'eau semble être vérifiée pour les faibles hauteurs d'eau.

Par ailleurs, ces expériences ont permis de confronter le modèle couplé surface/subsurface à un cas réel. On a ainsi montré que la prise en compte de l'infiltration dans un sol sableux, en trois dimensions, conduit à des temps de calcul longs. Cela suppose de connaître, par ailleurs, les lois et paramètres du sol. Pour ces raisons le modèle de surface seule à été retenu pour comparer les modèles de rugosité.

Dans des conditions de calcul optimisées et en connaissant avec certitude les paramètres du sol, il serait intéressant d'étudier avec le modèle couplé l'effet des lois et de leur paramètres sur la montée des hydrogrammes observés. En effet, l'infiltration et la rugosité sont plus faibles pendant la deuxième expérience, ce qui est imputable à une modification de la surface et, peut-être, à l'augmentation de la teneur en eau. Il serait aussi intéressant de simuler le traçage dans le modèle couplé complet, pour prendre en compte l'effet de la hauteur de la lame d'eau sur l'infitration.

On soulignera enfin l'intérêt d'expérimentations similaires pour étudier de manière fine la physique simulée par un modèle distribué lorsque le nombre de paramètres de calage est important et que les effets de la variabilité sous-maille, dans notre cas la rugosité, ne sont pas pris en compte dans le modèle.

Chapitre 3

Placettes de 1m^2 - Sol naturel sous pluie simulée

Sommaire

3.1 Effet de la pente et de l'encroûtement sur l'infiltrabilité **52**
3.1.1 Les expériences de pluie simulée sur deux pentes 52
3.1.2 Le modèle d'infiltration, perméabilité évoluant avec le temps 55
3.1.3 Résultats et discussion 56
Croûtes et micro-relief 56
Infiltration et modélisation 58
Discussion 59
Conclusion 62
3.2 Effet de la variabilité spatiale sur l'infiltrabilité **63**
3.2.1 Les expériences de pluie simulée sur répliques 63
3.2.2 Modèle de Philip avec perméabilité stochastique 64
Le modèle de Philip pour une pluie constante 64
Ruissellement sur une distribution de perméabilités 66
Effet de la distribution sur l'infiltrabilité finale 68
3.2.3 Résultats 69
Infiltrabilité finale 69
Effet de la distribution sur la dynamique de ruissellement 72
Résultats de modélisation 74
3.3 Conclusion **76**

Introduction

Les expériences présentées dans ce chapitre sont effectuées sur le terrain, dans le bassin versant de Houay Pano, Laos (présenté en détails dans le chapitre 4). Ces investigations sous pluie simulée et sur placettes de $1m^2$ ont été effectuées dans le but de caractériser l'infiltrabilité du sol tel qu'il est juste avant le semis. Il s'agit donc d'un sol nu en milieu naturel et partiellement préparé. Deux plans d'expériences ont été menés, le premier sur un sol tamisé et préparé dans l'esprit de la parcelle de Thies, afin de mesurer le processus d'encroûtement et son influence sur l'infiltration, et le second sur un sol préparé grossièrement afin de mesurer l'influence des antécédents de culture sur l'infiltration. L'objectif est double. Il s'agit, d'une part, de mieux comprendre des comportements originaux observés depuis plusieurs années, tels qu'une augmentation de l'infiltration avec la pente pour des pentes fortes ($> 60\,\%$) (Sect. 3.1) et un impact fort de l'antécédent de culture sur l'infiltration (Sect. 3.2), et, d'autre part, de choisir et tester les modèles disponibles dans la littérature pour ce type de sol et le type de données expérimentales disponibles.

Par ailleurs, nous abordons aussi le problème de la prise en compte de l'hétérogénéité spatiale dans les modèles de partition ruissellement/infiltration à l'échelle d'un versant. En effet certaines expériences, menées sur plusieurs répliques de sol de même pente et de même antécédent de culture, permettent d'appréhender la variabilité de la production de ruissellement à petite échelle.

3.1 Effet de la pente et de l'encroûtement sur l'infiltrabilité

L'effet de la pente du sol sur l'infiltration a été étudié sous conditions naturelle et simulée pour des pentes en général inférieures à $30\,\%$. Parfois, aucune relation entre la pente et l'infiltration n'est observée [Mah et al., 1992 ; Cerdà et García-Fayos, 1997], parfois l'infiltration diminue lorsque la pente augmente [Fox et al., 1997 ; Cheng et al., 2008 ; Essig et al., 2009] ou augmente lorsque la pente augmente [Abrahams et al., 1988 ; Assouline et Ben-Hur, 2006]. Pour des sols fraichement labourés sur de fortes pentes (de $20\,\%$ à $100\,\%$) et dans des conditions naturelles, l'infiltration augmente lorsque la pente augmente [Janeau et al., 2003]. L'expérience présentée (Sect. 3.1.1) vise à observer les processus responsables de cette augmentation de l'infiltration avec la pente. La littérature (Chap. 1) propose différents modèles pour simuler l'infiltration dans un sol qui s'encroûte. L'utilisation d'un modèle global, présenté en Section 3.1.2, permet d'analyser les cinétiques d'infiltration et d'encroûtement observées. Les résultats présentés ici font l'objet de Ribolzi et al. [2011].

3.1.1 Les expériences de pluie simulée sur deux pentes

Les expériences de pluies simulées sont menées dans le bassin versant de Houay Pano au Laos (voir la présentation du site dans le chapitre 4). Deux parcelles expérimentales d'environ $10\,\mathrm{m}^2$ sont choisies sur un même versant (Fig.3.1) et sur un sol de type Alfisol.

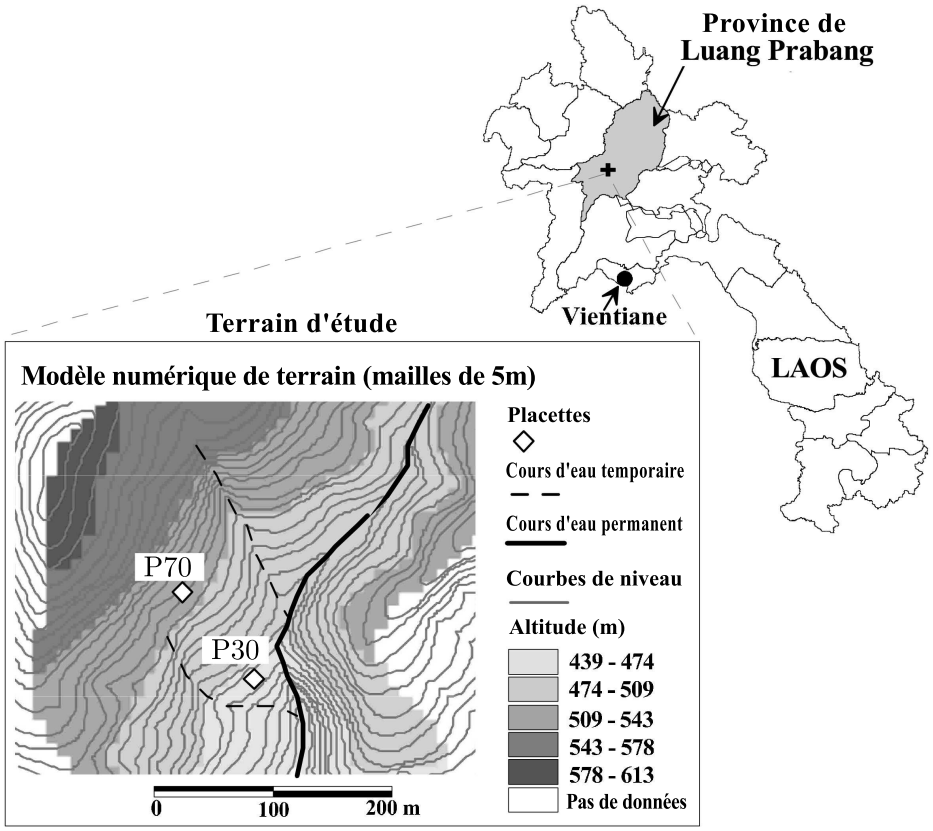


FIG. 3.1 – Localisation des deux parcelles expérimentales sur un versant du bassin de Houay Pano (adapté de Ribolzi et al. [2011])

Le sol est préparé pour obtenir deux parcelles homogènes et identiques, mis à part la pente qui est de 30 % (environ 17°) pour la parcelle P30 et de 75 % (environ 43°) pour la parcelle P75. Le sol est bêché jusqu'à une profondeur d'environ 7 cm, puis tamisé pour obtenir un lit de semences dont les agrégats font moins de 4 mm (le protocole suivi est décrit dans Fox et al. [1997]). Finalement, un cadre en métal de 1 m × 1 m est inséré au centre de chaque placette. Les cotés sont enfoncés sur 10 cm tandis que les faces supérieures et inférieures sont libres, pour permettre le passage de l'eau dans le sol sous la placette (Fig. 3.2).

On peut observer lors des expériences une bande de sol de quelques centimètres protégée de la pluie par le cadre métallique. Cette zone située dans la partie haute de la placette est d'autant plus grande que la pente est forte (10 cm pour P75 et 1 cm pour P30). Différentes propriétés physiques et chimiques ont été mesurées dans le lit de semence préparé (Tab.3.1). La texture du sol obtenu est celle d'un limon argileux. Les paramètres mesurés sont similaires pour les deux pentes.

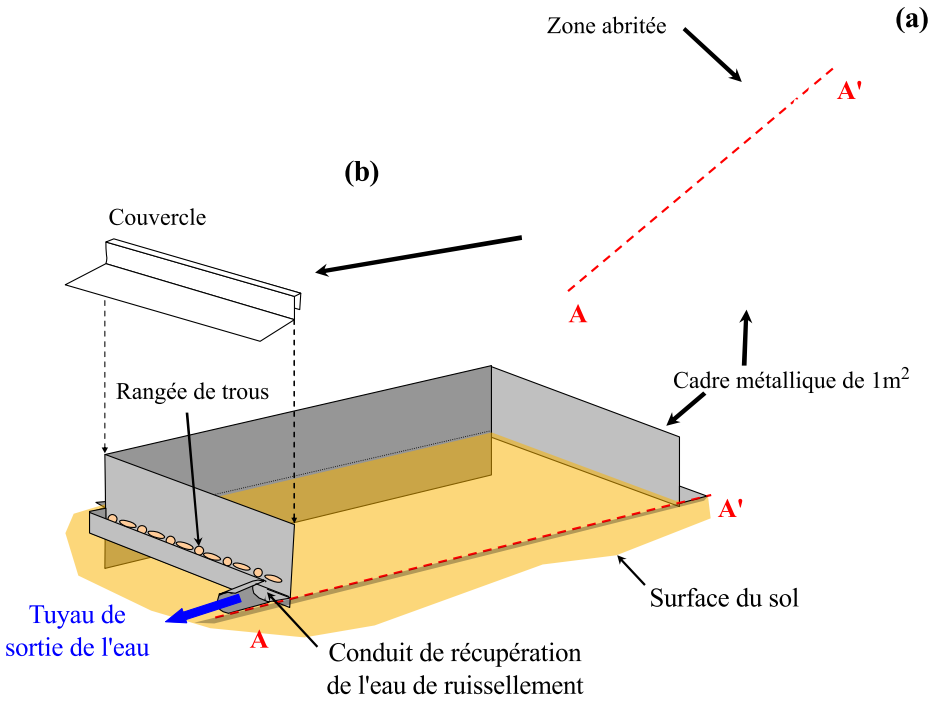


FIG. 3.2 – (a) Photographie de la parcelle P75 après le début de la première pluie simulée et (b) schéma du dispositif de récupération du ruissellement (adapté de Ribolzi et al. [2011]).

TAB. 3.1 – Propriétés physiques du sol ($0 - 5\,\text{cm}$) pour les deux parcelles.

	Pente	ρ	Argile	Limon	Sable	MO	N	pH (H_20)	CEC
	%	g cm^{-3}	%			g kg^{-1}			mmol kg^{-1}
P30	30	1.37	35.6	38.7	25.7	4.3	2.2	6.1	16.1
P75	75	1.33	37.2	34.6	28.2	4.1	2.2	6.8	19.2

ρ = Densité apparente ; Argile $< 2\,\mu\text{m}$; Limon $2 - 50\,\mu\text{m}$; Sable $50 - 200\,\mu\text{m}$; MO = Matière organique ; N = Azote ; CEC = Capacité d'échange des cations

L'expérience consiste en deux pluies simulées pour chaque placette. Le simulateur de pluie portable (décrit dans Casenave et Valentin [1992]) permet d'obtenir des tailles et énergies cinétiques de gouttes comparables aux pluies tropicales de même intensité. Le simulateur de pluie est installé de manière à compenser l'inclinaison du sol et obtenir une pluie verticale et l'intensité de pluie est contrôlée avant l'expérience en utilisant une placette imperméable. La première pluie simulée dure 90 min avec une intensité de $60\,\text{mm h}^{-1}$. La seconde pluie simulée à lieu 5 h plus tard et dure 30 min avec une intensité de $120\,\text{mm h}^{-1}$.

La teneur en eau est mesurée avant l'expérience par gravimétrie. La valeur trouvée, identique pour les deux placettes, est de 9 %. Pendant l'expérience, la teneur en eau est mesurée en continu par une sonde TDR (Time Domain Reflectrometry ; Réflectrométrie en Domaine Temporel ;

modèle TRIME-FM et sonde TRIM-PICO32). La sonde est à moins d'un mètre de distance du cadre métallique, enterrée à l'interface sol/lit de semence à une profondeur d'environ $5 - 6\,\mathrm{cm}$.

La partie inférieure du cadre métallique est percée de trous et une gouttière permet la collecte du ruissellement (Fig. 3.2b). Le volume collecté ($\mathrm{V_c}$) est mesuré toutes les 30 s après l'apparition du ruissellement. Le taux d'infiltration est alors la différence entre le taux de ruissellement ($\mathrm{V_c}/\Delta t$) et l'intensité effective de la pluie ($\mathrm{R_e} = \mathrm{R}\cos\alpha$ avec α la pente du sol). Les différentes caractéristiques hydrologiques sont résumées dans le tableau 3.2, et les mesures du taux d'infiltration sont tracées sur la figure 3.6.

Tab. 3.2 – Grandeurs caractéristiques des deux pluies simulées et du ruissellement observé.

	Première pluie simulée		Seconde pluie simulée	
	P30	P75	P30	P75
Hauteur de pluie (mm)	90	90	60	60
Durée de la pluie (min)	90	90	30	30
Intensité de pluie (mm $\mathrm{h^{-1}}$)	60	60	120	120
Temps de submersion (min)	16	24	<1	<1
Taux d'infiltration final (mm $\mathrm{h^{-1}}$)	8	27	6	21
Hauteur de la lame d'eau (mm)	0.4	0.3	0.6	0.5

Les mesures de sédiments en suspension, des pertes totales en terre estimées à partir des MNT et la génération des images de densité volumique par rayons X (Fig. 3.4) sont expliquées en détails dans Ribolzi et al. [2011].

3.1.2 Le modèle d'infiltration, perméabilité évoluant avec le temps

Il existe une large gamme de modèles pour appréhender l'infiltration dans un sol en train de s'encroûter (Chap. 1). La modélisation de l'encroûtement et de l'infiltration nécessite de nombreux paramètres physiques décrivant le sol :

- Une description fine de la variabilité horizontale et verticale des propriétés du sol (la formation de croûte n'est pas homogène),
- Les lois décrivant l'infiltration dans la croûte et dans le sol,
- L'évolution de ces paramètres dans le temps, évolution due à la modification de la croûte.

Il est difficile d'obtenir tous ces paramètres expérimentalement. Nous choisissons donc ici de représenter l'encroûtement par son comportement moyen à l'échelle de la placette. Ainsi, la placette est assimilée à un milieu homogène, dont l'infiltrabilité évolue dans le temps à cause de la formation de croûte [Brakensiek et Rawls, 1983]. Cette approche appliquée à des données réelles s'est avérée aussi satisfaisante que l'utilisation d'un modèle plus complexe dans la mesure ou tous les paramètres ne sont pas connus [Chahinian et al., 2006b].

Le modèle choisi est un modèle de type Green et Ampt dont la conductivité hydraulique décroit de manière exponentielle avec le temps [Silburn et Connolly, 1995] :

$$K_e(t) = K_f + (K_0 - K_f)e^{-(Rt/\ell)} \tag{3.1}$$

avec K_e, K_0 et K_f les conductivités hydrauliques équivalente, initiale et finale $[LT^{-1}]$, R l'intensité effective de la pluie $[LT^{-1}]$, t le temps [T] et ℓ une longueur caractéristique liée à la cinétique d'encroûtement [L]. La capacité d'infiltration f pour une pente α s'écrit [Chen et Young, 2006] :

$$f(t) = K_e(t)\left(\cos(\alpha) + \frac{SM}{F(t)}\right) \tag{3.2}$$

avec F l'infiltration cumulée (mm), $df/dt = F$, et $SM \equiv S.M$ le potentiel matriciel au front d'infiltration, où S est la succion au front et M la porosité initiale. Le ruissellement apparaît lorsque la capacité d'infiltration est inférieure ou égale à l'intensité de la pluie. Avant l'apparition du ruissellement, le taux d'infiltration est égal à l'intensité de la pluie. Ensuite, le taux d'infiltration est égal à la capacité d'infiltration.

Pour chaque pas de temps (de t_i à t_{i+1}) après l'apparition du ruissellement, on considère que la conductivité hydraulique est constante et vaut $K_e(t_i)$. L'intégration de l'équation (3.2) sur ce pas de temps donne :

$$\begin{aligned} K_e(t_{i+1})(t_{i+1} - t_i)\frac{\cos(\alpha)}{SM} = \quad & \frac{F(t_{i+1})}{SM} - \frac{1}{\cos(\alpha)}\ln\left(1 + F(t_{i+1})\frac{\cos(\alpha)}{SM}\right) \\ & -\frac{F(t_i)}{SM} + \frac{1}{\cos(\alpha)}\ln\left(1 + F(t_i)\frac{\cos(\alpha)}{SM}\right) \end{aligned} \tag{3.3}$$

Cette équation non linéaire en $F(t_{i+1})$ est résolue par une méthode itérative de type Newton-Raphson.

Les paramètres physiques et géométriques des deux placettes sont considérés identiques, à l'exception de la pente, de la porosité disponible initialement (M) et de la dynamique d'encroûtement représentée par ℓ. La porosité disponible est calculée à partir des teneurs en eau mesurées au début et à la fin des pluies simulées avec la sonde TDR. La succion au front S et la perméabilité initiale K_0 sont choisies parmi les valeurs proposées dans la littérature pour un limon argileux [Rawls et al., 1983].

3.1.3 Résultats et discussion

Croûtes et micro-relief

On distingue après la première pluie simulée deux principaux types de croûtes (Fig. 3.3) :

- des croûtes structurales composées d'une couche de surface rugueuse et peu compactée, de micro-agrégats grossiers, et d'une fine couche sous-jacente dense de micro-agrégats fins et compactés,
- des croûtes d'érosion, lisses et composées uniquement d'une couche de micro-agrégats bien compactés.

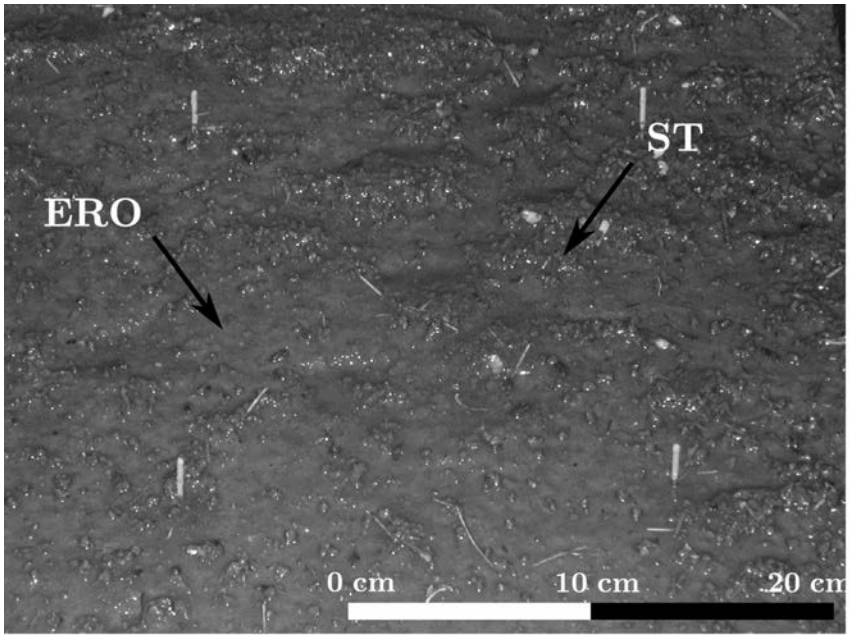


FIG. 3.3 – Détail de P30 : structure en rides avec (ERO) croûte d'érosion et (ST) croûte structurale, photo prise lors de la 2^{eme} pluie simulée, (adapté de Ribolzi et al. [2011]).

D'après les observations effectuées, les croûtes étaient déjà formées après la première pluie simulée. La mesure qui a lieu après la seconde pluie montre que 90 % de P75 est recouvert de croûtes structurales, les 10 % restant étant protégés de l'impact des gouttes par le cadre métallique. Sur la placette P30, 35 % de la surface est recouverte de croûtes structurales et 63 % de croûtes d'érosion.

Les images de densité volumique par rayons X des échantillons de sol permettent d'observer une coupe verticale d'un échantillon de sol non perturbé dans la zone protégée de la pluie sur P75 (Fig. 3.4a) et les croûtes formées sur P75 et P30 (Fig. 3.4b,c). Les densités volumiques estimées pour la couche de surface sont plus élevées pour les échantillons exposés à la pluie (P75 : $1.33 \pm 0.3\,\mathrm{g\,cm^{-3}}$ et P30 : $1.28 \pm 0.19\,\mathrm{g\,cm^{-3}}$) que pour l'échantillon de référence ($0.88 \pm 0.52\,\mathrm{g\,cm^{-3}}$). De plus, on voit sur P75 une structure en marche d'escalier ((Fig. 3.4b), avec des agrégats grossiers qui composent les marches, et des micro-agrégats fins et compactés qui forment la contremarche. L'épaisseur d'agrégats grossiers varie de 1 mm à près de 10 mm en amont de la contremarche. Cette structure ne s'observe pas sur P30 (Fig. 3.4c) dont la fine couche d'agrégats fins et compactés (croûte d'érosion) est présente de manière assez homogène, et parfois surmontée d'agrégats grossiers (croûte structurale).

La structure en marches de P75 devient évidente lorsqu'on calcule les pentes locales (Fig.3.5). Les zones de faible pente (pente $< 30\,\%$) correspondent aux croûtes structurales les plus fines, tandis que les zones de forte pente (pente $> 75\,\%$) correspondent aux croûtes structurales dont les agrégats sont les plus lâches.

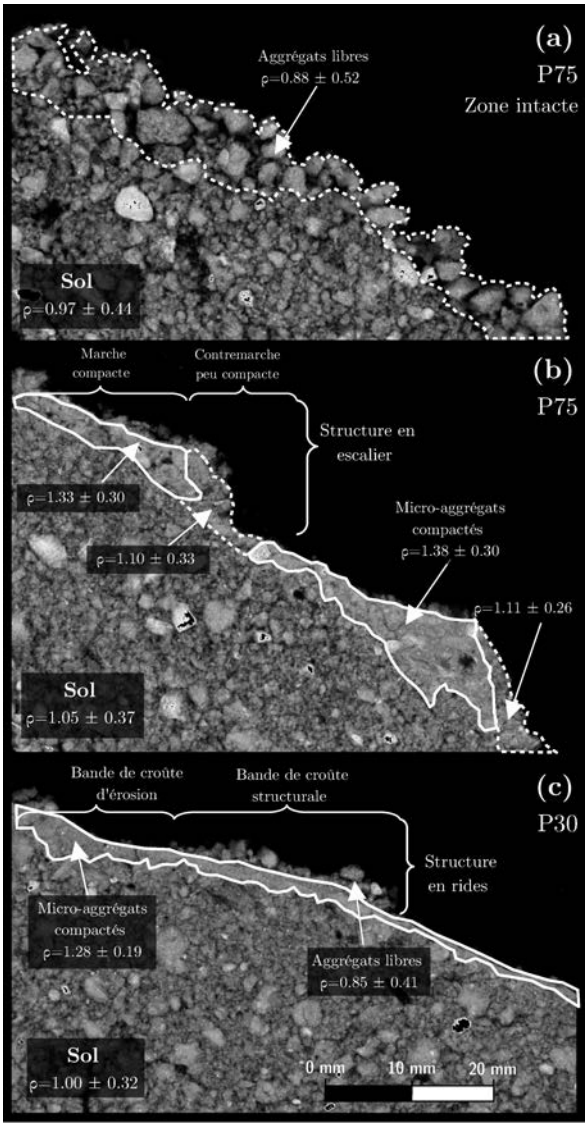


FIG. 3.4 – Mesure de masse volumique par rayons X, pour 3 échantillons de sol (a) P75 zone protégée de la pluie (b) P75 (c) P30 (adapté de Ribolzi et al. [2011]).

Infiltration et modélisation

La figure 3.6 présente le taux d'infiltration en fonction du temps pour les deux placettes P30 et P75. Lors de la première pluie simulée d'intensité 60 mm h^{-1}, le ruissellement apparaît plus tôt sur la placette P30 (16 min contre 24 min pour P75, voir Tab. 3.2). Le taux d'infiltration final sur P30 (8 mm h^{-1}) est atteint après une rapide décroissance tandis que le taux d'infiltration final sur P75 décroit lentement vers une valeur plus élevée (27 mm h^{-1}). Lors de la seconde pluie simulée d'intensité 120 mm h^{-1}, les deux placettes montrent une décroissante rapide de l'infiltration vers un taux d'infiltration de 6 mm h^{-1} pour P30 et 21 mm h^{-1} pour P75. Les temps d'initiation du ruissellement sont alors inférieurs à 1 min pour les deux placettes. Les dynamiques d'évolution de la teneur en eau (Fig.3.7) ont le même comportement. Lors de la première pluie, la teneur en

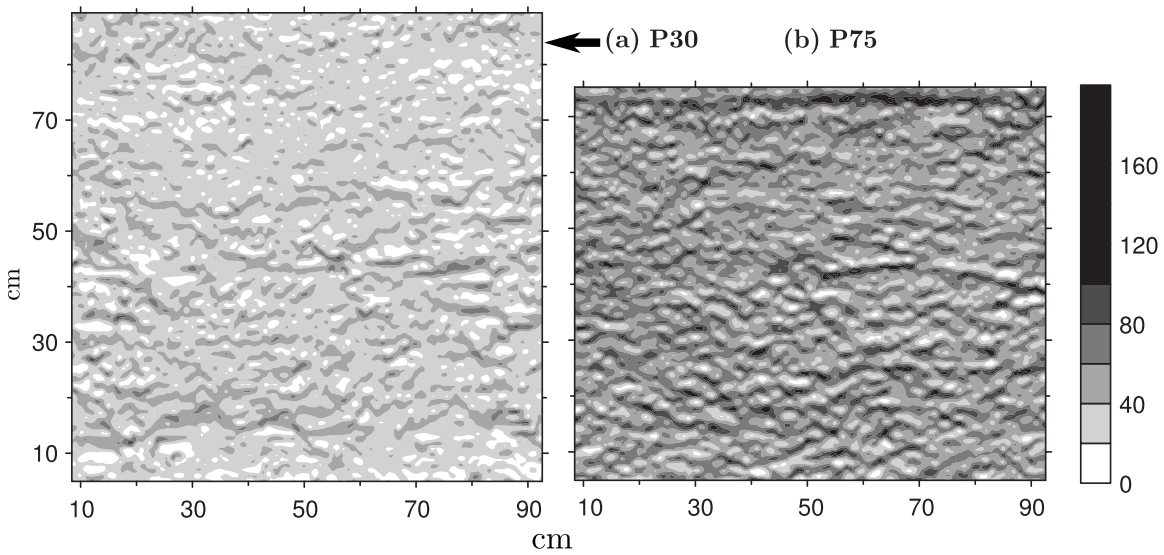


FIG. 3.5 – Pente en % calculée d'après le MNT, à la fin de l'expérience (a) P30 (pente moyenne 33 %) et (b) P75 (pente moyene 59) %), adapté de Ribolzi et al. [2011].

eau est stable et vaut environ 10 % pendant une dizaine de minutes. On peut considérer que cette période précède l'arrivée du front humide. Ensuite, la teneur en eau augmente plus rapidement et plus tôt pour P30 que pour P75. Cette période de passage du front humide autour de la sonde dure environ 20 min pour P30 et 45 min pour P75. La valeur finale de la teneur en eau est de l'ordre de 35 % pour les deux placettes. Au début de la seconde pluie simulée, la teneur en eau n'a diminué que de quelques pourcents pendant les 5 h d'intervalle.

Pour la calibration du modèle, on choisit K_f et ℓ comme paramètres pour minimiser l'écart entre le taux d'infiltration mesuré et celui modélisé. Les valeurs finales de K_e atteintes à la fin de la première pluie sont utilisées comme valeur de départ (K_i) pour modéliser l'infiltration de la seconde pluie. Les valeurs des paramètres fixés et des paramètres calibrés sont listées dans le tableau 3.3. L'évolution du taux d'infiltration moyen modélisé est tracée sur la figure 3.6, ainsi que le début de la courbe d'infiltration correspondant à un milieu n'évoluant pas. L'infiltration dans un sol statique, qui n'évolue pas dans le temps, et avec un modèle de Green et Ampt classique, ne permet pas de modéliser correctement le temps de submersion (tardif) et l'infiltration finale (faible) de P30.

Discussion

Les deux placettes finissent entièrement encroûtées après les deux pluies simulées. La structure résultante est celle observée sur P30 : une alternance de croûtes d'érosion et de croûtes structurales. La présence d'une pente supérieure à environ 60 % (angle de repos pour un pseudo-sable) entraîne l'affaissement des zones plus meubles et la formation de marches plus marquées. Ce processus aura tendance à s'entretenir dans le temps, les pentes localement très élevées préser-

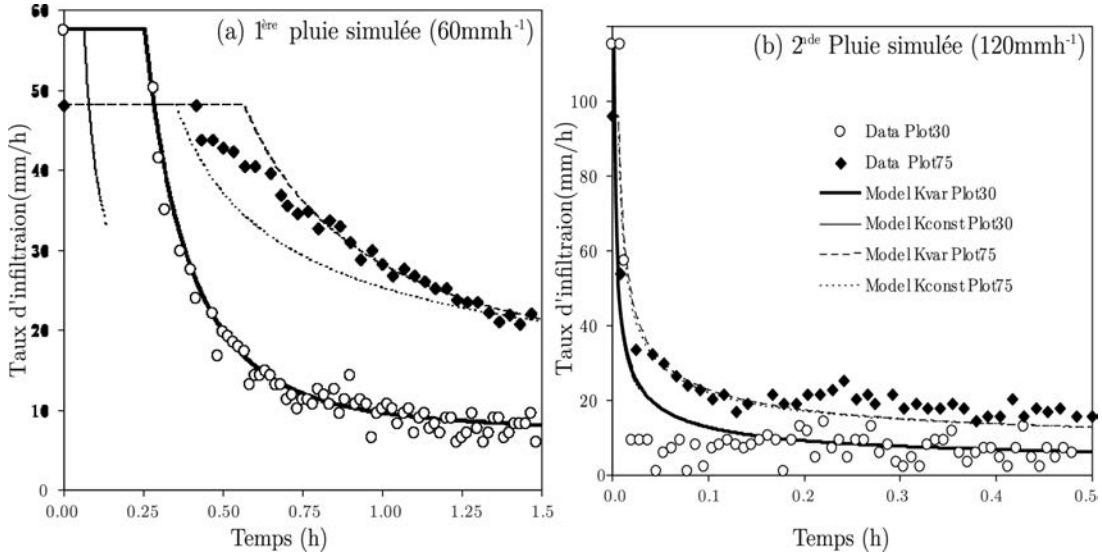


FIG. 3.6 – Taux d'infiltration mesuré et simulé en fonction du temps pour les deux pluies simulées (a) et (b). Kvar et Kconst représentent respectivement le modèle avec perméabilité variable et constante dans le temps, pour les placettes P30 et P70. (adapté de Ribolzi et al. [2011]).

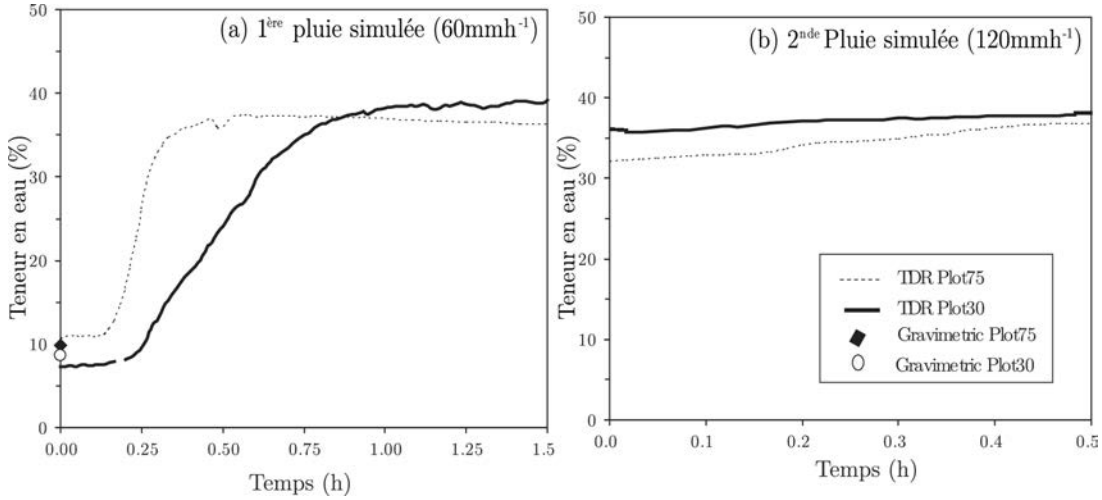


FIG. 3.7 – Teneur en eau pour les deux pluies simulées (a) et (b), mesurée avec une sonde TDR (lignes) et par gravimétrie (symboles) (adapté de Ribolzi et al. [2011]).

vant l'infiltrabilité. L'infiltration finale est plus élevée pour la placette de plus forte pente. Cette différence s'explique par la présence de plusieurs types de croûtes, en particulier des croûtes d'érosion pour la placette de faible pente. L'observation a montré que ces croûtes d'érosion sont moins perméables que les croûtes structurales.

Tab. 3.3 – Paramètres du modèle d'infiltration.

	Param. d'entrées			Param. fixes				Param. calibrés	
	R	R_e	Pente	M	S	P	K_i	K_f	ℓ
	– mm h^{-1} –		%	%	mm	mm	mm h^{-1}	mm h^{-1}	mm
P30	60	57.5	30	31.9	320	102.08	20	1.75	12
P75	60	48	75	25.7	320	82.24	20	8.5	26
P30	120	115	30	2.1	320	6.72	1.75	1.75	12
P75	120	96	75	4.6	320	14.72	8.76	8.5	26

R et R_e = intensités de pluie horizontale et effective ; P = Potentiel matriciel ($P = S \cdot M$) ; S = succion au front d'humidification ; M = porosité disponible ; K_i et K_f = conductivité hydraulique initiale et finale ; ℓ = paramètre de dimensionnement

La théorie de la dissipation de l'énergie cinétique de la goutte de pluie lors du phénomène de splash est cohérente avec le modèle que nous avons choisi. Dans cette théorie [Furbish et al., 2009], la composante normale au sol de la quantité de mouvement de la goutte d'eau est plus importante sur faible pente et la force correspondante est dissipée par compaction du sol ce qui favorise le tassement des particules fines et la formation de croûtes d'érosion. La composante tangentielle, elle, est dissipée latéralement sous la forme d'une force de cisaillement déplaçant les particules de sol. Par conséquent, plus la pente est faible plus le transfert de l'énergie cinétique de la goutte au sol est important ce qui favorise le tassement et l'encroûtement. Dans le modèle que nous utilisons, comparable à celui de Silburn et Connolly [1995], on peut montrer que le rapport Rt/ℓ représente l'énergie cinétique cumulée pendant le temps t disponible pour l'encroûtement. Nos résultats montrent que lorsque la pente diminue, l'inverse de la longueur caractéristique $1/\ell$ augmente, ce qui traduit donc une augmentation de l'énergie disponible pour l'encroûtement.

Le modèle utilisé permet de mettre en évidence la diminution au cours du temps de l'infiltrabilité moyenne sur les placettes, diminution due simultanément à l'encroûtement et à l'augmentation de la teneur en eau du sol. Il conduit à une modélisation satisfaisante du ruissellement. On constate que l'encroûtement est quasiment maximal avant la fin de la première pluie simulée. Lors de la seconde pluie simulée, la teneur en eau du sol est proche de la teneur en eau à saturation car le temps écoulé entre les deux pluies (5 h) n'est pas suffisant pour permettre une redistribution et une évaporation conséquente de l'eau dans le sol. Le ruissellement observé est donc dans la continuité de la simulation précédente.

La courbe d'infiltration de P75 montre une diminution progressive du taux d'infiltration à partir de 30 min lors de la première pluie simulée. Cette dynamique lente est caractéristique du ruissellement sur un milieu hétérogène, lorsque le ruissellement commence sur les zones les moins perméables et que la surface contribuant au ruissellement augmente avec le temps ([Nahar et al., 2004], Sect. 3.2).

Conclusion

Cette expérience permet d'intercomparer les processus d'infiltration sur des pentes élevées. Dans la littérature, la comparaison de l'infiltration sur des pentes inférieures à 30 % montre un effet inverse à celui observé ici : l'infiltration diminue lorsque la pente augmente [Assouline et Ben-Hur, 2006 ; Nord et Esteves, 2010]. En revanche, dans notre cas, et comme constaté par Janeau et al. [2003], l'infiltration augmente pour des pentes fortes. Par ailleurs, on constate que la transformation du lit de semence homogène fraîchement préparé en une surface accidentée et encroûtée est rapide. Les croûtes formées sont plus perméables sur une pente élevée (75 %) que sur une pente moyenne (30 %).

Le modèle simple mis en place ici restitue correctement ces phénomènes en considérant l'évolution moyenne des placettes. Il confirme que la modification de surface est rapide et terminée avant la seconde pluie simulée.

Il existe des modèles tels que celui proposé par Assouline et Mualem [1997] préférant une modélisation plus complète de la croûte et de sa formation. Il est alors nécessaire de connaître les lois hydrodynamiques du sol. L'utilisation d'un modèle à l'échelle de la croûte soulève un autre problème : l'état final est hétérogène alors que l'état initial est homogène. Une modélisation complète à l'échelle fine implique donc de pouvoir relier l'état initial à l'état final, sachant que le déclenchement de la formation d'une petite terrasse est un processus chaotique.

Par ailleurs, le système considéré est constitué de plusieurs couches : les croûtes, réparties de manière non homogène en surface (sur quelques millimètres de profondeur), le lit de semence non encroûté qui occupe $6 - 7$ cm de profondeur et le sol sous-jacent, non remanié donc plus compact. Le modèle utilisé considère l'effet moyen de ce domaine complexe. Une série de mesures de l'évolution de la teneur en eau à plusieurs profondeurs pour suivre l'avancée du front d'humectation permettrait de quantifier l'impact sur l'infiltration du sol intact sous le lit de semence.

3.2 Effet de la variabilité spatiale sur l'infiltrabilité

Les expériences de pluie simulée présentées dans cette section ont la particularité de révéler :
- des infiltrations finales différentes selon l'intensité de la pluie,
- des différences de comportement notable entre des parcelles considérées comme des répliques (et dont on attendait un comportement similaire).

Les modèles développés ici ont pour but de capter cette variabilité et sa dynamique. La simulation de pluie de la section précédente (3.1) est effectuée sur un sol travaillé et homogène au début de l'expérience. Par contre, les expériences de pluies simulées présentées ici sont les seules réalisées sur le bassin dans des conditions naturelles (sol non homogénéisé). La compréhension de ces résultats est une étape clé dans l'appréhension des mesures sous pluie naturelle abordées dans le chaptire 4. Un modèle d'infiltration sur un milieu homogène est établi, ce qui permet d'aboutir à une formulation semi-analytique de l'infiltration sur un sol hétérogène. Le comportement du modèle en termes d'infiltration finale et de dynamique est brièvement étudié avant d'être appliqué au cas concret des expériences.

3.2.1 Les expériences de pluie simulée sur répliques

Les expériences ont lieu au début de la saison humide, dans le bassin de Houay Pano. Le simulateur de pluie, décrit dans Casenave et Valentin [1992], est le même que celui décrit dans la section 3.1.1. Les simulations de pluie sont effectuées sur des placettes de $10\,m^2$. Au centre, un cerclage en métal de $1\,m^2$ est enfoncé d'environ 10 cm dans le sol. Toutes les placettes ont une pente de 45 %. Avant la simulation, les placettes sont débarrassées de leur végétation et des résidus organiques (feuilles, etc). Puis le sol est travaillé par un agriculteur local à l'aide d'une binette. Le lit de semence est ainsi préparé comme il le serait avant que du riz ne soit semé. Les placettes diffèrent finalement par leurs antécédents de mise en culture. Certaines sont choisies dans un champ où du riz est cultivé depuis 2 ans ou 3 ans, d'autres dans un champ récemment installé après une jachère de 2 ans, 3 ans ou 5 ans. Pour chaque antécédent, 3 répliques de placettes sont installées, soit un total de 15 placettes.

Sur chaque placette, on conduit une première expérience de 60 min avec une intensité de pluie de $67\,mm\,h^{-1}$ en moyenne. Environ 24 h plus tard, une seconde expérience de 30 min a lieu avec une intensité de pluie de $135\,mm\,h^{-1}$. Le volume ruisselé est mesuré toutes les minutes pour construire l'hydrogramme. La profondeur de travail du sol est mesurée sur 9 rangées lorsque le sol a séché après la seconde pluie. Ces hauteurs sont très inégales pour une même placette, et on choisit d'utiliser la valeur médiane pour les représenter. La surface est examinée par la méthode de Casenave et Valentin [1989] (Sect. 1.2.2) permettant de caractériser les états de surface. Les caractéristiques des pluies, ainsi que les états de surface relevés sont résumés dans le tableau 3.4. Un exemple de taux de ruissellement mesuré est tracé sur les figures 3.8 et 3.9.

Les taux d'infiltrations finaux varient fortement d'une parcelle à l'autre, même entre différentes répliques. Puique la pente considérée (45 %) est forte, les temps de submersion sont assimilés au temps d'apparition du ruissellement à l'exutoire. Pour les parcelles avec un antécé-

TAB. 3.4 – Synthèse des résultats expérimentaux pour les deux pluies simulées.

	Pluie 1 : 60 min				Pluie 2 : 30 min				Croûtes		
Nom*	R	I	y	t_p	R	I	y	t_p	ST	ERO	Total
	—— mm.h^{-1} ——			min	—— mm.h^{-1} ——			min	——— % ———		
1C1	72.0	62.40	9.60	5	144	105.6	38.4	1	3	20	23
2C1	71.0	68.00	3.00	7	144	121.0	23.0	2	8	0	8
3C1	71.2	62.80	8.40	7	144	91.2	52.8	2	25	4	30
1C3	58.2	37.00	21.20	5	115	41.0	74.0	1	55	30	85
2C3	60.0	51.00	9.00	5	120	58.8	61.2	1	72	3	75
3C3	59.0	52.88	6.12	4	144	90.0	54.0	1	25	40	65
1F2	72.0	64.80	7.20	5	130	110.2	19.8	2	7	9	16
2F2	72.0	70.50	1.50	5	144	133.0	11.0	2	4	3	7
3F2	72.0	71.10	0.90	6	144	141.3	2.7	3	5	0	5
1F3	71.0	68.90	2.10	17	130	92.0	38.0	2	20	17	37
2F3	60.0	59.28	0.72	9	130	120.0	10.0	11	5	3	8
3F3	71.0	63.00	8.00	6	130	95.8	34.2	2	10	26	36
1F5	65.0	64.76	0.24	30	133	130.0	3.0	9	4	0	5
2F5	65.0	57.50	7.50	13	133	104.8	28.2	6	6	0	6
3F5	66.0	64.80	1.20	6	133	112.6	20.4	3	7	1	8

R = intensité de pluie, I = taux d'infiltration final, y= taux de ruissellement, t_p = temps de submersion, ST : croûtes structurales, ERO : croûtes d'érosion

* iXj = $i^{\text{ème}}$ réplique dont l'antécédent de culture est de j années de C=riz et F=jachère

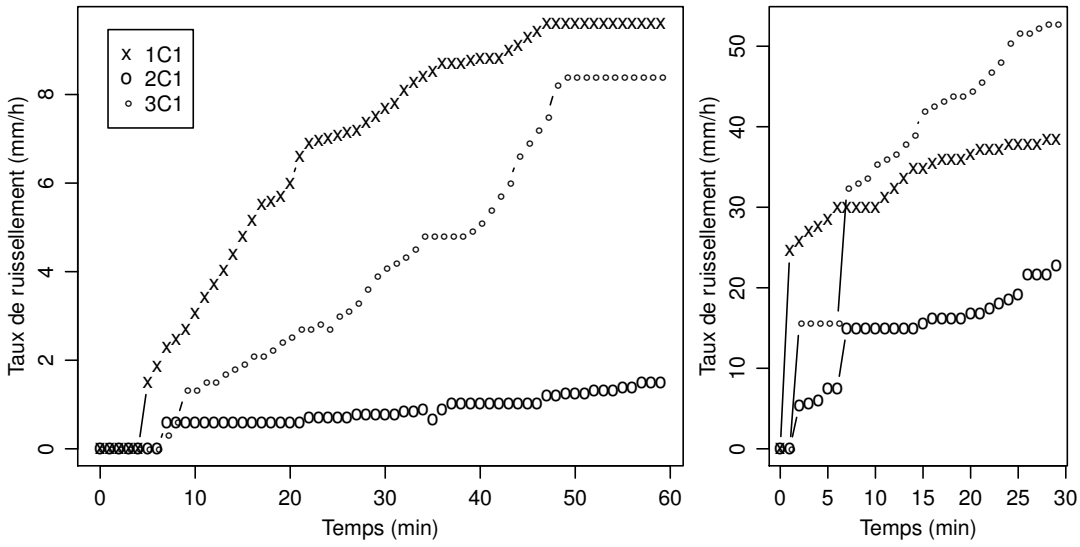
dent de culture, les temps de submersion sont de l'ordre de 5 min pour la première pluie et de 1 min pour la seconde. Pour les parcelles avec un antécédent de jachère, ils sont de l'ordre de 10 min et 4 min pour la première et seconde pluies. Enfin, les infiltrations finales sont plus élevées pour la pluie de plus forte intensité pour toutes les placettes considérées : l'infiltration finale est de l'ordre de 100 mm h^{-1} en moyenne pour la pluie d'intensité 144 mm h^{-1}, et 60 mm h^{-1} pour la pluie d'intensité 72 mm h^{-1}.

3.2.2 Modèle de Philip avec perméabilité stochastique

Le modèle de Philip pour une pluie constante

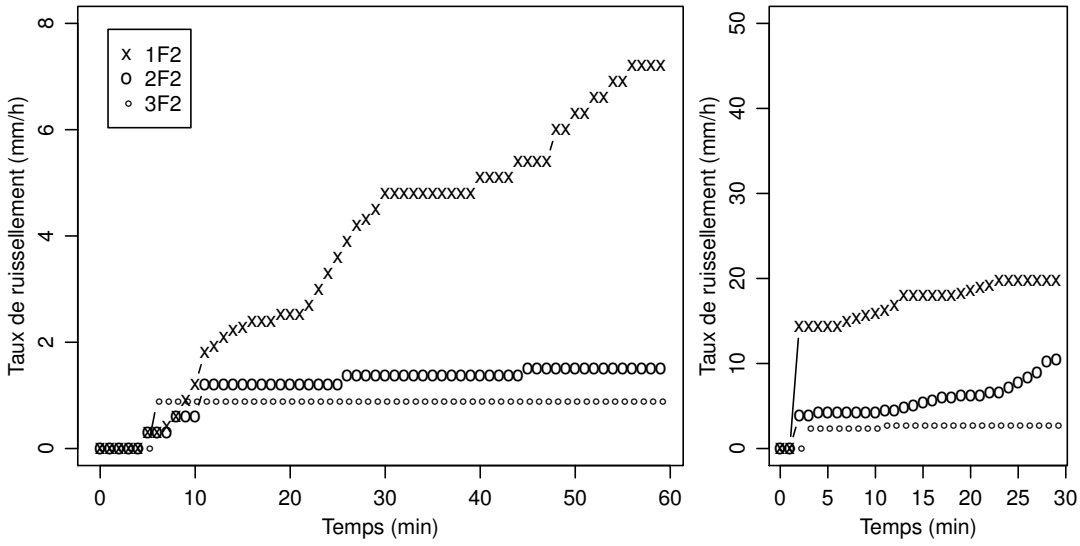
Le modèle de Philip [1969] est une approximation de l'équation de Richards régissant les écoulements en milieu poreux non-saturé. L'équation de Philip (Eq. 3.4) a l'avantage d'être linéaire selon la perméabilité et de dépendre de paramètres ayant un sens physique. En un point donné, la capacité d'infiltration f s'écrit pour un sol homogène auquel on impose une hauteur d'eau non nulle en surface :

$$f(t) = \frac{1}{2} S t^{-1/2} + K \tag{3.4}$$



(a) Pluie de $72\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$ (b) Pluie de $144\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$

FIG. 3.8 – Ruissellement mesuré pour les deux intensités de pluie sur les parcelles ayant un antécédent d'un an de culture de riz.



(a) Pluie de $72\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$ (b) Pluie de $144\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$

FIG. 3.9 – Ruissellement mesuré pour les deux intensités de pluie sur les parcelles ayant un antécédent de deux ans de jachères.

avec S la sorptivité $[LT^{-1/2}]$, t le temps $[T]$ et K la conductivité hydraulique $[LT^{-1}]$.

Dans cette équation le premier terme, en $t^{-1/2}$, représente la prédominance des forces capillaires au début de l'infiltration. Le seconde correspond à l'infiltration gravitaire, lorsque le gradient hydraulique en surface se rapproche de 1. Cette équation peut être utilisée avec une condition

aux limites de flux imposé (pluie) en considérant que le ruissellement apparaît lorsque la capacité d'infiltration devient inférieure ou égale à l'intensité de la pluie R (c'est le temps de submersion t_p). Pour utiliser l'équation de Philip au delà de ce temps on calcule le temps nécessaire (t_c) pour infiltrer la même quantité d'eau en condition de hauteur d'eau imposée (voir par exemple Cundy et Tento [1985]) et on utilise ce temps pour redéfinir l'origine des temps.

Le temps équivalent t_c tel que $Rt_c = f(t_c)$ s'écrit :

$$t_c = \frac{S^2}{4}\frac{1}{(R-K)^2} \tag{3.5}$$

et le temps de submersion t_p tel que $Rt_p = F(t_c)$, $F(t_c)$ étant l'infiltration cumulée au temps t_c :

$$t_p = \frac{1}{R}\int_0^{t_c} \frac{1}{2}St^{-1/2} + K\ dt = \frac{1}{R}\left(S\sqrt{t_c} + Kt_c\right) \tag{3.6}$$

Finalement, l'infiltration sous une pluie imposée est de la forme :

$$i(t) = \begin{cases} R & \text{pour } t < t_p \\ \dfrac{S}{\sqrt{t - t_p + t_c}} + K & \text{pour } t > t_p \end{cases} \tag{3.7}$$

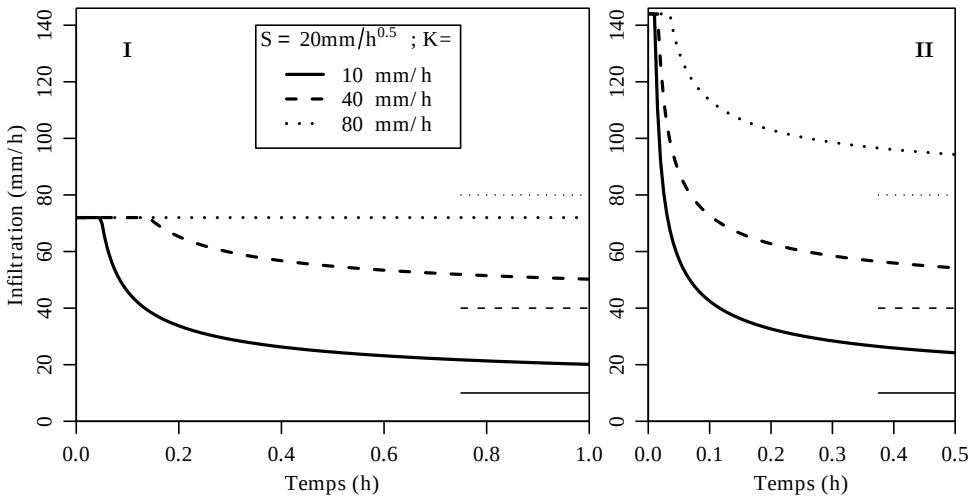
Pour une sorptivité donnée, la perméabilité influe directement sur la valeur asymptotique de l'infiltration (Fig. 3.10a), car c'est elle qui régit les temps longs de l'équation (3.7), et indirectement sur le temps de submersion, car une faible perméabilité implique un temps de submersion court (éq. 3.5). Quelle que soit l'intensité de pluie, le taux d'infiltration tend vers la valeur de perméabilité. Pour une perméabilité donnée, une faible sorptivité implique une diminution rapide de la capacité d'infiltration (Fig. 3.10b). La sorptivité inclut également l'influence de la teneur en eau initiale du sol sur la dynamique d'infiltration.

Ruissellement sur une distribution de perméabilités

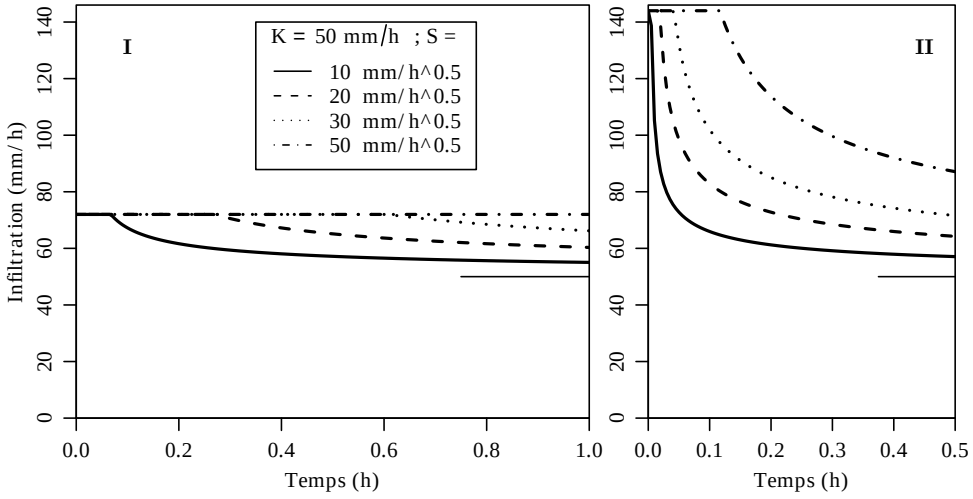
On considère un milieu dont la perméabilité est distribuée horizontalement dans l'espace suivant une loi de probabilité $p(K)$ donnée. À cette loi de probabilité est associée sa fonction de répartition $P(K < k)$. Les applications numériques sont faites par la suite avec une loi de répartition uniforme, exponentielle ou log-normale. L'infiltration $i(t, K(x))$ dépend de la position x à laquelle est associée une perméabilité tirée dans la distribution et du temps t. La pluie est constante d'intensité R. Le transfert de l'eau ruisselée vers l'exutoire est considéré comme instantané pour tous les points de la surface, et on néglige les phénomènes de réinfiltration ("runoff-runon"). Le ruissellement moyen $\langle r(t)\rangle$ peut s'écrire :

$$\langle r(t)\rangle = \int_0^{K^\star(t)} (R - i(t,K))\ p(K)\, dK \tag{3.8}$$

avec $K^\star$ la perméabilité maximale telle que $i(t, K^\star) < R$ (ou $t_p(K^\star) < t$). En d'autres termes, tous les points de perméabilité supérieure à $K^\star$ ne produisent pas de ruissellement car



(a)



(b)

FIG. 3.10 – Effets des paramètres K (a) et S (b) sur la dynamique d'infiltration pour une pluie de $72\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$ (I) et $144\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$ (II). L'infiltration est calculée avec l'équation de Philip (Eq. 3.7). Les traits fins représentent l'asymptote à $t \to \infty$.

leur capacité d'infiltration est encore supérieure ou égale à la pluie. C'est pourquoi ces points n'apparaissent pas dans l'intégrale.

En supposant que l'infiltration en un point peut être décrite par l'infiltration dans une colonne verticale 1D, ce qui revient à considérer que le milieu est constitué de colonnes verticales de perméabilités différentes, on peut choisir pour $i(t, K)$ une loi d'infiltration connue.

L'équation de Philip, qui dépend linéairement de K, peut être utilisée pour établir une solution analytique dans le cas de lois de probabilités simples et en négligeant le décalage en temps effectué pour passer d'une hauteur d'eau imposée à un flux imposé. C'est cette voie que nous allons exposer maintenant. Ces solutions analytiques, ou plutôt semi-analytiques, sont issues

de l'inversion numérique de l'équation (3.6), pour obtenir $K^\star(t)$, et de l'intégration numérique de l'équation (3.9) obtenue à partir des équations (3.7) et (3.8) :

$$\begin{aligned} \langle r(t) \rangle = \quad & R\,P(K < K^\star(t)) \\ & - \int_0^{K^\star(t)} \left(\frac{1}{2} S \left(t - t_p(K) + t_c(K) \right)^{-1/2} + K \right) p(K)\, dK \end{aligned} \tag{3.9}$$

À partir de $\langle r(t) \rangle$, on peut calculer l'infiltration moyenne vue à l'exutoire, infiltration égale à la différence entre le ruissellement calculé et la pluie.

Effet de la distribution sur l'infiltrabilité finale

Pour analyser l'effet d'une distribution de perméabilité sur l'infiltration, on considère dans un premier temps le comportement à l'état permanent. On rappelle que dans le cas d'un milieu homogène, l'infiltration vaut :

$$\langle I_\infty(R) \rangle = \begin{cases} R & \text{pour } R < K \\ K & \text{pour } R >= K \end{cases} \tag{3.10}$$

Dans le cas d'un milieu hétérogène dont la perméabilité suit une loi de distribution $p(K)$, on obtient à partir de l'équation (3.9) :

$$\langle I_\infty(R) \rangle = R - R\,P(K < R)) - \int_0^R K\, p(K)\, dK \tag{3.11}$$

Avec $\langle I_\infty(R) \rangle$ l'infiltration finale $[LT^{-1}]$ pour une pluie d'intensité R $[LT^{-1}]$. Quelle que soit la loi de distribution choisie, on voit que l'infiltration finale tend vers la moyenne arithmétique de la distribution lorsque $R \to \infty$.

3.2.3 Résultats

Les états permanent et transitoire de l'équation (3.9) sont étudiés pour plusieurs distributions de perméabilité, avant d'appliquer le modèle aux données expérimentales.

Infiltrabilité finale

Distribution uniforme Pour une distribution uniforme, l'équation (3.11) s'écrit :

$$\langle I_\infty(R)\rangle = \begin{cases} R & \text{pour } R < K_{mini} \\ R - \frac{(R-K)^2}{2(K_{maxi}-K_{mini})} & \text{pour } K_{mini} < R < K_{maxi} \\ (K_{maxi}+K_{mini})/2 & \text{pour } R > K_{maxi} \end{cases} \tag{3.12}$$

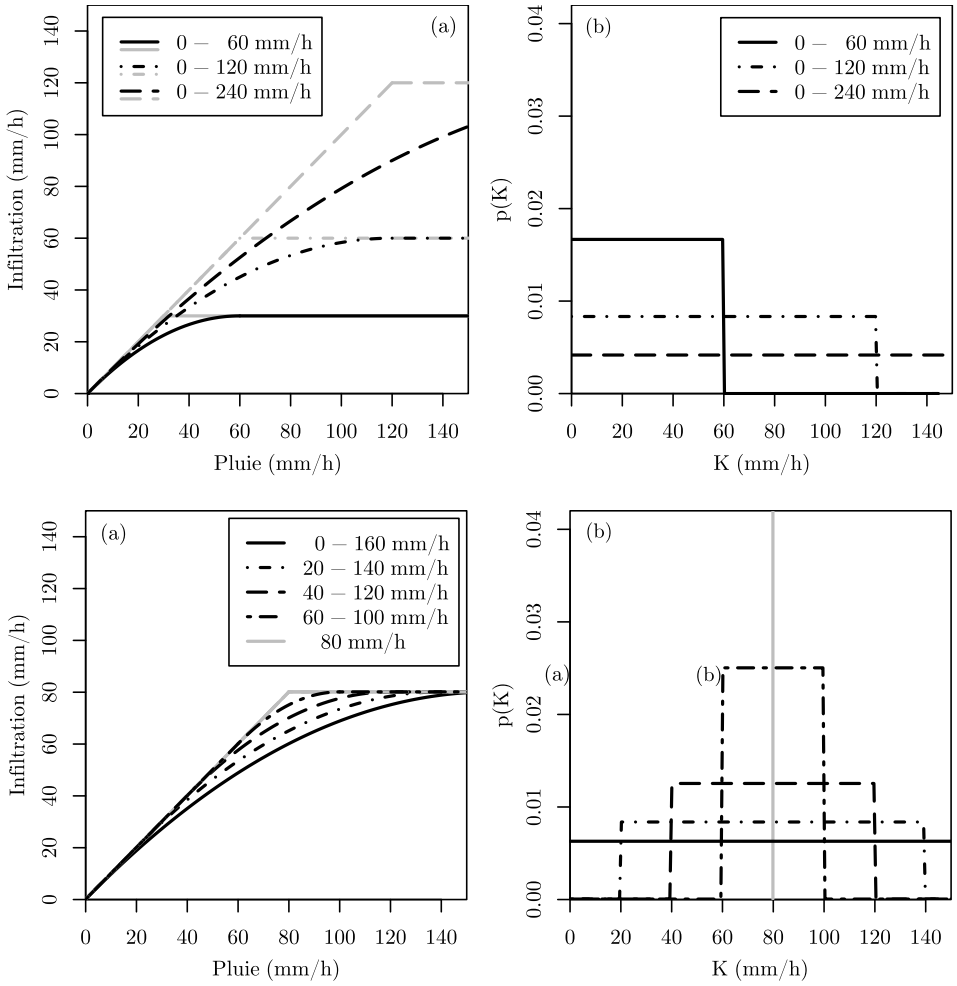


FIG. 3.11 – Influence d'une distribution uniforme de perméabilité (b) sur l'infiltration finale en fonction de l'intensité de pluie (a). Les paramètres de la loi (K_{mini} et K_{maxi}) sont indiqués dans le cartouche, le comportement homogène est figuré en gris.

La figure 3.11 montre l'influence des paramètres de la loi uniforme sur l'infiltration finale en fonction de la pluie. Lorsque l'intensité de pluie est inférieure au minimum de la loi uniforme (K_{mini}) ou supérieure au maximum (K_{maxi}), le comportement est identique à celui d'un milieu homogène. Ainsi, plus la largeur de la distribution, ($K_{maxi} - K_{mini}$), est importante, plus le comportement s'éloigne du comportement homogène.

Distribution exponentielle Pour une distribution exponentielle l'équation (3.11) s'écrit :

$$\langle I_\infty(R)\rangle = \langle K\rangle * (1 - exp(-R/\langle K\rangle)) \tag{3.13}$$

La figure 3.12 montre l'influence de la moyenne de la distribution exponentielle sur l'infiltration finale en fonction de la pluie. Cette loi est identique à celle utilisée dans la modélisation du ruissellement sous pluie naturelle (Sect. 4.4.1), qui considère une répartition d'infiltrabilité de surface, et non une répartition de perméabilité. Cette loi exponentielle a l'avantage de ne dépendre que d'un seul paramètre, sa moyenne $\langle K\rangle$. À moyenne équivalente, l'effet de l'intensité de la pluie sur l'infiltration sera proche de celui d'une distribution uniforme telle que $K_{mini} = 0$. Une pluie d'intensité faible génère du ruissellement puisqu'il existe des perméabilités proches de $0\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$.

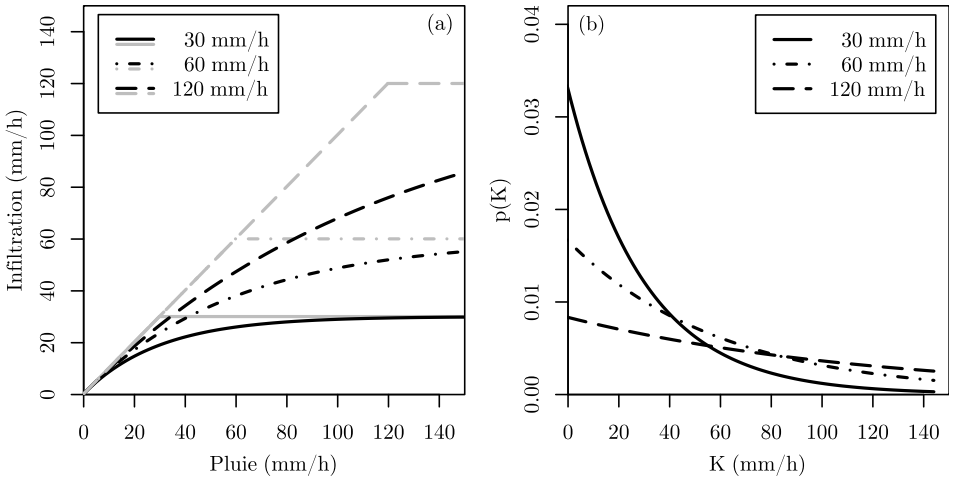


FIG. 3.12 – Influence d'une distribution exponentielle de perméabilité (b) sur l'infiltration finale en fonction de l'intensité de pluie (a). Le paramètre de la loi ($\langle$K$\rangle$) est indiqué dans le cartouche, le comportement homogène est figuré en gris.

Distribution log-normale Finalement, la troisième distribution considérée est la distribution log-normale, souvent utilisée en science du sol pour représenter la répartition de perméabilité. Elle est définie par sa médiane et sa déviation géométrique (Sect. A), L'intégration de l'équation (3.11) est cette fois effectuée de manière numérique. L'effet des paramètres de la loi log-normale est présenté sur les figures 3.13 et 3.14. La forme de la distribution log-normale est

très variable. À moyenne égale, la dépendance entre l'intensité de pluie et l'infiltration finale sera proche du comportement homogène pour une déviation géométrique proche de 1. Pour une déviation proche de 1.2, on se rapproche du comportement obtenu avec une loi uniforme. Enfin, pour une déviation géométrique proche de e^1 on se rapproche du comportement d'une loi exponentielle. Pour des déviations géométriques supérieures à 3, l'infiltration moyenne ne peut être atteinte que pour des pluies extrêmes. La loi log-normale permet ainsi d'investiguer une large variété de répartitions de perméabilité.

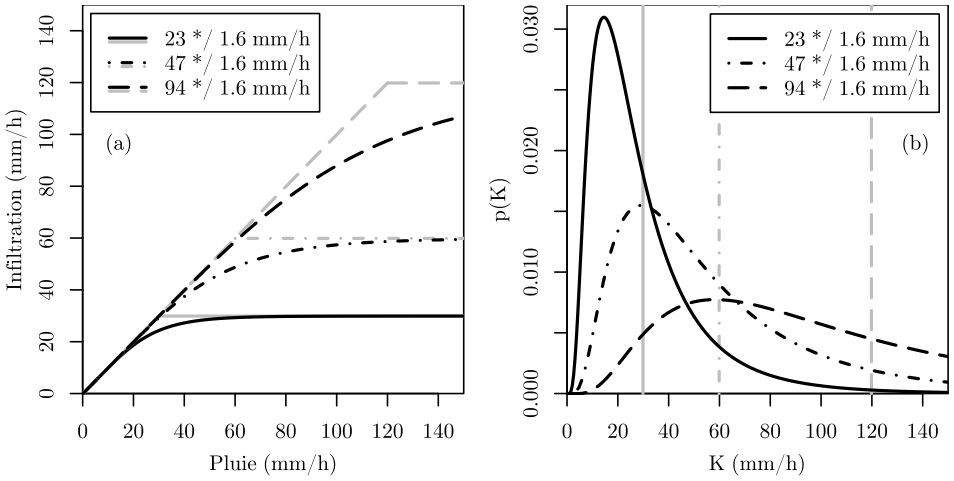


FIG. 3.13 – Influence d'une distribution log-normale de perméabilité (b) sur l'infiltration finale en fonction de l'intensité de pluie (a). Les paramètres de la loi (médiane et écart type géométrique) sont indiqués dans le cartouche. Le comportement moyen homogène est figuré en gris.

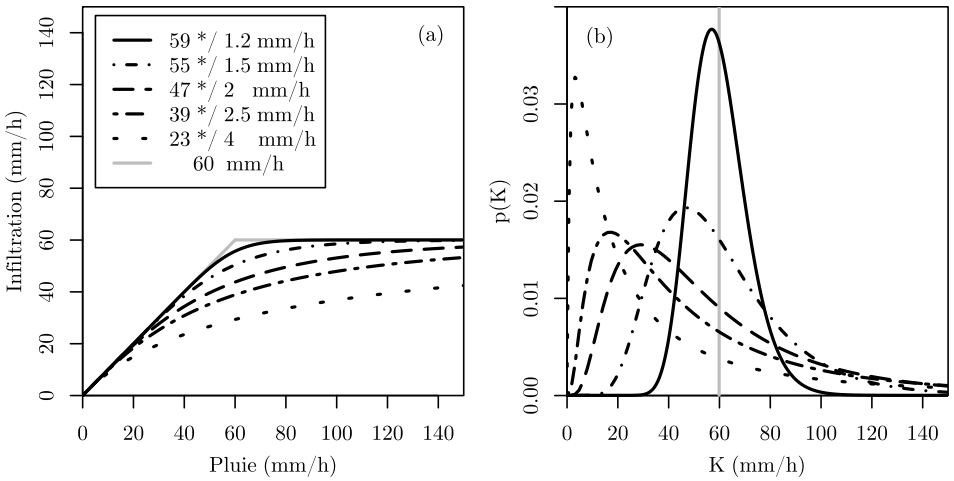
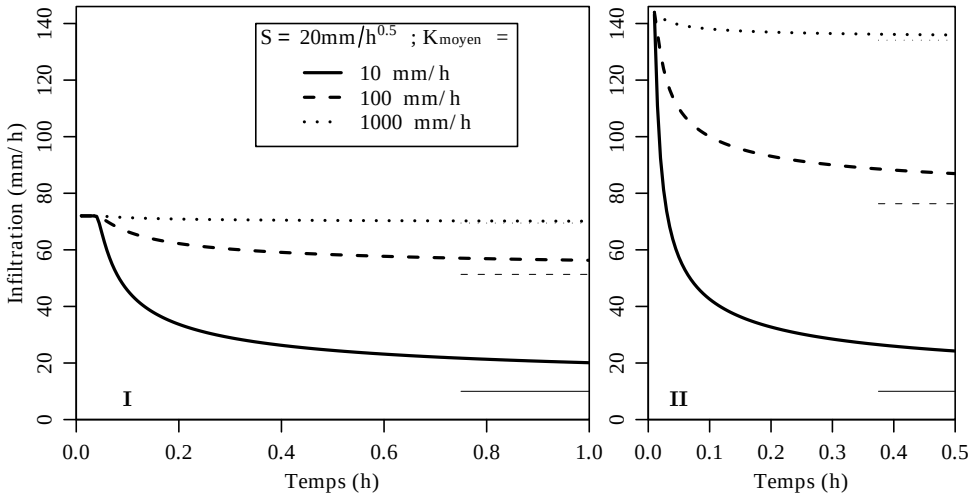


FIG. 3.14 – Influence d'une distribution log-normale de perméabilité (b) sur l'infiltration finale en fonction de l'intensité de pluie (a). Les paramètres de la loi (médiane et écart type géométrique) sont indiqués dans le cartouche, le comportement homogène est figuré en gris.

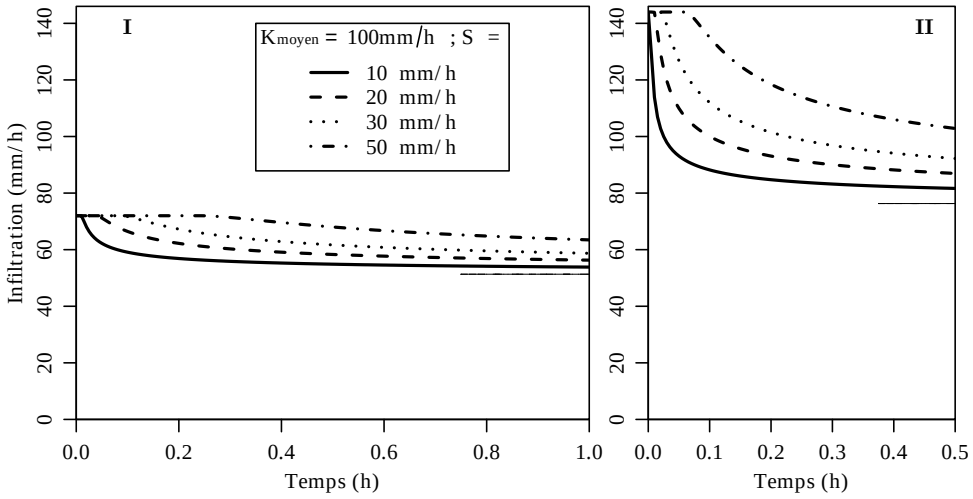
Effet de la distribution sur la dynamique de ruissellement

Lorsque l'on considère l'état transitoire qui mène à l'infiltration finale, il faut choisir une valeur de sorptivité en plus des paramètres de la loi de répartition des perméabilités. La prise en compte de la sorptivité, qui inclut la teneur en eau initiale du sol, modifie la dynamique d'infiltration pour chaque valeurs de K.

La figure 3.15 montre un exemple de dynamique de ruissellement pour une distribution exponentielle de perméabilités. L'effet étudié précédemment sur l'infiltration finale reste vrai : il y a production de ruissellement quelle que soit la valeur moyenne de la perméabilité car la distribution inclut toujours des valeurs inférieures à la pluie, quelle que soit celle ci. Pour cette même raison, les temps de submersion sont petits : une sorptivité élevée retarde l'apparition du ruissellement dans une moindre mesure comparativement au cas homogène (Fig. 3.10b). La courbure de la courbe d'infiltration est alors faible et la discontinuité qui suit l'apparition du ruissellement est moins marquée, ce qui est assez caractéristique du ruissellement en milieu hétérogène.



(a)



(b)

FIG. 3.15 – Effets des paramètres K (a) et S (b) sur la dynamique d'infiltration pour une pluie de $72\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$ (I) et $144\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$ (II). Infiltration calculée pour une distribution exponentielle des perméabilités et à partir de l'équation (3.9). Les traits fins représentent l'asymptote à $t \to \infty$.

Résultats de modélisation

Résultats La table 3.5 récapitule les paramètres utilisés dans la modélisation de l'infiltration pour une distribution exponentielle de perméabilités. Des exemples de courbes d'infiltration modélisées et expérimentales sont donnés sur la figure 3.16. En plus des infiltrations finales, les trois répliques ont des dynamiques variables en termes de temps de submersion et de forme de la courbe d'infiltration.

La distribution exponentielle permet, avec un seul paramètre, de modéliser correctement l'infiltration finale pour les deux intensités de pluie. La calibration est effectuée sur la dynamique de ruissellement pour toutes les distributions de perméabilité. L'utilisation d'une loi uniforme ou log normale n'a pas apporté d'amélioration à la modélisation, et, par conséquent, seule l'approche avec un seul paramètre, loi exponentielle, pour la distribution des infiltrabilités est retenue.

Placette	K_{moyen}	S_{I}	S_{II}	K_{moyen}	S_{I}	S_{II}
	mm h^{-1}	– $\text{mm h}^{-0\,5}$ –		mm h^{-1}	– $\text{mm h}^{-0\,5}$ –	
1C1	140	22	17			
2C1	180	60	40	118 $^{\times}/$ 1.70	42 ± 19	30 ± 12
3C1	65	45	35			
1C3	25	25	11			
2C3	30	42	28	37 $^{\times}/$ 1.66	36 ± 10	25 ± 13
3C3	65	42	38			
1F2	245	20	15			
2F2	600	20	25	686 $^{\times}/$ 3	17 ± 6	20 ± 5
3F2	2200	10	20			
1F3	100	50	28			
2F3	350	45	45	161 $^{\times}/$ 1.97	43 ± 8	30 ± 34
3F3	120	35	15			
1F5	2000	35	35			
2F5	100	35	45	345 $^{\times}/$ 4.78	36 ± 1	34 ± 11
3F5	205	37	23			

TAB. 3.5 – Paramètres utilisés pour la modélisation de l'infiltration avec une distribution de perméabilité exponentielle. S_I et S_{II} sont les sorptivités pour la pluie d'intensité $70\,\text{mm h}^{-1}$ et $140\,\text{mm h}^{-1}$

La table 3.6 présente la valeur de la perméabilité moyenne calibrée en utilisant uniquement l'infiltration finale. Ces valeurs sont plus grandes que celles calibrées à partir de la dynamique d'infiltration. En effet, les valeurs atteintes après 30 min ou 1 h sont, dans certains cas, éloignées de la valeur asymptotique.

Placette	K_m mm/h	Croûtes %	K_m mm/h	Croûtes %
C1	241 $^{\times}/$ 1.66	20 ± 11	140 $^{\times}/$ 2.15	31 ± 48
C3	82 $^{\times}/$ 1.75	75 ± 10		
F2	1089 $^{\times}/$ 3.17	9 ± 6		
F3	325 $^{\times}/$ 2.25	27 ± 16	626 $^{\times}/$ 2.98	13 ± 14
F5	691 $^{\times}/$ 3.64	6 ± 2		

TAB. 3.6 – Valeurs du paramètre, $\langle K \rangle$, de la loi exponentielle calculées à partir de l'infiltration finale, et regroupées pour les placettes avec antécédent de riz (Ci) et jachère (Fi), le chiffre i indiquant le nombre d'années avec cet antécédent.

Discussion Quelle que soit la méthode choisie pour calculer la moyenne de la distribution de perméabilité, on observe une corrélation inverse avec le pourcentage de croûtes mesuré sur la placette (Fig. 3.17). On voit que les croûtes font diminuer l'infiltration, et ce dès $5 - 10\,\%$ de surface recouverte.

On a constaté que le pourcentage de croûte après les pluies était corrélé avec la profondeur de labour mesurée avant la pluie. Puisque l'antécédent de culture a un effet sur l'infiltration qui précède la remise en culture, on peut raisonnablement supposer que lorsque le sol est mis en jachère pendant plusieurs années, il est plus meuble et plus facile à travailler. En conséquence, les croûtes sont facilement brisées et l'infiltration est plus élevée. En revanche, lorsque le sol a déjà été cultivé, le travail du sol est plus discontinu sur la parcelle car certaines croûtes formées les années précédentes, très dures, ne sont pas travaillées. L'infiltration sur ce type de sol est donc plus faible.

Les hydrogrammes expérimentaux présentent des paliers dans l'évolution des courbes d'infiltration (par exemple Fig.3.16c). Ces paliers sont certainement des conséquences du stockage superficiel de l'eau de ruissellement sous la forme de petites flaques. Celles ci débordent et se vident après un certain temps en provoquant un brusque saut dans la production du ruissellement. Notre modèle ne prend en compte ni ces phénomènes superficiels, ni l'encroûtement progressif sous l'effet de la pluie, qui peut être accentué dans les flaques (lieu de dépôts des particules fines). Néanmoins, l'encroûtement est déjà prononcé à la fin de la première pluie simulée et lors de la seconde pluie simulée, qui produit beaucoup de ruissellement, et l'infiltration finale de la première pluie et l'hydrogramme de la seconde suffisent à caler le modèle.

Un hydrogramme observé lors d'une pluie simulée est la résultante d'un transitoire d'infiltration et du routage de l'eau ruisselée. En général, les hétérogénéités sont prises en compte en négligeant le transitoire d'infiltration mais en conservant le terme de routage. Ce type d'approche est plus performant que l'utilisation d'un modèle de Green et Ampt (transitoire d'infiltration sur

milieu homogène) et d'un terme de routage [Yu, 1999 ; Langhans et al., 2010]. On peut supposer que l'utilisation d'un terme de routage, combiné à un modèle qui ne considère que l'état permanent, compense en partie l'effet de l'état transitoire d'infiltration sur l'hydrogramme. Nous nous sommes affranchis ici du terme de routage étant donné la forte pente et la petite taille des placettes : la considération du transitoire d'infiltration est alors indispensable. De plus, lorsque l'état permanent n'est pas atteint, le modèle permet de ne pas sous-estimer les paramètres de la distribution des perméabilités.

Le choix d'une répartition exponentielle à un seul paramètre permet d'obtenir des résultats aussi satisfaisants que pour les autres distributions qui dépendent de plusieurs paramètres. La réponse des placettes à une troisième intensité de pluie permettrait de consolider l'hypothèse de la distribution exponentielle.

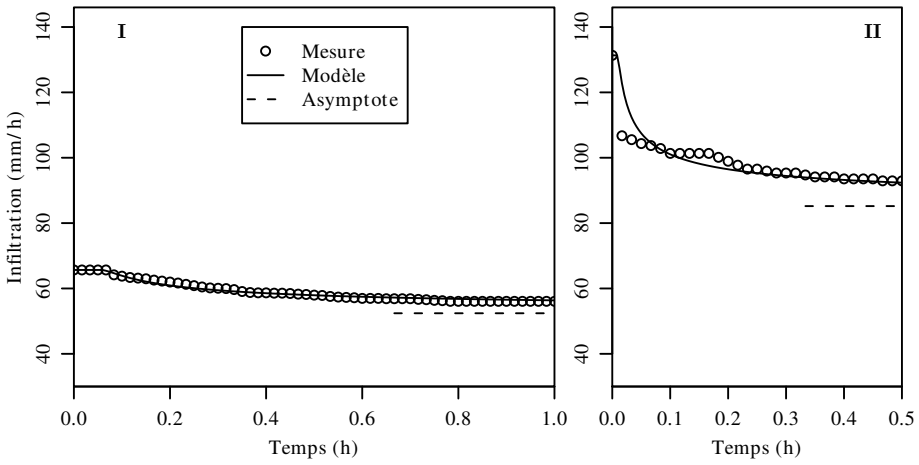
Enfin, puisque la distribution des perméabilités est différente pour chaque placette, même pour les répliques, un échantillon de 1 m^2 n'est pas représentatif de toute la variabilité d'un type de sol dans ce bassin versant.

3.3 Conclusion

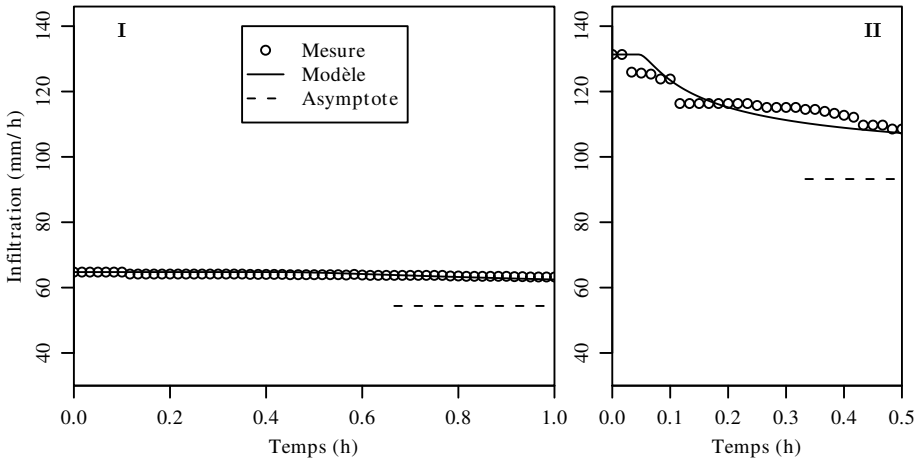
Les expériences de simulation de pluie fournissent plusieurs informations quant à la genèse du ruissellement sur sol nu dans le bassin versant de Houay Pano :

- Les temps de submersion sont courts lorsque le sol à déjà été soumis à une pluie.
- Le sol est hétérogène en surface et l'encroûtement est un facteur notable de contrôle du ruissellement.
- La formation des croûtes est elle même influencée par de nombreux facteurs, dont la pente et les antécédents de cultures.

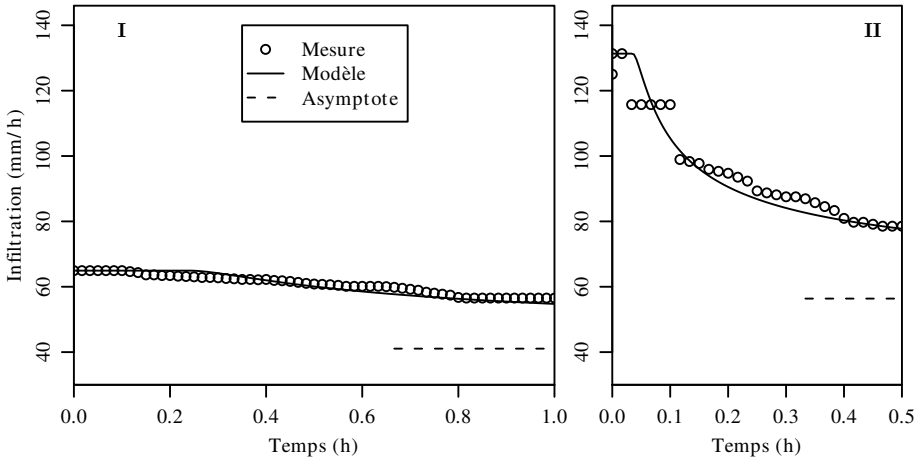
Les hétérogénéités sont décrites par des longueurs caractéristiques de l'ordre de la dizaine de centimètres (taille des marches dans l'expérience de la section 3.1). Pourtant, lorsque le sol est pris dans son état naturel, une parcelle de 1 m^2 n'échantillonne pas l'intégralité des hétérogénéités comme le montre l'expérience de la section 3.2. Cela indique que l'infiltrabilité d'un milieu naturel est décrit probablement par un spectre de longueurs de variabilité, tout comme l'est la perméabilité dans le compartiment de subsurface. De ce fait, il est plus réaliste d'habiller un modèle numérique de bassin avec une distribution d'infiltrabilité par maille plutôt que de considérer une infiltrabilité homogène.



(a) Placette 1C1



(b) Placette 2C1



(c) Placette 3C1

FIG. 3.16 – Infiltrations expérimentales et modélisées pour une distribution exponentielle des perméabilités et pour les deux intensités de pluies (I et II). Les paramètres utilisés sont listés dans Tab. 3.5

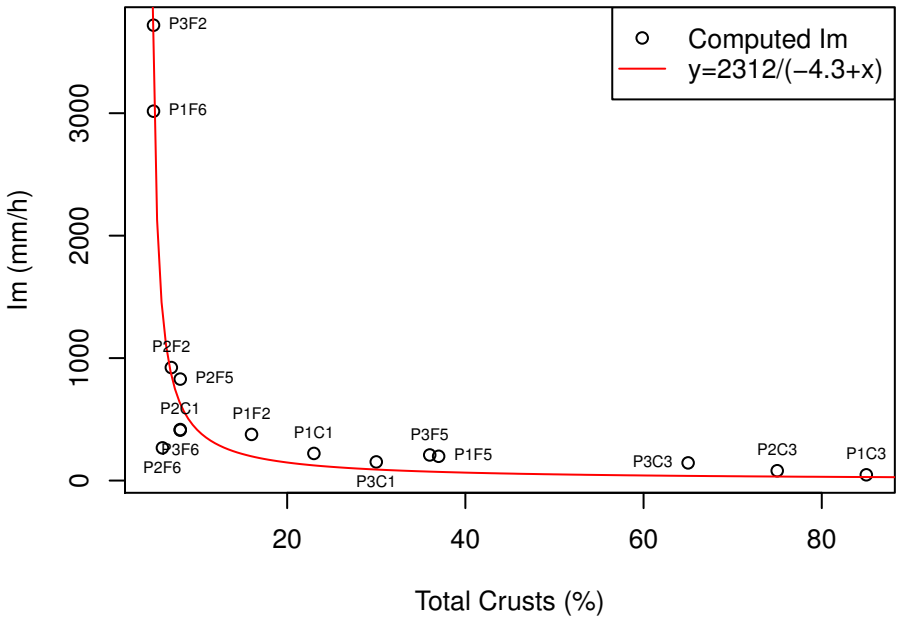


FIG. 3.17 – Relation entre la moyenne de la distribution exponentielle et le pourcentage de croûte pour chaque placette, ajustée avec une loi inverse.

Chapitre 4

Expérimentation sur placette de 1m^2 dans un bassin versant de 2003 à 2009

Sommaire

4.1 Le site de Houay Pano **82**
4.1.1 Description et contexte 82
Situation géographique et morphologique 82
Contexte agricole 83
Problématique 84
4.1.2 Instrumentation et données disponibles 84
Météorologie 84
Mesure de ruissellement sur placette 85
Mesures des débits, autres mesures 87
4.2 Résultats expérimentaux **88**
4.2.1 Caractéristiques de la pluie 88
4.2.2 Coefficients de ruissellement 89
4.2.3 Encroûtement 89
4.3 Modélisation en continu avec le modèle de Diskin et Nazimov **92**
4.3.1 Description du modèle 92
4.3.2 Résultats 94
4.4 Modélisation par événement pluvieux, infiltration variable spatialement **98**
4.4.1 Description du modèle 98
Modèle mathématique 98
Hypothèses 99
4.4.2 Résultats de modélisation 100
Valeurs annuelle d'infiltrabilité 100
Évolution temporelle des infiltrabilités 102
Variabilité spatiale 107
Synthèse des résultats sous la forme de densité de probabilité 110

Introduction

Pour modéliser et analyser le fonctionnement d'une parcelle ou d'un bassin versant, l'hydrogramme mesuré lors d'un événement pluvieux fournit de précieuses informations sur les temps de réponse du bassin et les volumes d'eau engendrés. En général, les modèles hydrologiques essayent de reproduire les caractéristiques de l'hydrogramme, valeur du pic, temps d'arrivée du pic et queue de l'hydrogramme, par un calage de leurs paramètres [Beven, 2001]. Dans les modèles distribués, le pic, représentant le flux d'eau de ruissellement, est calé avec les paramètres du sol au moment de la pluie, en particulier sa conductivité hydraulique et son humidité, qui régissent le taux d'infiltration et donc le flux d'eau de ruissellement, et le coefficient de Manning qui gouverne directement le temps d'arrivée du pic au cours d'eau ou à l'exutoire de la parcelle. Nous savons, par ailleurs, que la solution au problème de la calibration n'est pas unique (problème de l'équifinalité). À l'échelle de la placette, échelle considérée dans ce chapitre, aucune de ces données n'est disponible et on dispose uniquement du volume ruisselé cumulé sur un épisode pluvieux. À défaut de posséder un appareillage lourd qui permettrait, comme exposé dans le chapitre précédent, de mesurer l'hydrogramme produit par des zones de couvert végétal identique, le bassin versant de Houay Pano est parsemé de placettes de 1 m^2 qui récoltent les eaux ruisselées au cours d'un événement pluvieux. Ces placettes sont mobiles, et permettent d'échantillonner au fil des ans le ruissellement produit sous différents couverts végétaux et sur différentes pentes. Ces données, utilisées à l'échelle de l'année, permettent de déterminer, par exemple, quel couvert produit le plus de ruissellement.

Le but de ce travail est d'analyser la répartition et la dynamique intra-annuelle d'une série de données de volumes ruisselés sous pluie naturelle entre 2003 et 2009 sur des placettes de 1 m^2. L'objectif de cette démarche est double. Il s'agit d'une part d'améliorer la compréhension, à l'échelle de l'événement, de la genèse et de la production de ruissellement dans le bassin, et d'autre part de discuter et valider l'approche statistique utilisée jusqu'à présent pour caractériser la production annuelle de ruissellement. Cette approche consiste à rendre compte de la production, soit par la moyenne sur les événements des coefficients de ruissellement, soit par le rapport du volume annuel ruisselé sur le volume annuel de pluie [Valentin et al., 2008].

Dans un premier temps, le bassin versant et son contexte agricole, ainsi que sa problématique de développement, sont introduits (Sect. 4.1). Ensuite, un modèle conceptuel à deux réservoirs simulant l'évolution annuelle de l'infiltrabilité des placettes est appliqué (Sect. 4.3). Pour prendre en compte la forte variabilité à l'échelle d'une placette, un modèle plus phénoménologique est mis en place (Sect. 4.4). Celui ci attribue à chaque placette et chaque événement pluvieux une infiltrabilité maximale qui évolue au cours de l'année . L'impact de l'utilisation des terres, de l'encroûtement et de la teneur en eau du sol sur le ruissellement est discuté. L'objectif est de mieux comprendre le fonctionnement du bassin au fil de la saison des pluies et d'une année à l'autre.

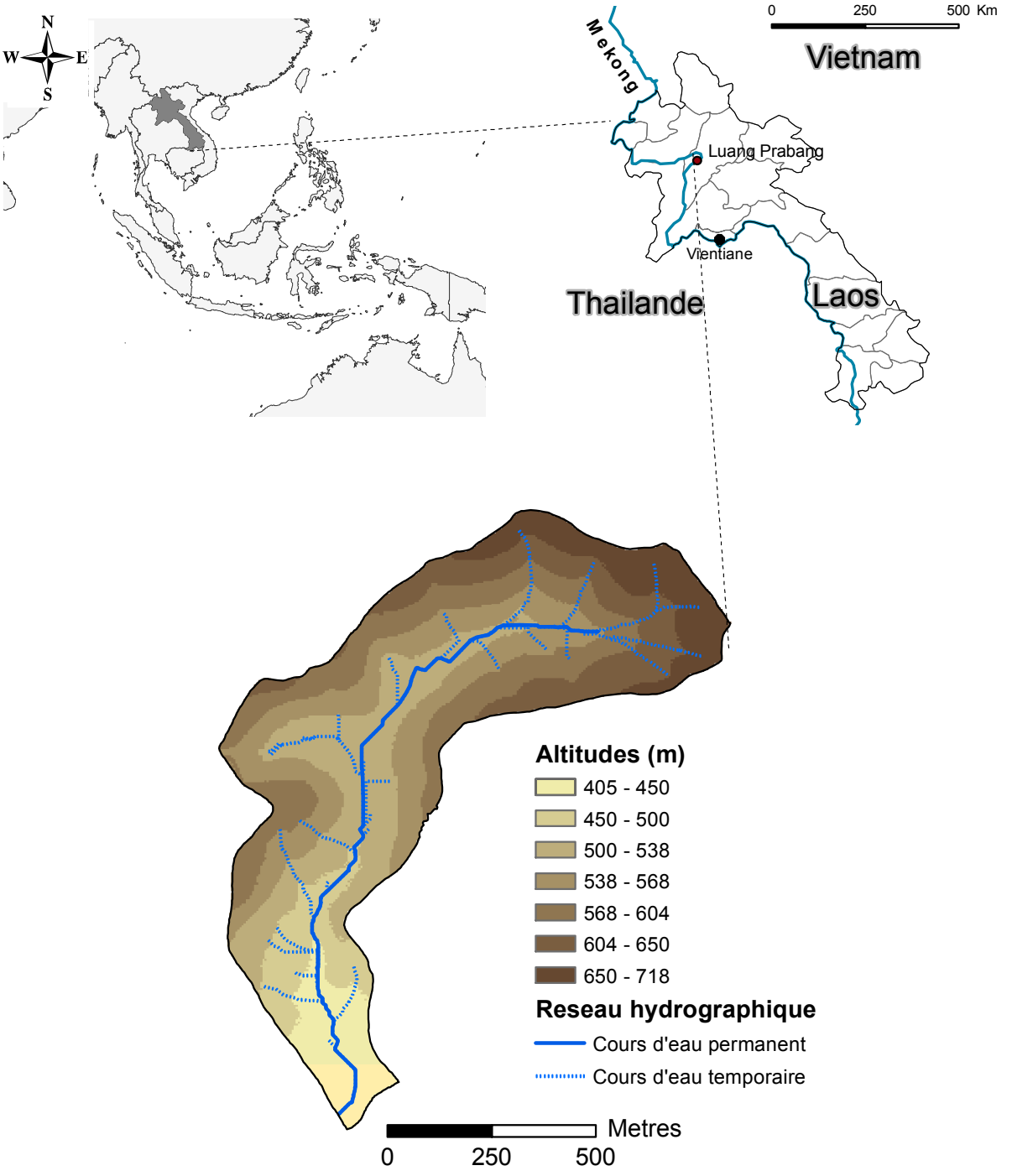


FIG. 4.1 – Localisation du bassin versant de Houay Pano, situation en Asie du sud-est, altitudes et réseau hydrographique

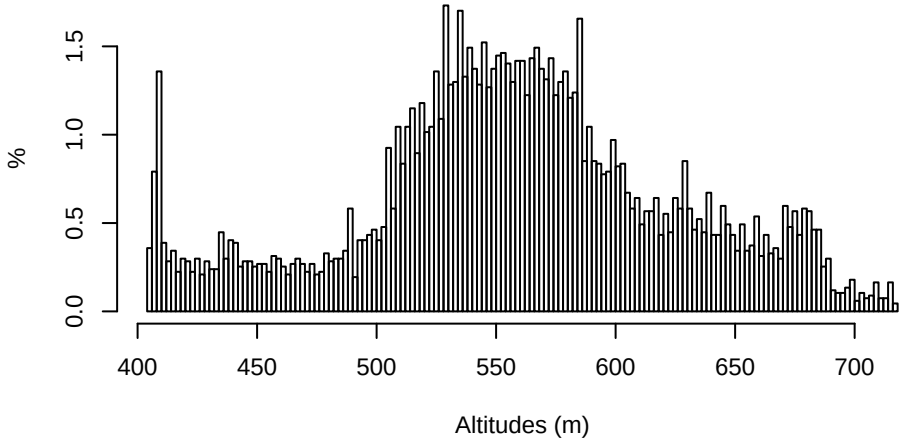
4.1 Le site de Houay Pano

4.1.1 Description et contexte

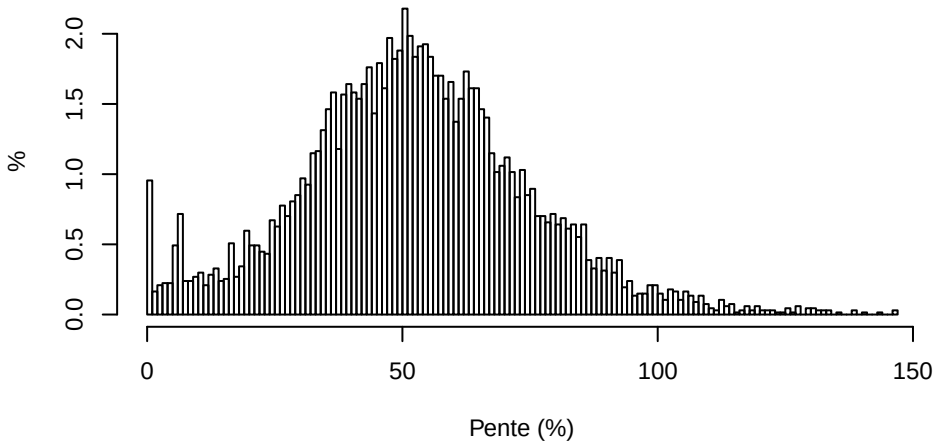
Situation géographique et morphologique

Le bassin versant de Houay Pano (Fig. 4.1) est situé dans la zone montagneuse nord du Laos (République démocratique populaire Lao), à 10 kilomètres au sud de Luang Prabang (capitale de la province de Luang Prabang). Ces terres font partie du village de Ban Lak Sip. Le bassin versant est tributaire du torrent Xon, lui-même affluent de la rivière Num Dong. Celle-ci se jette dans le fleuve Mékong à Luang Prabang.

Les altitudes (Fig. 4.1 et 4.2a) vont de 400 m à l'exutoire jusqu'à 420 m en tête de bassin. Les pentes (Fig. 4.2bb) sont fortes, de 0 % à 140 % pour une moyenne de 52 %.



(a) Altitudes



(b) Pentes

FIG. 4.2 – Histogrammes des altitudes (a) et pentes (b) calculés à partir du MNT de Houay Pano de résolution 5m

La région est soumise à un régime de mousson, avec une séparation en saison humide et saison sèche. La saison humide concentre 80 % des pluies de mi-mai à mi-octobre, pour une pluviométrie annuelle de 1300 mm en moyenne.

Le substrat géologique est composé d'argilites, de limons et de grès fins datant du Permien au Carbonifère supérieur. Les sols qui se sont développés à partir de ce substrat rocheux sont principalement des Entisols, Ultisols et Alfisols (dans la nomenclature américaine). Ces sols recouvrent respectivement 20, 30 et 50% du bassin et s'organisent en fonction de la pente (voir Fig. 4.3). Les épaisseurs de sol sont variables, de quelques mètres en bas de pente à quelques centimètres en haut de pente.

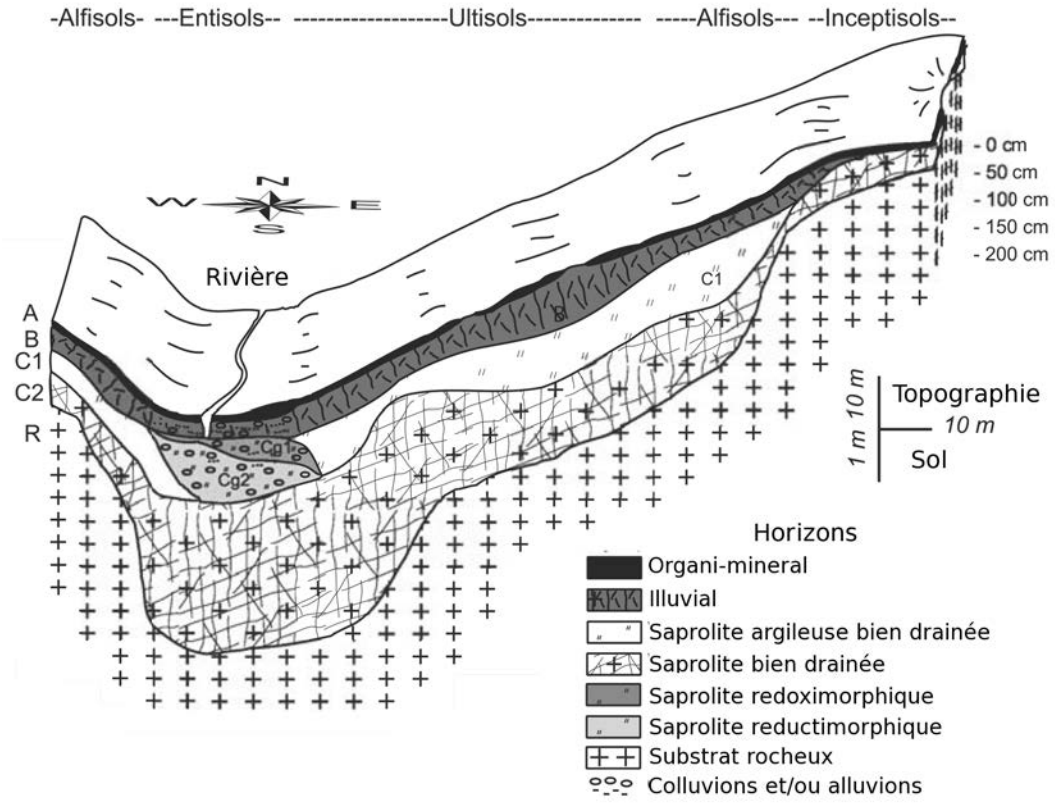


FIG. 4.3 – Coupe conceptuelle du bassin de Houay Pano, adapté de Chaplot et al. [2005b]

Contexte agricole

Les cultures se font par abatis-brulis et directement dans la pente. Ce ne sont pas des cultures en terrasse. La culture par abatis-brulis est un cas particulier de culture en rotation. Elle est pratiquée dans les zones rurales d'Asie du Sud-Est depuis des générations. Le feu est mis à la parcelle qui doit être mise en culture ce qui permet une auto-fertilisation du sol. De plus, lorsque les parcelles sont en jachère, l'ombre créée par la densité de la végétation pendant au moins 6 ans entraîne la disparition des mauvaises herbes et de la plupart des graines. En résumé, l'abatis

brulis permet une auto-fertilisation des sols et nécessite peu d'entretien (désherbage, travail du sol).

Dans ce bassin, environ 80 % des terres sont cultivées en rotation : un an en riz *(Oryza sativa)* ou larmes de Job *(Coix lacrima Jobi)* avant d'être remises en jachère pendant plusieurs années. La végétation secondaire recouvre alors rapidement les champs.

La première mise en culture a lieu en 1960 et d'après Lestrelin et al. [2005], les temps de jachère sont passés de 8.6 ans en moyenne en 1970 à 3.2 ans en 2003. Les cultures de rente (tecks, bananiers, ...), auparavant rares, comptent en 2009 pour 15 % du bassin. Les champs, naguère localisés en bas et milieu de pente, occupent désormais aussi les hauts de pente, qui étaient occupés par une forêt plus ou moins ancienne. Sur les parcelles agricoles, la végétation est abattue en mars et brûlée en avril. Le sol est préparé pour l'ensemencement en mai par un travail superficiel du sol ($0 - 2$ cm) avec une binette. Puis les parcelles sont ensemencées à la main début juin et sarclées manuellement pendant la croissance. En général, les cultures recouvrent entièrement le sol à partir du mois d'août et la récolte a lieu en septembre.

Problématique

Le gouvernement laotien a mis en place plusieurs politiques environnementales de protection de la biodiversité. Celles-ci préconisent notamment la disparition de la méthode de culture par abattis-brulis. Pour favoriser les accès au marché, à l'éducation et à des conditions d'hygiène satisfaisantes, les minorités qui vivaient éparpillées dans les montagnes ont été regroupées le long des axes de communication. Il en découle une utilisation plus intensive des terres, et une érosion hydrique plus forte a été mesurée. Les effets de l'érosion sur place comprennent la disparition de la couche fertile, des glissements de terrain et un envasement des barrages en aval. Pour sa représentativité et son accessibilité, le bassin versant de Houay Pano a été choisi en 1998 par le MSEC (Management of Soil Erosion Consortium) pour être un bassin de référence, aujourd'hui intégré au SOERE Réseau des Bassins Versants (SOERE : Systèmes d'Observation et d'Expérimentation pour la Recherche en Environnement).

4.1.2 Instrumentation et données disponibles

Les observations scientifiques sont conduites par l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD), en collaboration avec le NAFRI (National Agriculture and Forestry Research Institute, Institut National de Recherche pour l'Agriculture et la Sylviculture). Elles ont commencé en 2001 et se poursuivent en 2011.

Météorologie

Le bassin est équipé d'une station météorologique (CIMEL, EMERCO 404)) en milieu de bassin (localisation Fig. 4.4 et photographie Fig. 4.5). La station comporte un pluviographe à auget (0.1 mm) qui enregistre les précipitions au pas de temps de 6 minutes (nombre de

basculement de l'auget par 6 minutes). La station enregistre également la température, le taux d'humidité relative de l'air et les radiations solaires globales à un pas de temps horaire.

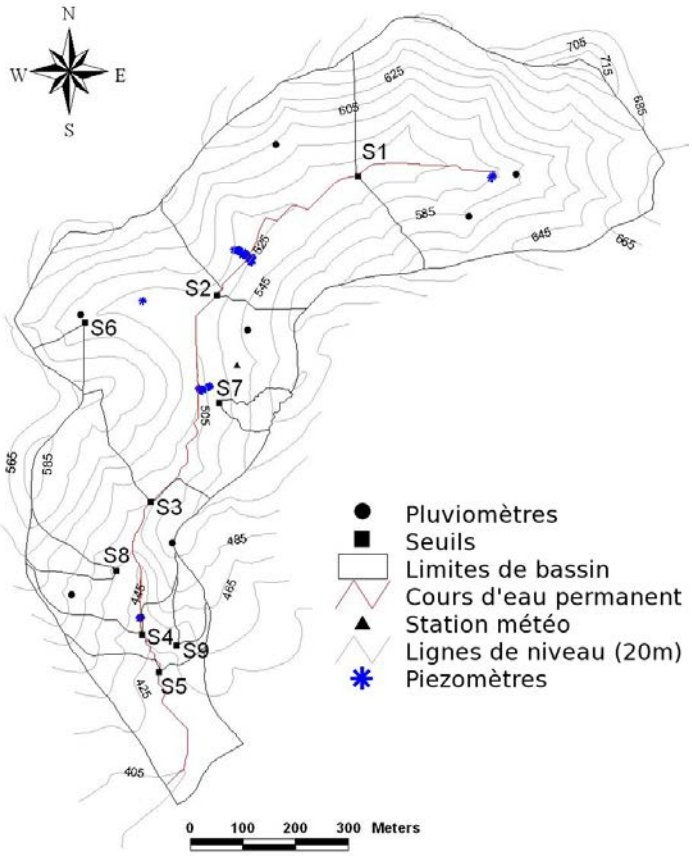


FIG. 4.4 – Séparation du bassin versant de Houay Pano en sous-bassins versant et localisation des équipements hydro-météorologiques

Mesure de ruissellement sur placette

Entre 2003 et 2009, environ 20 placettes de 1 m^2 ont été installées dans le bassin chaque année. Elles sont installées pour couvrir un grand nombre d'usage des terres et de pentes différentes. Une placette (voir photo et schéma figure 4.6) est constituée d'un cadre en métal enfoncé dans le sol à une profondeur d'environ 10 cm. Pendant un événement pluvieux, l'eau qui ruisselle est collectée dans un seau fermé hermétiquement et enterré. Après un événement pluvieux, si la personne sur le terrain estime que la pluie a généré du ruissellement, le volume est mesuré manuellement pour l'ensemble des placettes. Si l'événement a lieu la nuit ou qu'il est de faible intensité, le relevé aura lieu après l'événement pluvieux suivant. Ainsi, les durées entre deux relevés varient de 10 h à 672 h (28 jours), pour une moyenne de 137 h $\pm$ 125 (5.7 jours $\pm$ 5.2). Finalement, on retiendra que l'intervalle de temps entre deux relevés peut contenir plusieurs

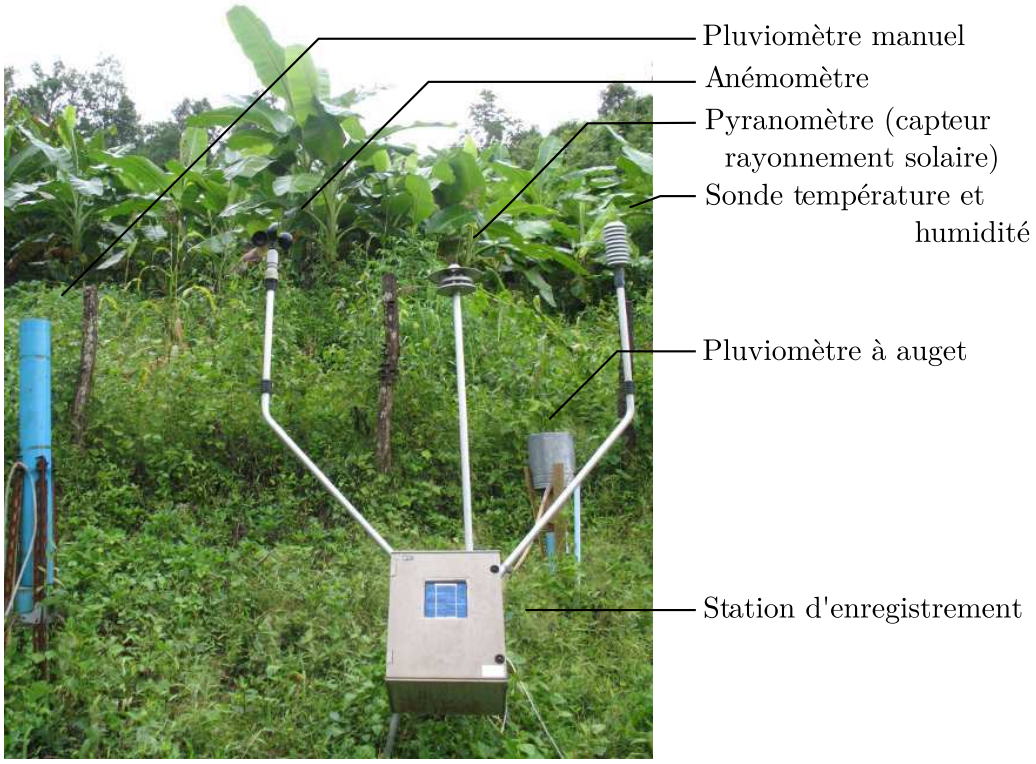
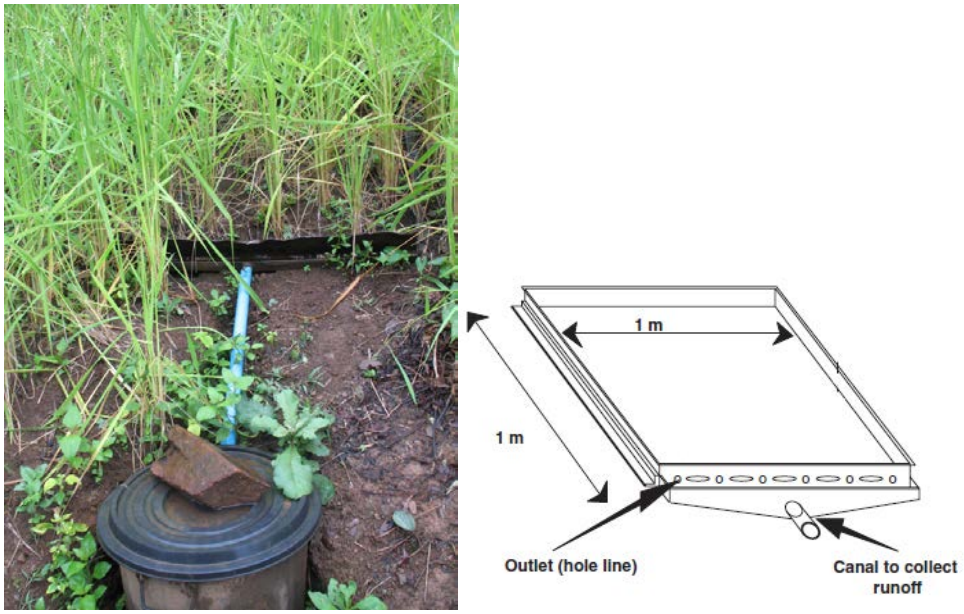


FIG. 4.5 – Photographie annotée de la station météorologique en place



(a) (b)

FIG. 4.6 – Une placette de 1 m² sous couvert de riz (a) et un schéma de placette (b)

événements pluvieux entre lesquels le ruissellement cesse. Un résumé de la variété des données recueillies avec placettes est donné dans le tableau 4.1.

TAB. 4.1 – Résumé des données disponibles pour les placettes sous pluie naturelle

Année	Nombre de placettes	Nombre d'épisodes	Pentes	Utilisation des terres[a]
2003	21	34	10-65%	JT
2004	7	22	10-55%	F
2005	24	20	10-75%	R,B,F,T
2006	25	19	23-110%	R,G,BA,P,T
2007	20	19	18-64%	J,PM,T
2008	20	24	30-69%	R,J,F,T
2009	30	20	30-69%	R,J,F,T

[a] JT : Larmes de Job, R : Riz, B : Sol nu, F : Jachère, T : Teck, P : Bambou, BA : Bananier, J : Jatropha, PM : Murier de Chine

La gamme des pentes investiguées s'étale de 10 % à 110 %. Les usages des terres rencontrés sont :

Riz : *(Oryza sativa)*, cultivé après abattis brulis, pour l'auto-consommation et la vente, champs parfois cultivé plusieurs années consécutives.

Larmes de Job : *(Coix lacrima Jobi)*, cultivé après abattis brulis, plante médicinale, culture de rente.

Jachère : reprise libre de la végétation après culture, de 1 à 5 ans.

Tecks : *(Tectona grandis L.f.)*, âgés de 2 ans à 15 ans, bois d'œuvre, culture de rente de moyen à long terme.

Bambous : végétation spontanée et plantée, utilisée pour la construction et la vente.

Bananier : *(Musa sp)*, pour l'auto-consommation et la vente.

Jatropha : *(Jatropha curcas)*, pour extraction d'huile (agro-carburant).

Muriers de chine : pour la production de papier.

Herbes : végétation spontanée et plantée, généralement proche du cours d'eau.

Certaines cultures sont traditionnelles (riz pluvial) ou récemment introduites (larme de Job) tandis que d'autres (jatropha, muriers de Chine) ont été cultivées à titre expérimental.

Mesures des débits, autres mesures

La présentation des équipements serait incomplète sans évoquer les mesures de débits dans le cours d'eau, les prélèvements automatiques d'eau en cas de crue, les analyses effectuées sur

les échantillons d'eau provenant des seuils et des placettes, l'établissement annuel des cartes d'utilisation des terres, les mesures géophysiques et la description bisannuelle détaillée de la surface des placettes (encroûtement, marches, végétation). Le MNT du site est calculé à partir de courbes de niveaux et de relevés GPS, pour une résolution finale de 10×10 m.

Les mesures de débit se font en continu (jusqu'à un pas de temps de 3 minutes) dans des seuils de jaugeage. Ce sont des déversoirs de profil triangulaire dans lesquels on mesure la hauteur d'eau avec un limnimètre (Thalimèdes OTT). La hauteur d'eau est convertie en débit à l'aide d'abaques. Chaque seuil est situé à l'exutoire d'un sous bassin versant (voir Fig. 4.4).

De nombreux résultats concernant le site d'étude et les problématiques rencontrées (hydrologie, agriculture, érosion, tranfert de carbone, ...) ont fait l'objet de publications, entre autres dans « The Lao Journal of Agriculture and Forestry » numéro spécial 17, et dans des journaux internationaux (par exemple Chaplot et al. [2005a, 2006, 2007] ; Rumpel et al. [2006] ; Valentin et al. [2008] ; Rouw et al. [2010]).

4.2 Résultats expérimentaux

4.2.1 Caractéristiques de la pluie

La pluviométrie moyenne entre 2003 et 2009 est de 1200 mm ± 200 mm. On observe que la variabilité du cumul annuel et de la répartition mensuelle est forte (Fig. 4.7).

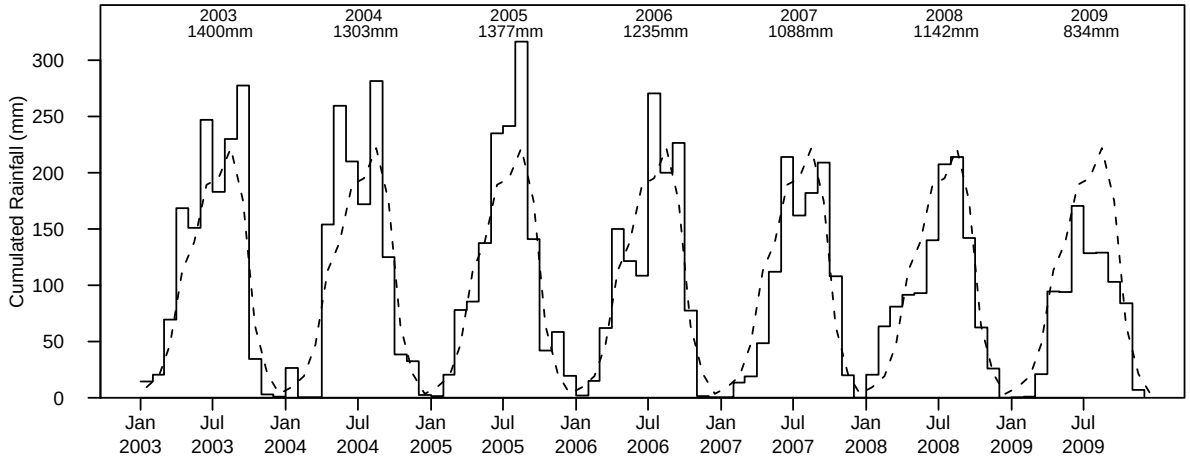


FIG. 4.7 – Pluie cumulée mensuelle (lignes noires) et moyenne entre 2003 et 2009 (en pointillés)

L'intensité maximale enregistrée sur un intervalle de 6 min est de 145 mm h^{-1} tandis que la résolution minimale du pluviographe est de 5 mm h^{-1} (un basculement de l'auget en 6 min. Les intensités moyennes de pluie sur un épisode sont comprises entre 5.6 mm h^{-1} et 61 mm h^{-1}. La pluie cumulée sur un épisode varie de 3.3 mm à 125.9 mm de pluie.

4.2.2 Coefficients de ruissellement

Le coefficient de ruissellement (rapport du volume ruisselé sur volume de pluie) est une variable couramment utilisée pour comparer la production de ruissellement entre différentes placettes et différents événements. Les coefficients de ruissellement par couvert sont présentés sur la figure 4.8.

Les valeurs non réalistes ou non exploitables sont supprimées après une étude de chaque événement. Celles ci correspondent parfois à une erreur ou une absence de relevé, et parfois à un enregistrement de la pluie incomplet ou non exploitable (variabilité trop importante).

Finalement, pour un total de 2944 mesures (nombres de placette × nombre d'épisode pluvieux), 109 mesures sont écartées parce que le volume ruisselé est supérieur au volume de pluie (coefficient de ruissellement supérieur à un). De telles anomalies peuvent avoir plusieurs origines : une hétérogénéité spatiale de la pluie qui entraîne des différences entre la pluie reçue par la placette et celle enregistrée ; des ruissellements parasites pénétrant dans le seau à l'aval de la placette, insuffisamment hermétique. Les coefficients de ruissellement à l'échelle de l'événement varient de 0.6 % (herbes en 2006) à 99 % (teck en 2009).

4.2.3 Encroûtement

Le même expert caractérise les états de surface de chaque placette deux fois par an, en juillet et en septembre. La méthode utilisée est présentée dans Casenave et Valentin [1989] et fréquemment utilisée depuis [Hiernaux et al., 1999 ; Janeau et al., 2003 ; Valentin et al., 2004 ; Rouw et al., 2010 ; Chaplot et al., 2007 ; d'Herbes et Valentin, 1997 ; Podwojewski et al., 2008]. Sont quantifiés visuellement : le pourcentage de croûtes structurale, d'érosion ou gravillonnaire, les pourcentages d'agrégats libres et de gravillons libres (pour un total de 100%). En plus sont notés : les résidus de végétaux, les turricules (tortillons de vers), les algues, mousses, la couverture du sol (%) et la taille de la culture en place et des herbes, la surface occupée par les micro-marches ainsi que leur hauteur moyenne et maximale. Sur le bassin, on distingue trois principaux types de croûte [Casenave et Valentin, 1992 ; Valentin et al., 2008 ; Valentin et Casenave, 1992] :

Les croûtes structurales qui se forment *in situ* par tassement et agglomération de micro-aggrégats stables [Janeau et al., 2003 ; Ribolzi et al., 2011]. Elles apparaissent comme rugueuses.

Les croûtes d'érosion correspondent à l'érosion hydrique des croûtes structurales et à la réduction de leur rugosité, d'où un aspect lisse.

Les croûtes gravillonaires Ce sont des croûtes structurales et d'érosion dans lesquelles des éléments grossiers sont incrustés.

La synthèse des relevés des états de surface effectués entre 2003 et 2009 est donnée par type de culture dans le tableau 4.2. Les croûtes structurales sont les plus fréquentes, et occupent plus de la moitié des placettes sous tecks, larme de Job et sol nu. Les résidus organiques, qui protègent le sol et participent à la création d'humus, sont inégalement présents.

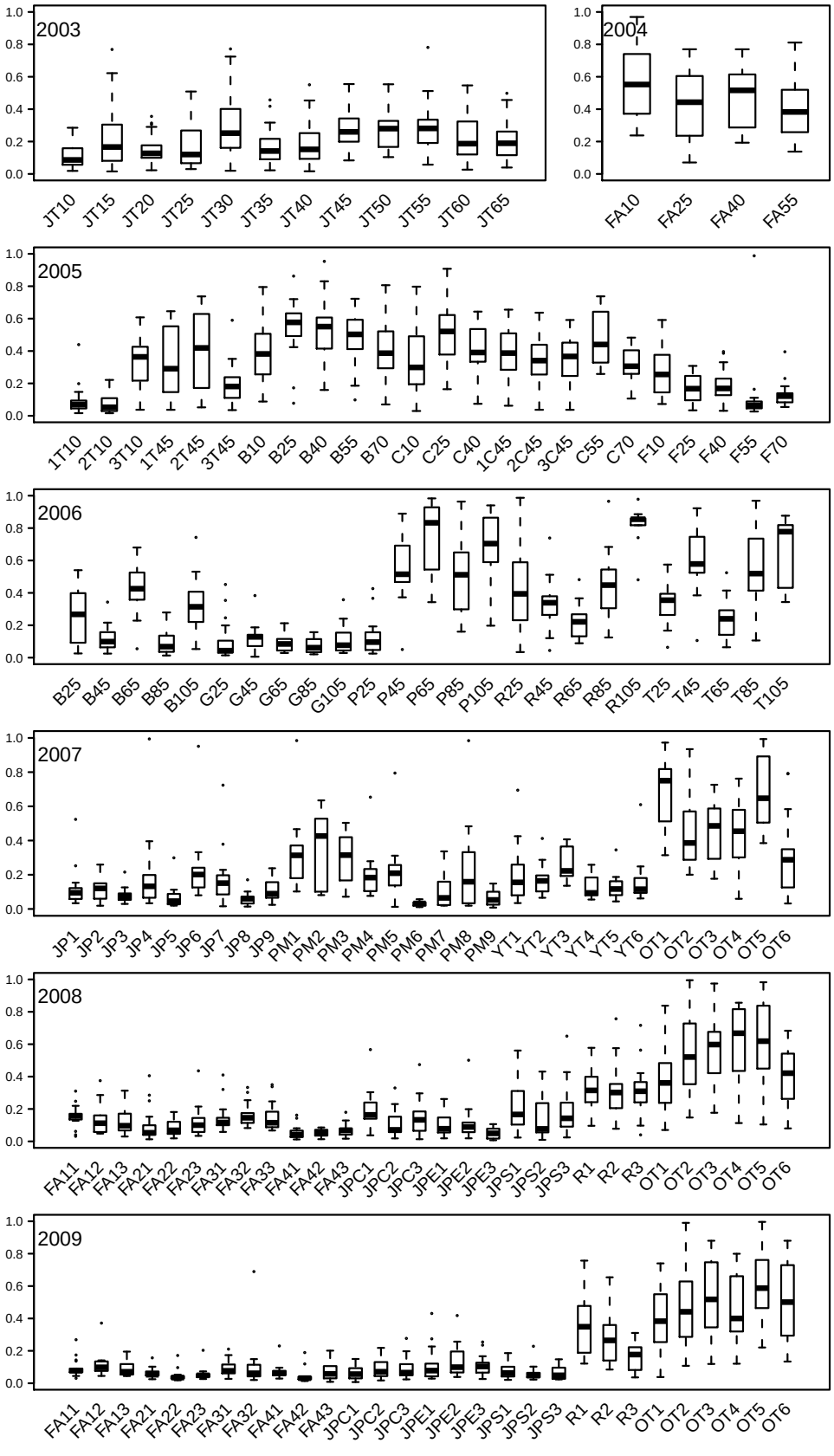


FIG. 4.8 – Coefficients de ruissellement par placette (boîtes à moustache). La boîte représente 50 % des données comprises entre le 25e et le 75e pourcentile, La ligne grasse indique la médiane et les moustaches indiquent les extrêmes. Les points représentes les valeurs très éloignées d'une distribution normale. JT : Larmes de Job, R : Riz, B : Sol nu, FA : Jachère, YT : Jeune Teck, OT : Vieux Teck, P : Bambou, BA : Bananier, JP : Jatropha, PM : Murier de Chine

TAB. 4.2 – Quelques caractéristiques de surface par type de culture, en pourcentage de la surface de la placette.

Culture	ST ± sd	ERO ± sd	RE ± sd	CC ± sd
	——— % ———			
Herbes	3 ± 5	0 ± 0	72 ± 26	0 ± 0
Murier de Chine	10 ± 8	0 ± 1	7 ± 9	1 ± 1
Jatropha	14 ± 17	0 ± 0	3 ± 6	19 ± 22
Bambou	18 ± 11	0 ± 1	45 ± 31	42 ± 48
Jachère	20 ± 24	1 ± 5	31 ± 34	0 ± 0
Bananier	29 ± 12	0 ± 0	2 ± 2	30 ± 19
Jeune teck	30 ± 28	1 ± 1	4 ± 6	27 ± 25
Riz	45 ± 24	2 ± 3	2 ± 3	5 ± 7
Vieux teck	46 ± 32	2 ± 2	34 ± 36	81 ± 17
Larmes de Job	49 ± 20	3 ± 3	2 ± 1	2 ± 2
Sol nu	62 ± 9	7 ± 4	1 ± 0	0 ± 0

ST : Croûte structurale, ERO : Croûte d'érosion, RE : Résidus,
CC : Surface cultivée, sd = écart-type

4.3 Modélisation en continu avec le modèle de Diskin et Nazimov

Pour pallier le manque d'informations quant à l'évolution temporelle de l'humidité du sol, nous avons choisi, dans un premier temps, d'utiliser un modèle semi-conceptuel à réservoir. Celui ci permet de calculer l'évolution de la teneur en eau et de la production de ruissellement d'une placette au cours d'une année.

4.3.1 Description du modèle

Le modèle décrit par Diskin et Nazimov [1995] est un modèle semi-conceptuel à réservoir. Il fait partie des quelques modèles conceptuels permettant de simuler la partition ruissellement-infiltration [Chahinian et Moussa, 2007]. Il permet, notamment, de retrouver la loi de Horton [Diskin et Nazimov, 1996]. Ceci étant, il n'a été testé, à notre connaissance, que sur sol nu. Le modèle possède deux éléments représentés sur la figure 4.9. L'élément inférieur est un réservoir tandis que l'élément supérieur représente l'interface air/sol et fait office de régulateur. Le réservoir a un effet rétroactif sur l'élément régulateur. Chacun des deux éléments possède une variable d'état : $S(t)$ le volume stocké pour le réservoir $[L]$ et $f(t)$ la capacité d'infiltration pour l'élément régulateur $[LT^{-1}]$.

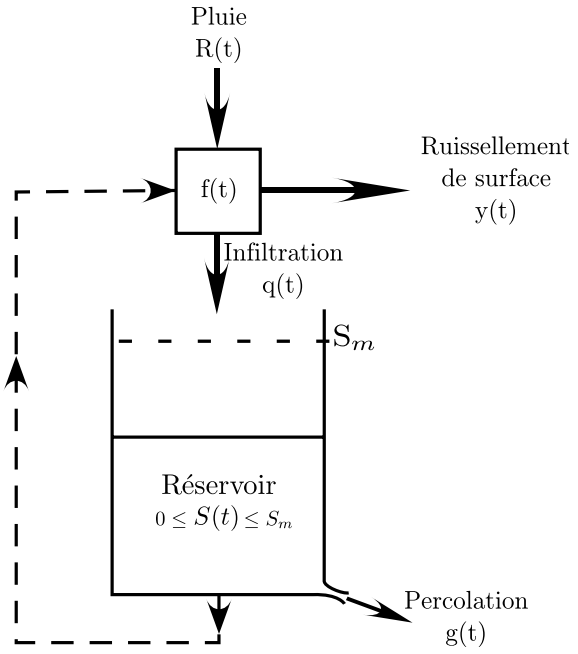


FIG. 4.9 – Schématisation du modèle d'infiltration de Diskin et Nazimov [1995]

À un temps t, on compare la capacité d'infiltration $f(t)$ à l'intensité de la pluie $R(t)$ $[LT^{-1}]$, pour calculer l'intensité de ruissellement $y(t)$ $[LT^{-1}]$, et le taux d'infiltration $q(t)$ $[LT^{-1}]$. Si

l'intensité de la pluie est inférieure à la capacité d'infiltration alors toute la pluie s'infiltre sinon l'infiltration est limitée par la capacité d'infiltration et le surplus d'eau produit du ruissellement :

$$\text{Si } R(t) \leq f(t) \text{ alors } \left\{ \begin{array}{lcl} q(t) & = & R(t) \\ y(t) & = & 0 \end{array} \right. \text{ sinon } \left\{ \begin{array}{lcl} q(t) & = & f(t) \\ y(t) & = & R(t) - f(t) \end{array} \right. \tag{4.1}$$

Cette formulation s'applique à de nombreux modèles. Dans le cas du modèle de Diskin et Nazimov [1995] la capacité d'infiltration $f(t)$ est contrôlée par la teneur en eau du réservoir :

$$f(t) = f_0 - (f_0 - f_c)\frac{S(t)}{S_m} \tag{4.2}$$

avec f_0 la capacité maximale d'infiltration $[LT^{-1}]$, f_c la capacité minimale d'infiltration $[LT^{-1}]$, $S(t)$ la hauteur d'eau dans le réservoir $[L]$ et S_m la taille du réservoir $[L]$.

On peut calculer deux temps caractéristiques du système : $t_c = S_m/f_c$ et $t_0 = S_m/f_0$. t_c représente le temps nécessaire à la vidange du système, tandis que t_0 représente le temps de remplissage.

Ce modèle comporte trois paramètres (f_0, f_c et S_m) pour une vingtaine de relevés de volumes ruisselés par placette. On peut calculer l'erreur de différentes manières, ce qui influe sur la qualité de l'optimisation (voir Chahinian et Moussa [2007]). On choisit ici d'évaluer les volumes calculés avec l'écart arithmétique moyen (que l'on cherche à minimiser) :

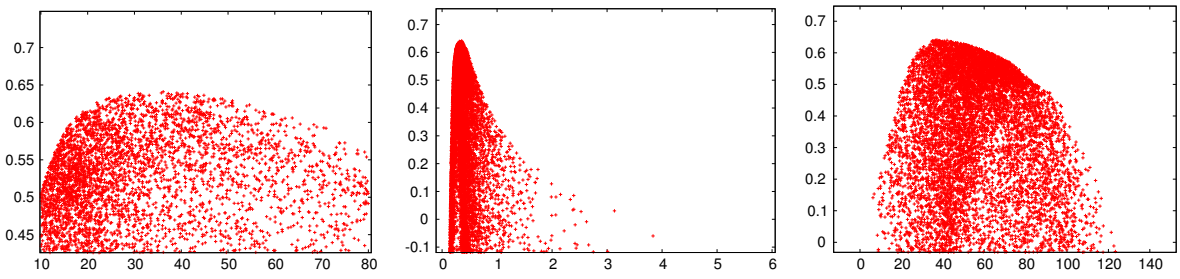
$$Err_{Relative} = \frac{1}{n} \sum_{episodes} \left| \frac{V_{modele} - V_{mesure}}{V_{mesure}} \right| \tag{4.3}$$

et un critère inspiré du critère de Nash (que l'on cherche à maximiser) :

$$Err_{Nash} = 1 - \frac{\sum_{episodes}(V_{modele} - V_{mesure})^2}{\sum_{episodes}(V_{mesure} - \overline{V_{mesure}})^2} \tag{4.4}$$

L'écart arithmétique moyen estime l'écart de chaque valeur calculée par rapport à la valeur mesurée et ne favorise pas l'adéquation pour les volumes élevés. Le critère de Nash est usuellement utilisé pour estimer l'écart entre des hydrogrammes mesurés et simulés. Si $Err_{Nash} \leq 0$, l'erreur faite sur les volumes calculés est plus importante que si l'on utilisait la moyenne des volumes mesurés.

L'optimisation est faite visuellement (voir la figure 4.10 qui illustre cette optimisation pour une placette au cours de l'année 2005). Les trois paramètres f_0, f_c, S_m sont tirés aléatoirement dans une gamme jugée raisonnable. Un optimum (maximum pour le critère de Nash, minimum pour l'écart arithmétique) est alors évalué. On observe (Fig. 4.10a) que f_0 peut prendre des valeurs allant de $30\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$ à $50\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$ pour un Nash optimal. En effet, f_0 est la valeur d'infiltrabilité maximale, qui est atteinte au début d'un événement suffisamment éloigné du précédent. Cette valeur est peu importante et c'est surtout t_0, le temps de remplissage qui compte. C'est en effet le temps nécessaire pour atteindre f_c. La gamme de f_c varie peu (aux alentour de $0.4 \pm 0.01\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$, Fig. 4.10b). Ce paramètre d'infiltrabilité minimale influe fortement sur les



(a) f_0 (b) f_c (c) S_m

FIG. 4.10 – Valeur du critère de Nash (ordonnée) pour différentes valeurs des paramètres du modèle de Diskin et Nazimov [1995] : (a) f_0 (mm/h), (b) f_c (mm/h), (c) S_m (mm).

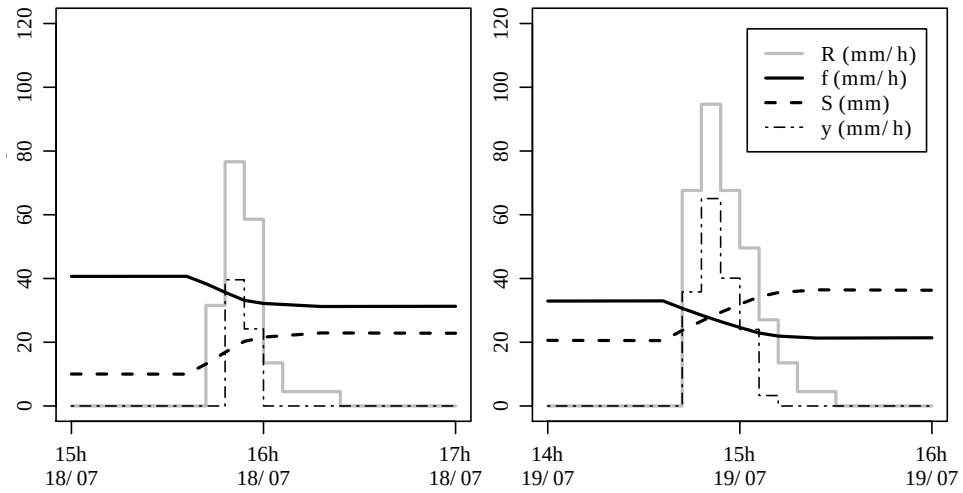
volumes ruisselés, et ce d'autant plus que la pluie a une résolution minimale de $5\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$. Les pluies d'intensité faible, dès $5\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$, produisent parfois du ruissellement si la teneur en eau du sol est proche de la valeur à saturation, c'est-à-dire si le volume des pluies antérieures est important. Avec le modèle considéré ici, cela signifie que le réservoir est plein et, donc, que la capacité d'infiltration est proche de sa valeur minimale.

4.3.2 Résultats

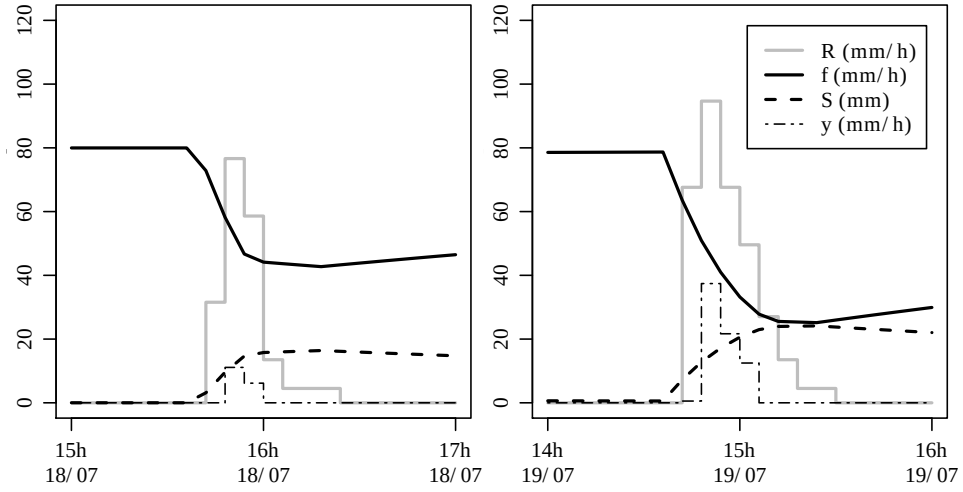
Le modèle de Diskin et Nazimov [1995] est appliqué pour les volumes ruisselés mesurés en 2005. Le comportement du modèle est illustré pour deux événements pluvieux séparés de 24 h (Fig. 4.11). Pour un temps de vidange élevé (Fig. 4.11a), le ruissellement produit est influencé par les précipitations antérieures : le premier événement a rempli le réservoir qui ne s'est pas vidangé pour l'événement suivant. Pour un temps de vidange court (Fig. 4.11b), la capacité d'infiltration retrouve rapidement sa valeur maximale : l'influence des précipitations antérieures s'estompe. La figure 4.12 montre l'évolution annuelle de la capacité d'infiltration et du remplissage du réservoir pour un système « lent » à se vidanger mais se remplissant rapidement. C'est le type de comportement qui a obtenu les meilleurs critères d'erreur lors de la calibration.

Les paramètres optimisés avec l'erreur relative, ainsi que les erreurs correspondantes sont résumés dans le tableau 4.3.

Ces résultats sont assez satisfaisants pour les parcelles à sol nu, avec une erreur relative inférieure à 0.2. La présence de végétation diminue les performances. Le calcul de l'erreur s'est avéré très sensible aux valeurs extrêmes du volume ruisselé. Le remplissage du réservoir donne un état hydrique du sol plus précis qu'un index de pluie antérieure, dans la mesure où il prend en compte uniquement les quantités infiltrées. Rappelons qu'un indice de pluie antérieure est un paramètre qui donne une mesure de l'évolution temporelle de l'humidité du sol après un événement pluvieux [Chevallier, 1983]. Il suppose implicitement que toute la pluie s'est infiltrée. Pour des placettes ayant un couvert végétal, le modèle est mis en défaut. Il conduit à des valeurs de la capacité minimale d'infiltration f_c, infiltration lorsque le réservoir est plein ou lorsque le sol est saturé, trop faibles, inférieures à $1\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$, par rapport à ce qui est connu du



(a) $t_c = 170\,\mathrm{h}$, $t_0 = 1.4\,\mathrm{h}$ et $S_m = 65\,\mathrm{mm}$



(b) $t_c = 6.6\,\mathrm{h}$, $t_0 = 0.4\,\mathrm{h}$ et $S_m = 33\,\mathrm{mm}$

FIG. 4.11 – Tracé de la capacité d'infiltration (f), de la hauteur d'eau dans le réservoir (S) et du taux de ruissellement (y) pour deux événements pluvieux successifs de 2005 (R : pluie) avec (a) une vidange lente et (b) rapide.

terrain, infiltrabilités largement supérieures à $1\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$. Cela peut s'expliquer par le fait que le comportement hydrique du sol entre les épisodes pluvieux est susceptible d'être influencé par l'évapotranspiration liée à la végétation. En conclusion, on obtient une idée du comportement global des placettes, mais il est difficile d'extraire une signification physique des paramètres. Par ailleurs, l'introduction dans le modèle de paramètres supplémentaires permettant de rendre compte de l'impact de la végétation sur le bilan hydrique conduirait à une sur-paramétrisation du problème.

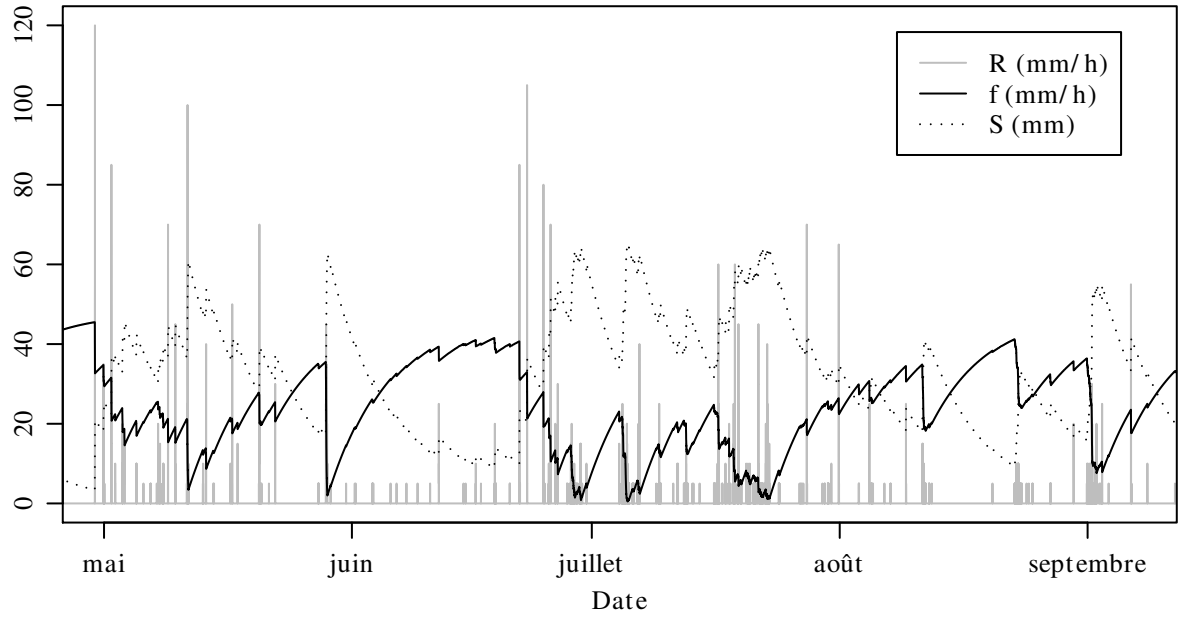


FIG. 4.12 – Tracé de la capacité d'infiltration (f) et de la hauteur d'eau dans le réservoir (S) calculées avec le modèle de Diskin et Nazimov [1995] pour la saison des pluies de 2005, avec $t_c = 170\,\text{h}$, $t_0 = 1.4\,\text{h}$ et $S_m = 65\,\text{mm}$. Les précipitations sont indiquées en gris (R)

Pour ces différentes raisons, nous avons choisi de ne pas appliquer ce modèle à l'ensemble des données disponible. Par la suite, nous adoptons un modèle plus phénoménologique et qui a été testé dans des conditions hydro-météorologiques similaires à celles du nord Laos.

Culture	Pente	f_0	f_c	S_m	Erreur		t_c	t_0
	%	– mm h^{-1} –		mm	Rel	Nash	– h –	
Sol nu	34	17.8	0.37	17.5	0.16	0.83	47.6	1.0
	47	19.0	0.25	38.0	0.21	0.72	149.9	2.0
	58	15.7	0.53	15.5	0.16	0.76	29.3	1.0
	70	36.1	0.35	37.2	0.20	0.64	104.8	1.0
Riz	14	29.2	0.59	62.4	0.75	0.54	105.7	2.1
	30	26.0	0.30	51.5	0.40	0.52	173.9	2.0
	48	48.5	0.38	65.6	0.58	0.45	170.8	1.4
	53	23.0	0.41	37.3	0.43	0.51	91.2	1.6
	75	34.0	0.48	56.8	0.49	0.18	117.8	1.7
Riz (réplique)	50	34.6	0.41	60.4	0.22	0.64	146.0	1.7
	41	32.5	0.52	65.1	0.24	0.46	125.0	2.0
	45	36.6	0.50	60.4	0.20	0.60	121.8	1.6
Jachère	10	70.2	0.62	74.9	0.58	0.35	120.4	1.1
	40	71.6	0.70	67.7	0.72	0.34	96.9	0.9
	72	79.5	0.72	58.6	0.70	-0.23	81.4	0.7

TAB. 4.3 – Paramètres optimisés (f_0, f_c et S_m), erreurs et temps caractéristiques pour l'application du modèle de Diskin et Nazimov [1995] sur les données de 2005.

4.4 Modélisation par événement pluvieux, infiltration variable spatialement

4.4.1 Description du modèle

Le modèle utilisé ici s'inspire du modèle d'infiltration variable spatialement (SVIM, Surface Variable Infiltration Model) [Yu, 1999]. Il est introduit et situé dans le contexte scientifique dans le chapitre 1, section 1.3.1. On établit dans cette section l'équation qui permet de calculer une infiltrabilité à partir du volume ruisselé, avant de rappeler et discuter les hypothèses du modèle.

Modèle mathématique

Si l'on considère que l'infiltrabilité de la placette suit une distribution exponentielle, la densité de probabilité de l'infiltrabilité $p(i)$ peut s'écrire :

$$p(i) = \frac{1}{I_m}\, e^{-i/I_m} \tag{4.5}$$

où I_m est la moyenne de la distribution exponentielle.

Alors l'infiltrabilité moyennée spatialement $I(R)$ pour une pluie d'intensité R est :

$$I(R) = \overbrace{\int_{i \geq R} R\, p(i)\, di}^{A} + \overbrace{\int_{i<R} i\, p(i)\, di}^{B} \tag{4.6}$$

La partie A de l'équation (4.6) représente les zones où l'infiltrabilité est supérieure à l'intensité de pluie : toute la pluie s'infiltre. La partie B représente les zones ayant une infiltrabilité inférieure à la pluie : l'infiltration est limitée par cette valeur d'infiltrabilité et il y a production de ruissellement. On peut donc écrire l'intensité de ruissellement y en fonction de l'intensité de pluie :

$$y(R) = \int_0^R (R - i)\, p(i)\, di \tag{4.7}$$

Après intégration on obtient :

$$y(R) = R - I_m \left(1 - e^{-R/I_m}\right) \tag{4.8}$$

Pour un épisode pluvieux (défini section 4.1.2), on considère un I_m constant. Ce I_m est donc la solution unique du bilan entre volumes d'eau entrant et sortant de la placette pendant l'épisode (Eq. 4.9). Cette équation non linéaire est résolue avec un algorithme de type Newton-Raphson.

$$\sum_{R_{event}} (R - I(R))\Delta t = V_{runoff} \tag{4.9}$$

Ce modèle permet de transformer un volume ruisselé global en un taux d'infiltration fonction de la pluie.

Hypothèses

On se place dans le cadre théorique suivant :

- Une placette de pente α et de surface $1\,\mathrm{m}^2$ intercepte un flux de pluie R avec une surface horizontale $\cos(\alpha)$ (les placettes sont orientées dans le sens de plus grande pente). L'intensité de la pluie vue par la placette est donc $R * \cos(\alpha)$.
- Le temps d'apparition du ruissellement est négligé. En pratique, on a observé des temps inférieurs à 6 min en début de saison pluvieuse ([Janeau et al., 2003], Chap. 3).
- Le stockage superficiel est négligé, ce qui est observé pour des pentes fortes (Kirkby et al. [2002]).
- L'évapotranspiration est négligeable pendant les événements pluvieux. Pour des forêts d'Asie du Sud-Est, Chappell et al. [2001] constatent une perte en eau (par stockage dans la canopée et évaporation depuis la canopée) de l'ordre de quelques millimètres. D'après des mesures d'interception effectuées sous du mais, du riz et du manioc par Van Dijk et Bruijnzeel [2001] en Indonésie, la capacité de la canopée vaut moins de 0.3 mm et l'évaporation sur la canopée vaut moins de $1\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$. L'évapotranspiration potentielle de référence a été évaluée à $0.1\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$ à partir des données météorologiques en utilisant la méthode préconisée par la FAO [Allen et al., 1998].

Nous choisissons de ne pas modéliser explicitement les phénomènes tels que l'interception par les feuilles et les troncs, ou la présence de différents types de croûtes. En effet, d'une part, nous ne connaissons pas en détail l'évolution des paramètres associés au cours d'une année, et, d'autre part, l'impact de ces phénomènes et facteurs peut être considéré comme inclus dans l'infiltrabilité moyenne I_m. Nous appellerons désormais celle ci infiltrabilité. Cette hypothèse a déjà été formulée et utilisée par d'autres auteurs [Stone et al., 2008 ; Van Dijk et Bruijnzeel, 2004].

D'après l'équation de Richards en milieu homogène la teneur en eau du sol est une variable qui contrôle l'apparition et l'intensité du ruissellement. Dans le cas du ruissellement par excès d'infiltration, la surface du sol se sature rapidement et l'effet de la teneur en eau devient moins prépondérante [Castillo et al., 2003]. Nous supposons ici que l'hétérogénéité du sol et la végétation impliquent, pendant un événement pluvieux, des variations temporelles d'infiltrabilité plus importantes que l'évolution de la teneur en eau pendant cet événement. Nous supposons néanmoins que l'humidité initiale, avant l'événement pluvieux, influe sur l'infiltrabilité calculée. Lorsque les données concernant l'humidité du sol avant une pluie ne sont pas disponibles, on peut utiliser une variable permettant de pallier ce manque et appelée « indice des précipitations antérieures ». Cet indice rend compte de façon phénoménologique de l'état d'humidité du sol. Nous utilisons ici un indice calculé au pas de temps de la pluie. Cet indice peut être assimilé à un réservoir qui se remplit avec la pluie et se vide de manière exponentielle. On peut l'écrire [Chevallier, 1983 ; Casenave et Valentin, 1989] :

$$API(t + \Delta t) = (API(t) + R(t) * \Delta t) * \exp(-\alpha \Delta t) \tag{4.10}$$

$API(t)$ l'indice des précipitations antérieures $[L]$ au temps t [T], R la pluie $[LT^{-1}]$, Δt l'intervalle de temps entre deux calculs de API et α un paramètre de dimensionnement $[T^{-1}]$

4.4.2 Résultats de modélisation

Pour chaque épisode pluvieux entre 2003 et 2009 et pour chaque placette, on utilise l'équation (4.9) pour calculer une infiltrabilité. Ce résultat constitue l'information de base que nous allons interpréter dans cette section. Chaque infiltrabilité est un « cliché » de la placette à un instant donné, qui va, a priori, dépendre de l'épisode pluvieux, des conditions du sol avant l'épisode pluvieux, des conditions géomorphologiques (pente, encroûtement), du type de végétation et de l'évolution temporelle de la végétation. Pour une placette, ces paramètres ne sont pas connus avec la même fréquence :

- Le type de végétation et la pente sont des facteurs constants pendant une année.
- Les états de surface sont mesurés pour chaque placette deux fois dans l'année.
- L'humidité du sol et la végétation évoluent entre chaque épisode pluvieux ; ces variables ne sont pas mesurées.

En raison des fortes variations spatiales et temporelles de l'infiltrabilité d'une placette, nous regroupons les infiltrabilités par familles (même couvert végétal, même pente, ...) afin que chaque famille ait un certain poids statistique pour leur inter-comparaison. Nous allons donc présenter dans un premier temps les infiltrabilités regroupées par type de couvert, car c'est le facteur principal de distinction entre les infiltrablités, et par année pour s'assurer que les conditions météorologiques ont évolué de la même manière pour toutes les placettes comparées. Nous étudions ensuite l'effet des facteurs météorologiques sur la variation intra-annuelle des infiltrabilités, toujours groupées par couvert. Enfin, nous détaillons l'influence des facteurs spatialisés (pente et encroûtement) au sein d'un même couvert. Nous proposons pour cela d'analyser l'effet de la pente sur l'infiltration en faisant l'hypothèse que cette effet soit constant dans l'année et indépendant de l'épisode pluvieux. Quant aux états de surfaces, ils sont regroupés en une seule valeur annuelle par placette et comparés à une valeur annuelle d'infiltrabilité, en considérant que leur variation entre deux relevés des états de surface est négligeable par rapport à la variation inter-placette.

Valeurs annuelle d'infiltrabilité

Les infiltrabilités sont groupées par type de couvert et la moyenne annuelle est calculée (Tab. 4.4). Le calcul de la moyenne et de l'écart-type révèle des écarts types supérieurs à la moyenne car la distribution sous-jacente d'infiltrabilité ne suit pas une loi normale. La médiane et l'écart-type géométrique sont donc également calculés. Par la suite, nous utilisons le logarithme de l'infiltrabilité si un traitement statistique doit être fait sous l'hypothèse d'une répartition normale des données ou si cela facilite la visualisation. Le test de Tukey confirme la faisabilité d'une distinction par couvert. En effet, malgré un écart-type géométrique supérieur ou égal à 3 pour chaque couvert, les différences entre moyennes sont en général significatives.

TAB. 4.4 – Infiltrabilité moyenne ($I_m \pm$sd) et médianne (I_m ×/ gd) par année et par type de couvert

Année	type	$I_m \pm$sd	I_m ×/ gd	Nb.
		mm/h		
2003	JT	130 ± 309	60.5 ×/ 2.81	374
2004	F	23 ± 26	14.3 ×/ 2.79	123
2005	R	23 ± 26	15 ×/ 2.54	158
	B	20 ± 31	10.2 ×/ 2.97	97
	F	80 ± 69	52.5 ×/ 3.04	123
	OT	118 ± 180	45.2 ×/ 4.78	114
2006	R[a]	31 ± 45	14 ×/ 4.74	77
	G	164 ± 179	110 ×/ 2.85	95
	BA	87 ± 181	36.7 ×/ 3.67	84
	P[a]	54 ± 129	10.2 ×/ 5.82	63
	YT[a]	23 ± 25	11.6 ×/ 3.54	69
2007	J	172 ± 212	118 ×/ 3.31	139
	PM[b]	154 ± 338	70.6 ×/ 4.28	127
	OT	41 ± 91	13.1 ×/ 4.62	89
	YT[b]	89 ± 74	74 ×/ 2.29	101
2008	R	24 ± 24	20.8 ×/ 2.11	49
	J[c]	138 ± 202	75.7 ×/ 3.21	164
	F[c]	119 ± 143	84.6 ×/ 2.77	193
	OT	17 ± 26	8.23 ×/ 3.8	90
2009	R	47 ± 51	32.6 ×/ 2.86	56
	J[d]	156 ± 172	124 ×/ 2.42	141
	F[d]	176 ± 168	144 ×/ 2.56	193
	OT	19 ± 28	9.85 ×/ 3.61	90

[a,b,c,d] Médianes non significativement différentes (test de Tukey sur $\log(I_m)$, $\alpha = 0.05$).
JT = Larmes de Job, R = Riz, B = Sol Nu, F = Jachère, OT = Vieux teck, YT = Jeunes tecks, P = Bambou, BA = Bananier, J = Jatropha, PM = Murier de Chine

Les infiltrabilités les plus faibles (de l'ordre de 10 ×/ $4\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$) sont observées pour les placettes installées sous tecks et pour le sol nu. Les infiltrabilités les plus élevées (de l'ordre de 140 ×/ $2.5\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$) sont observées sous jachère et jatropha.

L'année 2009 présente des infiltrabilités plus élevées que l'année 2008, pour des placettes identiques. Ces différences de moyennes sont significatives pour le riz, la jachère et les Jatropha entre 2008 et 2009 (t test, $\alpha = 0.05$). On peut raisonnablement attribuer cette augmentation de l'infiltrabilité au régime de pluie puisque l'année 2009 est une année particulièrement sèche (300 mm de précipitations en moins que 2008). Il est intéressant de noter que l'infiltration sous teck n'augmente pas sensiblement entre 2008 et 2009. Les feuilles de teck, dont le diamètre est de l'ordre de 20 à 30 *cm* à l'âge adulte, amortissent considérablement l'intensité de la pluie

arrivant au sol. Par ailleurs, la largeur de ces feuilles conduit à une convergence des gouttes d'eau tombées sur celles ci vers la nervure centrale pour former une très grosse goutte d'eau, qui a un fort pouvoir érosif lorsqu'elle touche le sol. Il est fort probable que le flux de ces gouttes arrivant au sol ne soit pas suffisamment homogène et uniforme comme l'est une pluie arrivant sur sol nu, et que les états de surface se dégradent d'une année à l'autre sous les tecks, ce qui ne permet pas d'observer une diminution notable de l'infiltrabilité.

Ces comparaisons ne sont pas effectuées pour les autres années car les placettes ne sont pas situées aux mêmes endroits d'une année à l'autre.

Évolution temporelle des infiltrabilités

Les infiltrabilités sont regroupées par couvert et par épisode pluvieux pour obtenir une évolution durant la saison humide de la médiane et de l'écart-type géométrique des infiltrabilités (Fig. 4.15 et 4.16). Certaines placettes (sol nu, larmes de job, riz) ont une variabilité réduite pour un événement donné (faible dispersion des valeurs), tandis que d'autres (bambous, bananiers) ont une variabilité forte .

On note pour toutes les années que certaines augmentations/diminutions d'infiltrabilités sont synchrones pour toutes les placettes (par exemple : à partir du jour 200 de l'année 2005, l'infiltrabilité décroit progressivement de sa valeur la plus haute à sa valeur la plus basse en quatre événements pluvieux. Cette évolution touchant toutes les parcelles, tous couverts confondus, est probablement due à un facteur externe non pris en compte dans le modèle. On remarque que l'évolution de l'indice des pluies antérieures (API) semble inversement liée à l'évolution des infiltrabilités, tous couverts confondus (Fig. 4.13 et Annexe C).

On retrouve ce comportement pour le taux d'infiltration calculé avec le modèle de Diskin et Nazimov [Diskin et Nazimov, 1995], présenté Sect. 4.3, et qui est inversement proportionnel au remplissage du réservoir. Le niveau, ou saturation, de ce réservoir est assimilable à un index des pluies antérieures (API), à la différence près que le modèle de Diskin et Nazimov utilise les quantités infiltrées alors que l'API prend en compte toute la pluie. En contrepartie, l'API n'utilise qu'un paramètre (relatif au temps de vidange du réservoir) tandis que le modèle de Diskin et Nazimov dépend de trois paramètres (temps de vidange, de remplissage et taille du réservoir).

La teneur en eau du sol et son évolution temporelle jouent certainement un rôle important dans la tendance observée pour l'infiltrabilité, c'est a dire une infiltrabilité élevée en début de saison humide, puis une décroissance notable lors d'événements successifs en allant vers le cœur de la saison humide. Néanmoins l'API est peu corrélé avec l'infiltrabilité ($\log(I_m) = 9.8 - 1.3\log(API_{20j})$, $R^2 = 0.2$ tous couvert confondus). Il est à noter que la présence de végétation influe fortement sur cette évolution. Par exemple, l'infiltrabilité des placettes sous riz est bien corrélée avec l'API ($\log(I_m) = 10 - 1.52\log(API_{20j})$, $R^2 = 0.4$), tandis que la seconde meilleure corrélation est obtenue avec les placettes sous jachère ($\log(I_m) = 11 - 1.5\log(API_{20j})$,

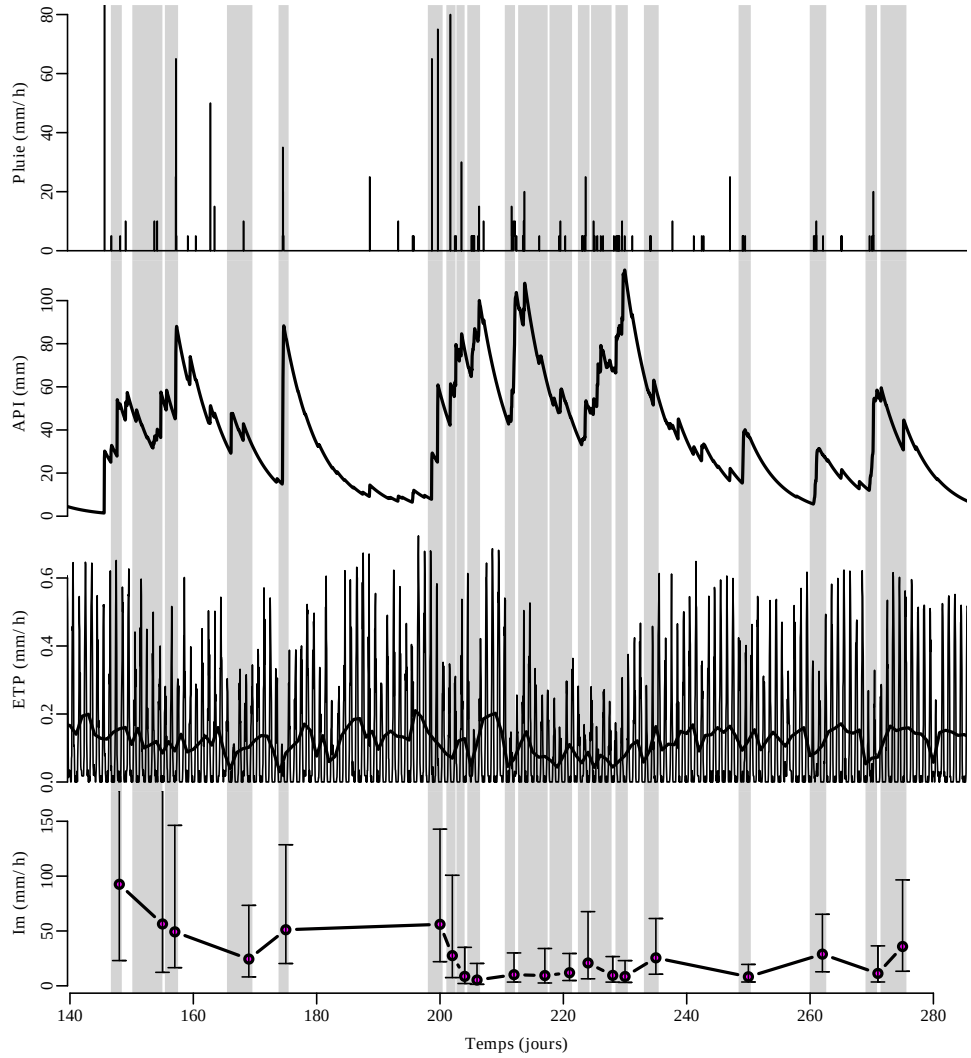


FIG. 4.13 – Évolution temporelle en 2005 des (a) précipitations, (b) de l'indice des pluie antérieures (API 5jours) , (c) de évapotranspiration potentielle (ETP) horaire (moyenne journalière en gras) et (d) de l'infiltrabilité (médiane et écart-type géométrique, tous couverts confondus) sur la période étudiée. Les bandes verticales grises correspondent à un relevé de volume ruisselé.

$R^2 = 0.25$). Par ailleurs, le croisement statistique des infiltrabilités avec les caractéristiques des événements pluvieux (intensité, volume, durée) n'a rien donné de concluant.

Pour observer l'évolution des infiltrabilités en fonction du couvert, on calcule la déviation relative par rapport à la moyenne en s'inspirant de Starr [1990] :

$$\lambda_{x,t} = \frac{L_{x,t}}{\hat{L}_t} - 1 \text{ où } \hat{L}_t = (1/n) \sum_{x=1}^{x=n} L_{x,t} \tag{4.11}$$

avec $L_{x,t} = log(I_m(x,t))$ le logarithme de l'infiltrabilité de la placette x au temps t. Cet indice λ est constant dans le temps pour une parcelle x dont le logarithme de l'infiltrabilité est toujours

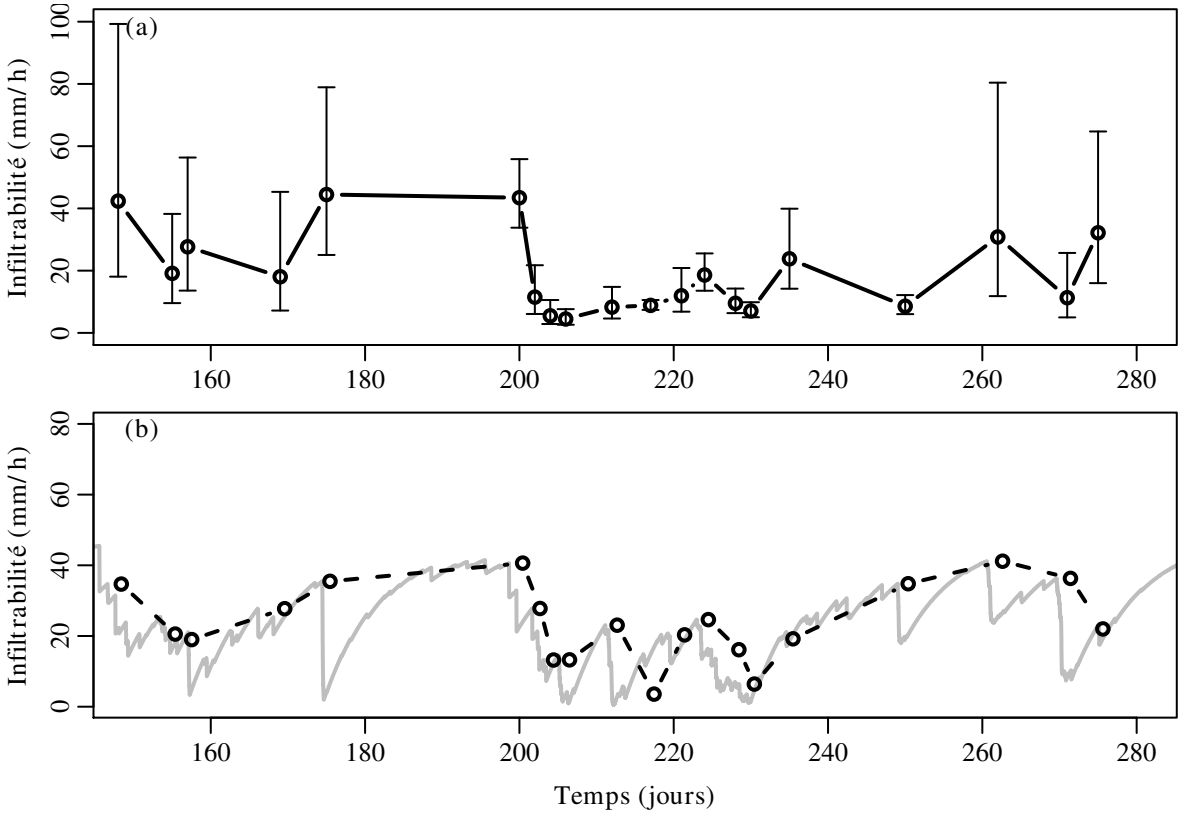


FIG. 4.14 – Évolution temporelle de l'infiltrabilité en 2005 pour les placettes de riz (a) et infiltrabilité calculée avec le modèle de Diskin et Nazimov [1995] (en gris), les valeurs au début d'un épisode pluvieux sont figurées par un point et reliées en pointillés.

à la même distance de la moyenne des infiltrabilités du groupe considéré. Pour calculer λ, il faut que $I_m(x,t)$ existe pour tous les x et t pris en compte. Il faut donc trier les résultats pour enlever les épisodes (t) et/ou les placettes (x) qui comportent le plus de volumes manquants. Cette sélection réduit d'environ 20 % le nombre de données exploitable pour le calcul de L.

Les résultats sont présentés par année sous la forme de boîtes à moustache regroupant les valeurs de λ pendant une année par couvert (Fig. 4.17).

Certains couverts évoluent de manière stable, par exemple en 2005, l'infiltrabilité sur sol nu est, pour la plupart des épisodes pluvieux, la plus faible, puis vient l'infiltrabilité sous riz. Les infiltrabilités sous jachère et sous vieux tecks sont les plus élevées, mais ne peuvent être distinguées entre elles car leurs infiltrabilités sont alternativement, dans l'année, plus élevée ou plus faible. Pour les années 2006, 2007, 2008 et 2009, l'infiltration sous vieux tecks est toujours la plus faible, l'infiltration sous jachère est la plus élevée, tout en étant confondue avec celle sous Jatropha.

En conclusion, les valeurs d'infiltrabilités évoluent conjointement en fonction d'un facteur externe au modèle lié à la teneur en eau du sol et son évolution. Certains couverts se présentent une infiltrabilité stable, celle-ci étant toujours supérieure ou inférieure aux autres.

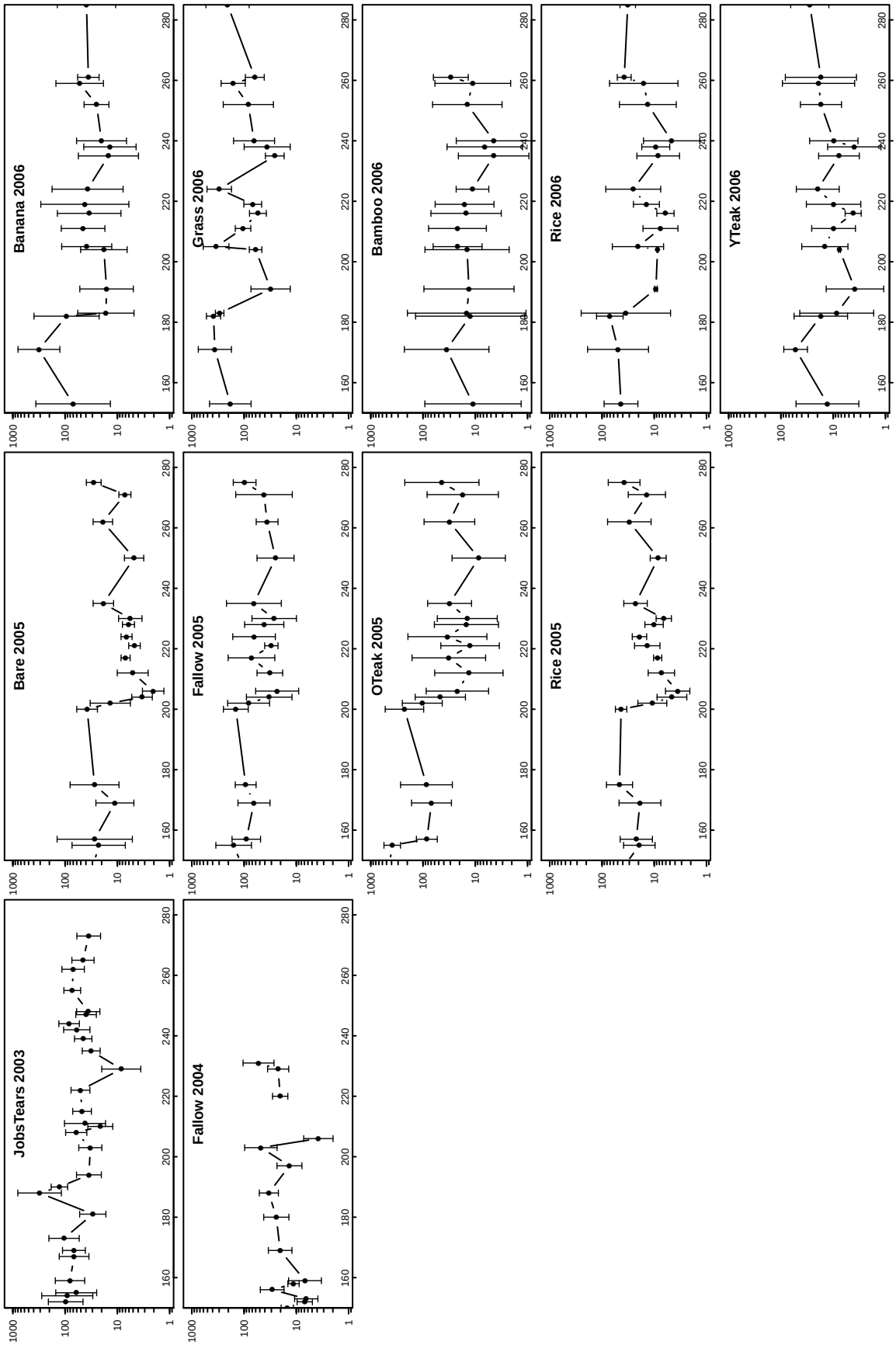


FIG. 4.15 – Évolution temporelle des infiltrabilités par couvert pour les années 2003 à 2006. Temps (jours) en abscisse et infiltrabilité ($\mathrm{mm\,h^{-1}}$) en ordonnée, échelle logarithmique.

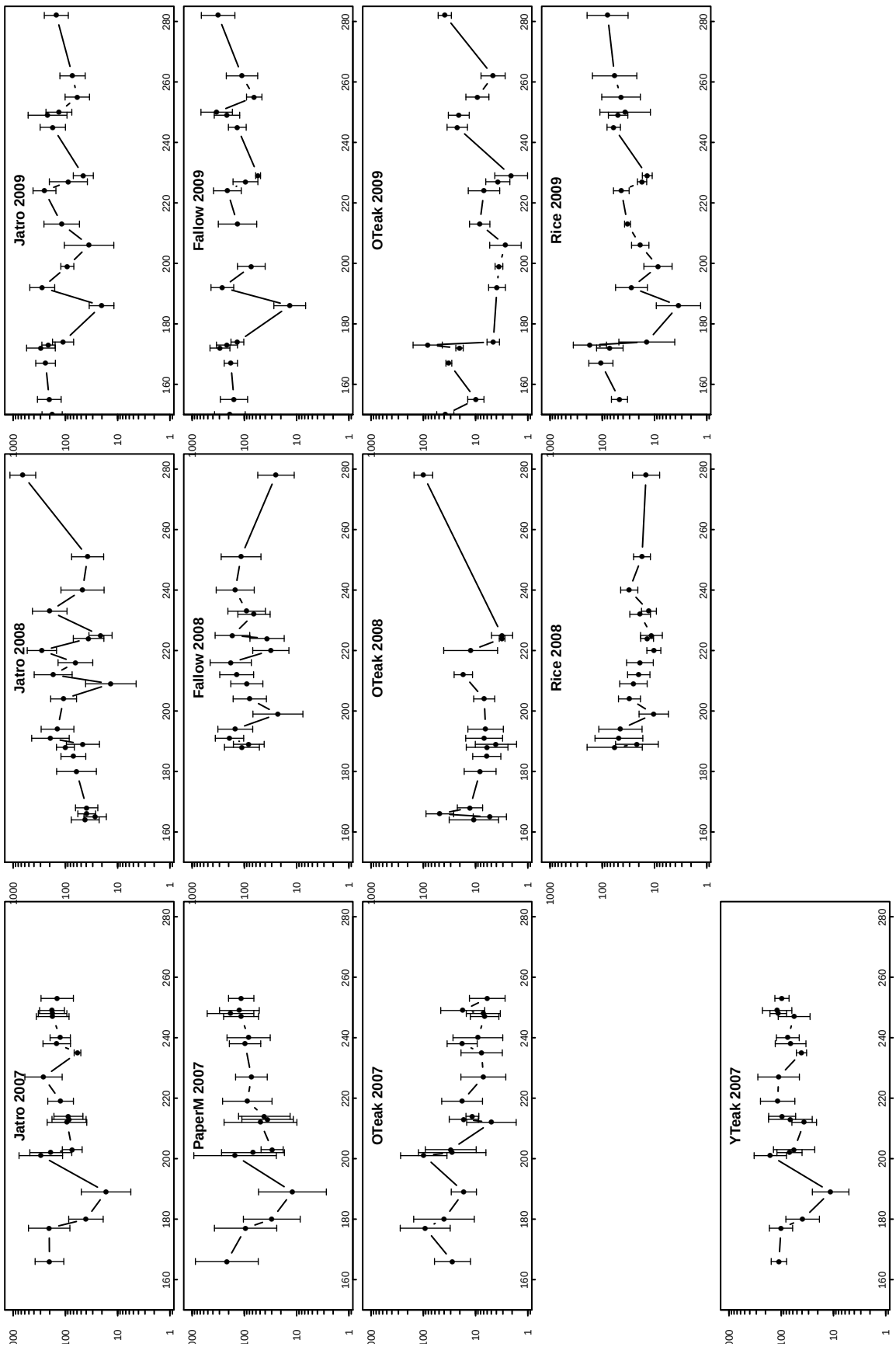


FIG. 4.16 – Évolution temporelle des infiltrabilités par couvert pour les années 2007 à 2009. Temps (jours) en abscisse et infiltrabilité ($\mathrm{mm\,h^{-1}}$) en ordonnée, échelle logarithmique .

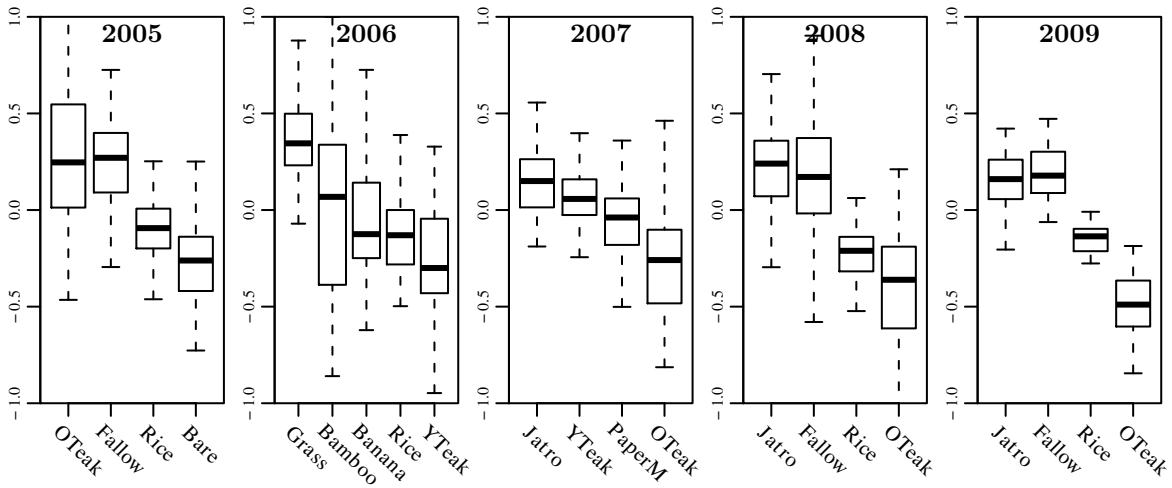


FIG. 4.17 – Déviation relative à la moyenne calculée sur le log des infiltrabilités et regroupée par type. Pente (%) en abscisse et λ en ordonnée.

Variabilité spatiale

Effet de la pente On compare maintenant les infiltrabilités de placettes ayant le même type de couvert. Le plan d'expérience comporte peu de répliques de placettes sur une même pente et sous le même couvert. Du fait de la variabilité entre répliques ce manque de répliques ne permet pas de comparer, de façon statistiquement correcte, l'effet de la pente pour un même couvert. En revanche la répétition est temporelle, une placette étant soumise à plusieurs épisodes pluvieux, on peut étudier la déviation par rapport à la moyenne au sein d'un couvert en considérant que les répétitions en terme d'épisodes pluvieux compensent en partie le manque de répétition à pente égale. En d'autres termes on supposera que, pour une même parcelle, échantillonner suivant les événements pluvieux revient à échantillonner sur plusieurs répliques pour un événement donné. Les résultats du calcul du paramètre de stabilité λ au sein d'un type de couvert sont montrés sur les figures 4.18 et 4.19. Ce calcul a nécessité un tri des données pour avoir une valeur mesurée pour toutes les placettes et pour un événement. L'année 2003 ne comporte que des parcelles plantées de larmes de Job.

Il faut être prudent quant à la validité de notre interprétation car elle repose sur une hypothèse non justifiée. Il est, en effet, possible qu'à pente égale et pour le même couvert végétal, le comportement diffère d'un endroit du bassin à un autre, comme le montre les répliques sous pluie simulée (Chap. 3). On observe néanmoins :

- pour la jachère : une diminution de l'infiltrabilité jusqu'à des pentes d'environ 50 %, puis une augmentation de l'infiltrabilité avec la pente,
- pour le riz et les muriers de Chine : une diminution de l'infiltrabilité avec la pente (mais il y a peu de placettes avec des fortes pentes),
- pour le sol nu, les herbes, les jatrophas : une diminution jusqu'à des pentes de 50 % puis une augmentation,

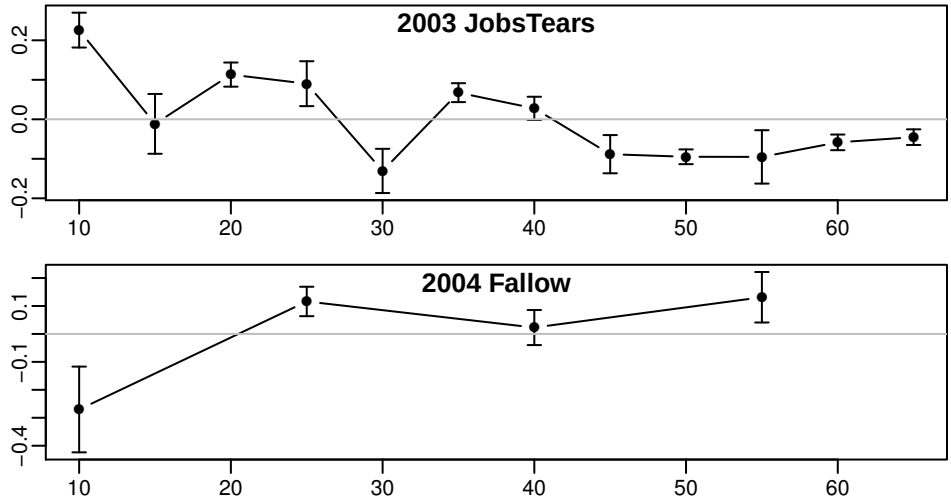


FIG. 4.18 – Déviation relative à la moyenne calculée sur le logarithmes des infiltrabilités en 2003 (Larmes de Jobs) et 2004 (Jachère) en fonction de la pente (%). Les barres indiquent l'intervalle de confiance de la moyenne à 90 %.

– pour les tecks : un comportement plutôt aléatoire en fonction de la pente.

Alors que dans la littérature, l'observation des effets de la pente sur l'infiltration sont contradictoires (voir l'introduction de la section 3.1), l'expérience menée sous pluie simulée (Sect. 3.1) montre une augmentation de l'infiltration avec la pente (en comparant une pente de 30 % et une pente de 70 %). En raison de la multitude de facteurs (états de surface) pouvant modifier l'infiltration pour des placettes à l'état naturel, il n'est pas surprenant que l'effet de la pente sur l'infiltrabilité varie en fonction des couverts. Par ailleurs, certaines études montrent une diminution de l'infiltration lorsque la pente augmente, puis un palier à partir duquel le taux d'infiltration ne dépend plus de la pente (18 % dans Fox et al. [1997], 36 % dans Cheng et al. [2008]). Nos observations, qui portent sur des gammes plus étendues de pente, indiquent que pour certains couverts, lorsque la pente dépasse ce palier (environ 50 % pour les placettes étudiées), l'infiltration augmente avec la pente.

Une expérimentation sur des répétitions de placette à pente et couvert équivalents (par exemple 3 répétitions par pente, plusieurs pentes investiguées sur une large gamme de valeurs et toujours le même couvert) permettrait de confirmer les tendances observées.

Effet des états de surface On a vu que les infiltrabilités évoluent dans l'année de manière stable les unes par rapport aux autres. La médiane et l'écart-type géométrique des valeurs calculées sur une année pour une placette peuvent être considérés comme des paramètres représentatifs de la placette. Puisque les états de surfaces sont observés chaque année nous interprétons la médiane à l'aide de cette observation. Nous avons tenté d'expliquer la médiane des infiltrabilités annuelles par un modèle de régressions linéaires multiples. Les paramètres suivants sont intégrés : le type de couvert, la pente, le pourcentage de croûte total (structurale + érosion +

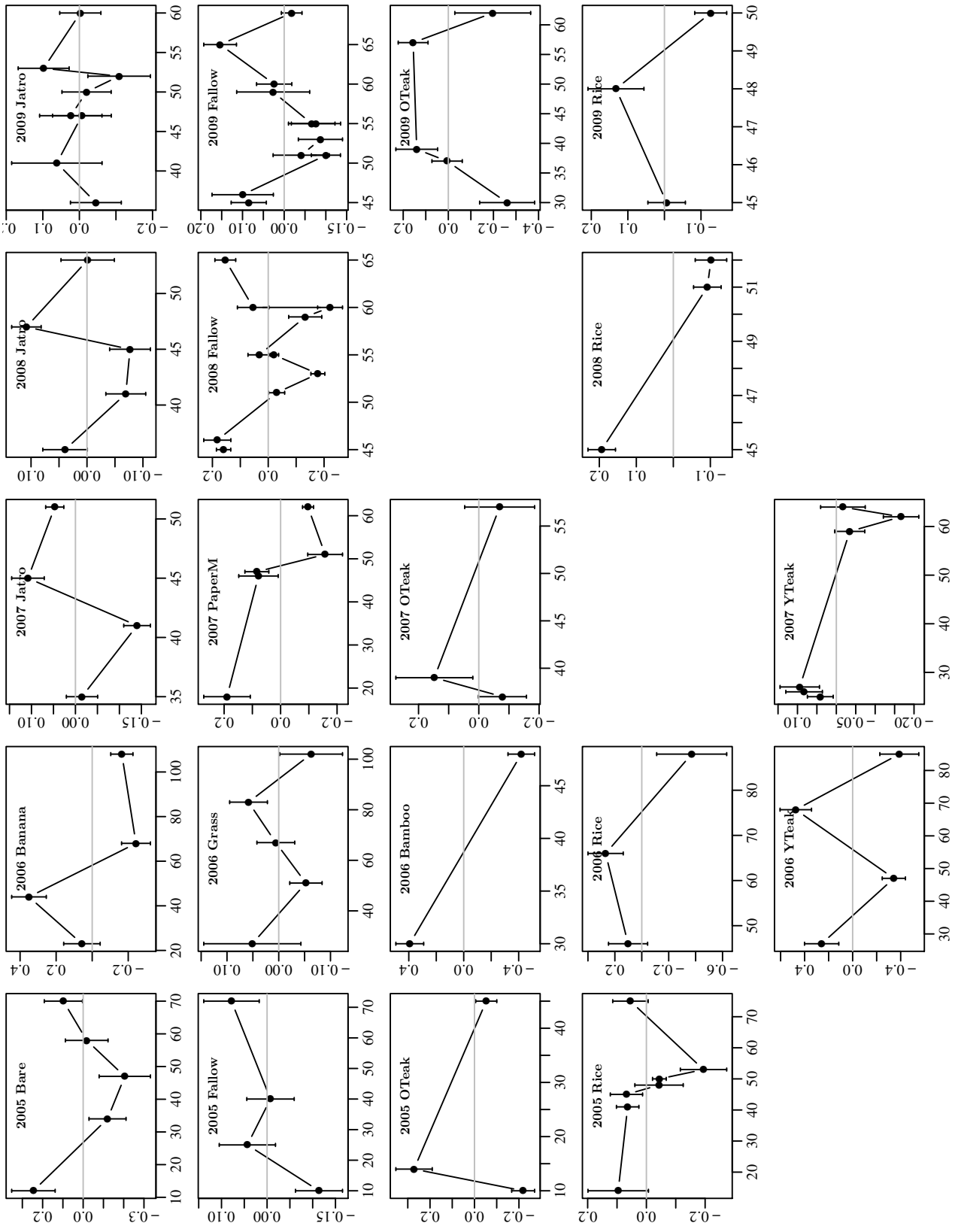


FIG. 4.19 – Déviation relative à la moyenne calculée sur le logarithme des infiltrabilités, par année et par couvert en fonction de la pente. Pente (%) en abscisse et λ en ordonnée. Les barres indiquent l'intervalle de confiance de la moyenne à 90 % (t test)

gravillonnaire), les charbons, résidus organiques, traces de vers de terre, le pourcentage cultivé, le pourcentage d'herbes, d'algues, le pourcentage et la hauteur des micro-marches et la hauteur d'herbe .

Ces variables sont transformées en de nouvelles variables afin que leur distributions se rapprochent de la distribution normale : on prend la transformation arcsinus de la racine carré si la variable est de type « pourcentage », et la transformation racine carré des autres variables. On considère le cosinus de la pente, et le type de couvert est représenté par une variable numérique factice. On effectue ensuite une régression linéaire par étapes [Quinn et Keough, 2002] pour obtenir les variables significatives : le type de couvert, la pente, le pourcentage de croûtes, d'herbes et d'algues. Ces variables expliquent 74 % de la variance.

Si on considère uniquement le type de couvert, la pente et le pourcentage de croûtes, ces trois variables suffisent à expliquer 70 % de la variance. Enfin, le type de couvert, la pente et leurs interactions expliquent 62 % de la variance.

On confirme donc que le pourcentage de croûte a un effet déterminant sur l'infiltration (Fig. 4.20b). Plus il y a de croûte sur une placette et plus l'infiltrabilité est faible, avec un effet fort du pourcentage de surface recouverte. En effet, l'infiltration chute dès que 10 % de la surface de la placette est recouverte. La figure 4.20a montre que le type de couvert végétal est fortement lié au pourcentage de croûte.

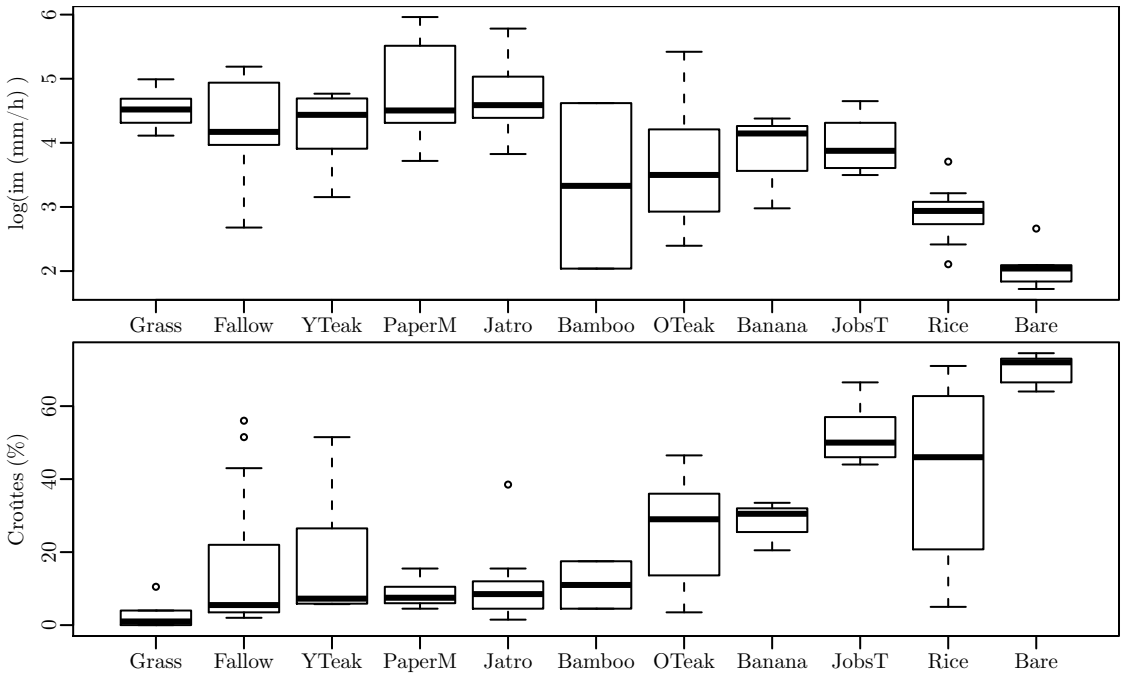
En revanche, et comme observé dans le calcul des déviations relatives, l'effet de la pente n'est pas évident ; il varie en fonction du couvert.

Synthèse des résultats sous la forme de densité de probabilité

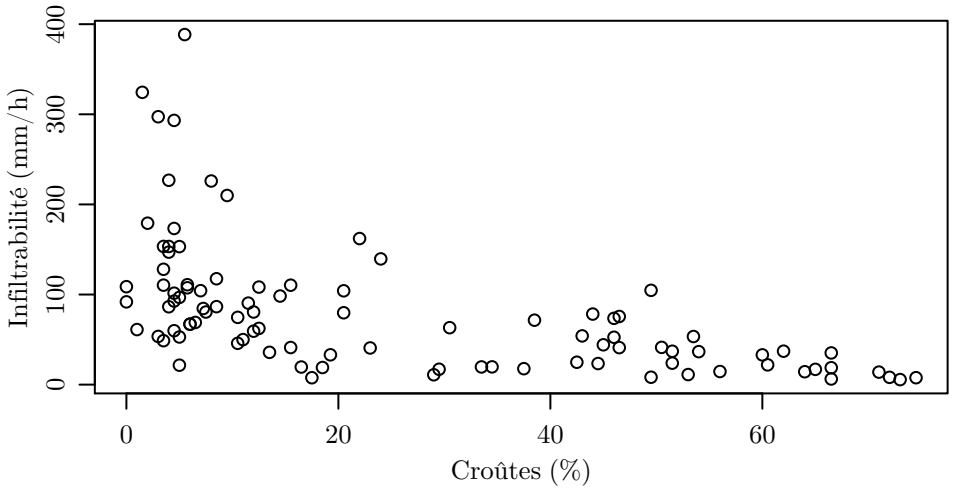
Dans la mesure où nous n'avons pas observé de relation satisfaisante avec des variables facilement mesurables ou calculables (par exemple la pente spatialement, l'API temporellement), nous proposons de synthétiser les valeurs d'infiltrabilité sous la forme de densité de probabilité par couvert. L'estimation de la densité de probabilité est faite avec la méthode d'estimation par vraisemblance maximale (MLE, Maximum Likelihood Estimation), méthode implémentée dans le logiciel R [Ricci, 2005]. La distribution ajustée est une distribution log-normale (voir annexe A). C'est une distribution courante en science du sol pour une variable à valeurs strictement positives (par exemple la conductivité hydraulique). L'hypothèse d'une distribution log-normale est confirmée par examen visuel des histogrammes de répartition et de graphiques quantile-quantile.

Les densités de probabilité pour un même couvert mais pour des années différentes sont sensiblement identiques (Annexe D), et l'on regroupe ici les valeurs d'infiltrabilité pour un même couvert, toutes années confondues (tab. 4.5, fig. 4.21 et 4.22).

La densité de probabilité est un bon moyen visuel de comparaison entre couverts, qui contient à la fois la variabilité spatiale et la variabilité temporelle de infiltrabilité mesurée sur les placettes. C'est aussi l'information la plus représentative d'un type de couvert donné à l'heure actuelle.



(a) par couvert végétal



(b) pour toutes les placettes

FIG. 4.20 – (a) pour chaque couvert : infiltrabilité calculée à partir des médianes annuelles par placette (haut) et pourcentage de croûtes (bas) ; (b) relations entre l'infiltrabilité et le pourcentage de croûte.

Conclusion

L'analyse des données de placettes dans un environnement naturel confirme l'hétérogénéité appréciée à partir de plusieurs placettes de 1 m^2. Le modèle proposé s'inspire du modèle phénoménologique d'infiltration variable spatialement (SVIM) développé et utilisé, notamment, par Yu [1999] Le modèle proposé permet de rendre compte du volume ruisselé par un paramètre d'infiltrabilité, qui

intègre les hétérogénéités du sol ainsi que la végétation présente sur la parcelle. Les principaux points observés sont :

- Comme observée sur les parcelles de sol nu sous pluie simulée (Chapitre 3), la variabilité spatiale de l'infiltration est importante.
- Le pourcentage de croûtes et le type de couvert sont déterminants dans le processus d'infiltration.
- L'infiltration évolue de manière complexe au fil d'une année, mais cette évolution semble liée à l'humidité du sol et au type de couvert. En particulier, les minima d'infiltrabilité sont atteints après une série rapprochée d'événements pluvieux, au cœur de la saison humide.
- L'effet de la pente varie selon le couvert, mais le comportement exact de l'infiltration en fonction de la pente est difficile à établir en raison du plan expérimental, qui n'a pas tout le temps privilégié les répétitions pour une pente donnée sous un couvert identique.
- Pour un couvert donné la variation de l'infiltrabilité au cours des événements pluvieux, et d'une placette à l'autre peut être décrite par une densité de probabilité. La densité adéquate semble être une loi log normale, ce qui n'est pas étonnant pour un paramètre à valeurs strictement positive décrivant un transfert d'eau dans le sol.

TAB. 4.5 – Infiltrabilité médianne (I_m) et écart-type géométrique (gd) par type de couvert.

Type de couvert	I_m	$\times/$	gd	Nb*
	— mm/h —			
Jatropha	105	$\times/$	2.8	460
Vieux tecks	18	$\times/$	4.9	401
Murier de Chine	77	$\times/$	3.6	138
Jeunes tecks	35	$\times/$	3.8	186
Jachère	74	$\times/$	3.3	579
Riz	19	$\times/$	2.8	341
Larmes de Job	52	$\times/$	2.4	344
Sol Nu	10	$\times/$	2.9	99
Bananiers	37	$\times/$	3.7	84
Herbes	110	$\times/$	2.9	95
Bambous	14	$\times/$	4.8	71

* Nombre d'observations

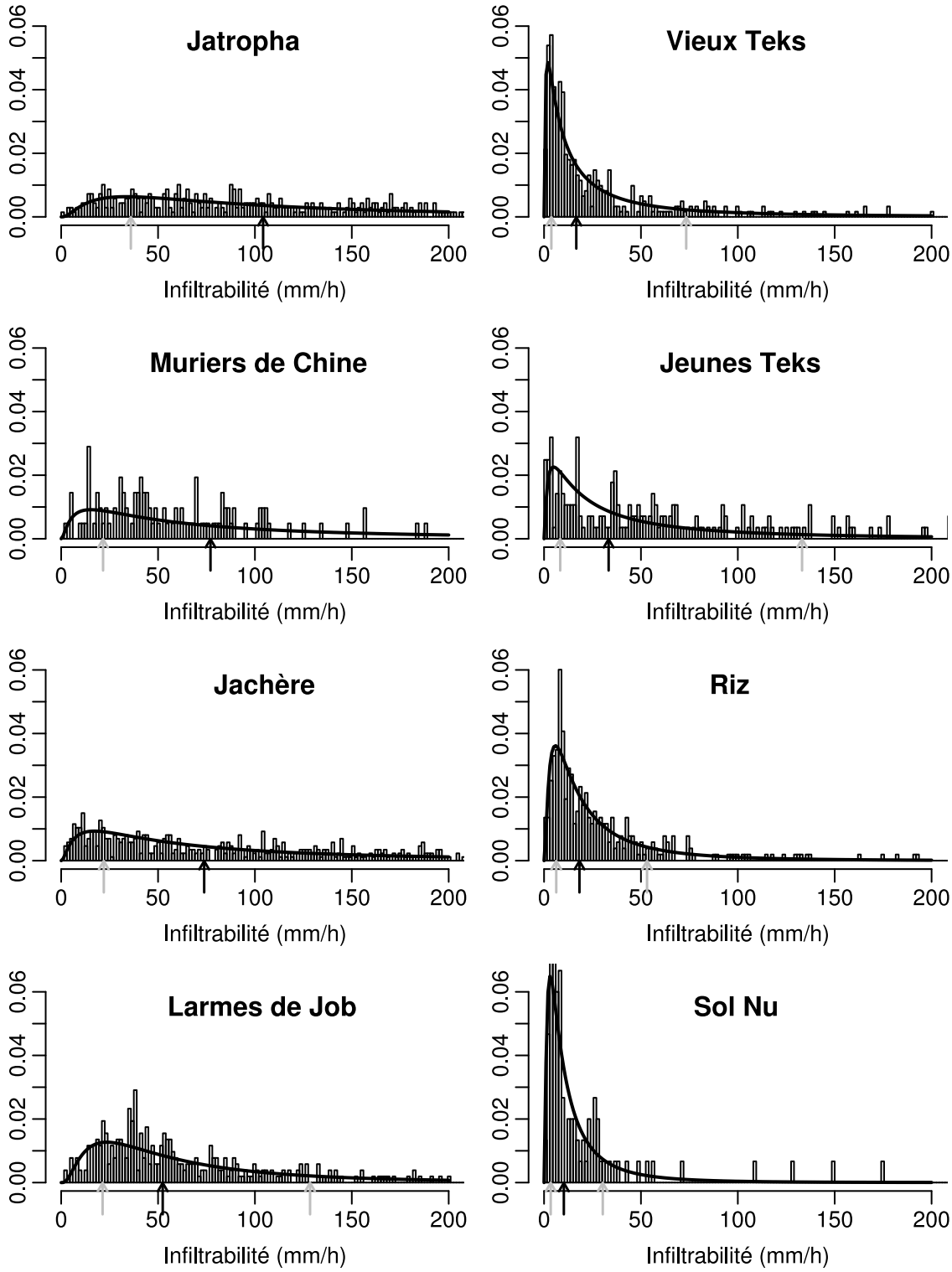


FIG. 4.21 – Densité de probabilité des infiltrabilités par type de couvert. Les flèches noires indiquent la médiane, les flèches grises indiquent l'effet d'un écart type géométrique.

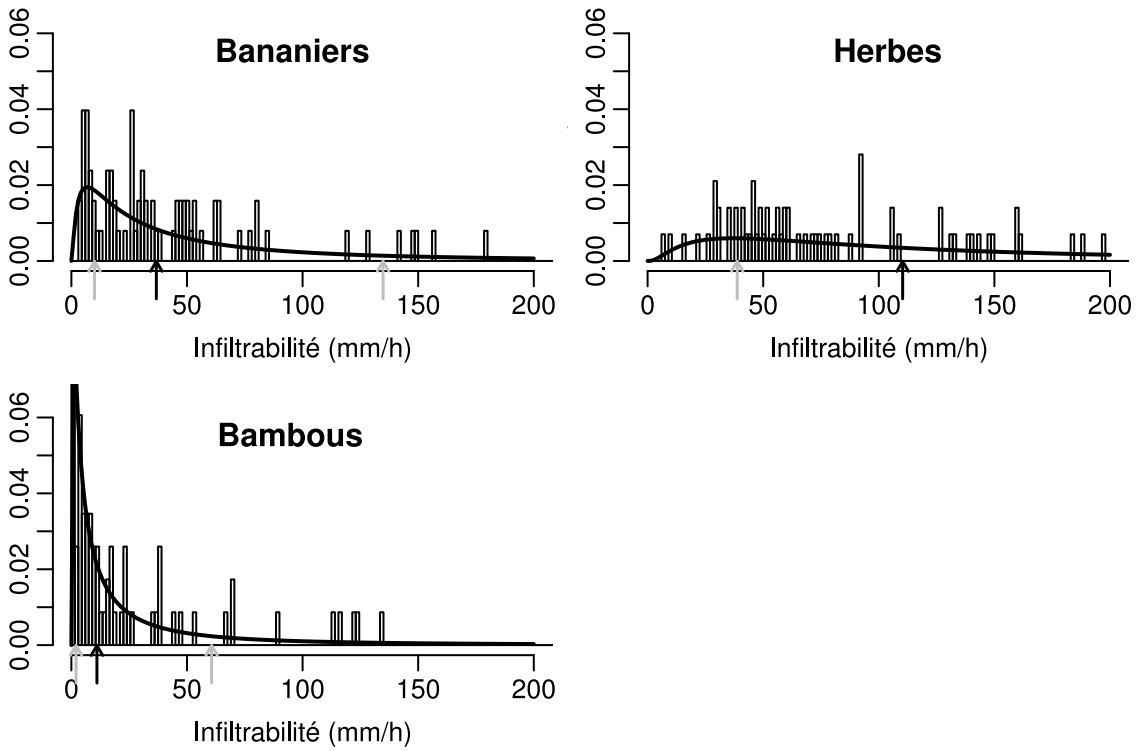


FIG. 4.22 – Densité de probabilité des infiltrabilités par type de couvert (suite). Les flèches noires indiquent la médiane, les flèches grises indiquent l'effet d'un écart type géométrique.

Chapitre 5

Sous-bassin versant de 0.5 ha sous pluie naturelle de 2003 à 2008

Sommaire

5.1 Analyse préliminaire du bassin, données disponibles **117**
5.1.1 Détermination de la surface du sous-bassin 117
5.1.2 Calcul des débits 118
5.1.3 Détermination des événements pluvieux 119
5.1.4 Coefficients de ruissellement 120
5.1.5 Utilisation des terres 120
5.2 Vers une modélisation distribuée : changement d'échelles et réinfiltration . . . **121**
5.2.1 Application du modèle d'infiltration variable spatialement 121
5.2.2 Analyse distribuée 1D des effets de la réinfiltration 125
5.2.3 Modélisation distribuée 2D d'un événement pluvieux 128
Équations et résolution numérique 129
Application à un événement pluvieux 129

Introduction

Dans le bassin de Houay Pano, les pics de crue mesurés dans le cours d'eau sont composés en majorité d'eau ancienne, c'est-à-dire d'eau présente dans le bassin avant la précipitation responsable du pic [Ribolzi et al., 2008]. Cela signifie que la réponse du bassin à une pluie n'est pas simplement constituée de l'addition des volumes ruisselés localement : l'eau infiltrée agit sur la nappe en mettant celle ci sous pression, ce qui favorise l'exfiltration de son eau au niveau du cours d'eau. Pour modéliser les flux de subsurface dans le bassin, il est nécessaire de connaître de manière précise les zones d'infiltration de la pluie, zones qui sont susceptibles d'induire ce phénomène de « poussée » sur la nappe. Ribolzi et al. [2008] montrent également que les changements d'utilisation des terres ont un impact direct sur les débits de crue et d'étiage ainsi que sur les proportions d'eaux nouvelle et ancienne dans les débits de crue. Par exemple, les parcelles en jachère permettent une infiltration élevée, ce qui diminue la contribution de surface à un événement pluvieux, tandis que les plantations pérennes, telles que les plantations de teks, dégradent l'état du sol et augmentent le ruissellement de surface. Soulignons aussi que les besoins en eau des cultures conduisent pendant leurs deux premières années de croissance à une ponction des volumes d'eau de subsurface et provoquent une diminution notable des débits d'étiage.

Dans les premiers travaux de modélisation hydrologique distribuée de la nappe de Houay Pano [Orgogozo, 2006 ; Staub, 2007], les flux d'eau imposés au modèle de subsurface sont des pourcentages, constants dans le temps, des précipitations, ces pourcentages pouvant dépendre de l'utilisation des terres. Dans l'optique d'améliorer cette approche, une modélisation distribuée des flux d'eau de surface et de subsurface, intégrant les données et résultats de modélisation effectués à l'échelle de la placette (m^2), à été initiée. Dans ce cadre, nous présentons ici les premiers résultats de modélisation de la partition ruissellement-infiltration à l'échelle de l'événement pluvieux et l'échelle d'un sous-bassin.

Les seuils de jaugeage des débits installés dans le bassin de Houay Pano (60 ha) le subdivise en 5 sous-bassins. Par ailleurs, quatre autres petits sous-bassins latéraux sont imbriqués dans ces 5 sous-bassins (Fig. 5.1). Les seuils sont situés aux exutoires des ces sous-bassins. S1, S2, S3, S4 et S5 sont situés le long du cours d'eau. Les analyses faites dans ce chapitre se concentrent sur un petit sous-bassin de 0.5 ha, le sous-bassin S7, qui a la particularité de ne pas être sous l'influence de la nappe. Ainsi, les volumes mesurés à l'exutoire pendant un événement pluvieux sont directement assimilables à la contribution de surface du sous-bassin. Ce sous-bassin est étudié pour des pluies naturelles entre les années 2003 et 2008. Il s'agit, d'une part, de comparer les quantités ruisselées à l'échelle du mètre carré et à l'échelle du sous-bassin (0.5 ha) à l'aide du même modèle, et, d'autre part, d'étudier comment peupler un modèle distribué en utilisant les infiltrabilités calculées à l'échelle du mètre. À cet effet, plusieurs modèles permettant d'étudier les phénomènes de réinfiltration sont développés.

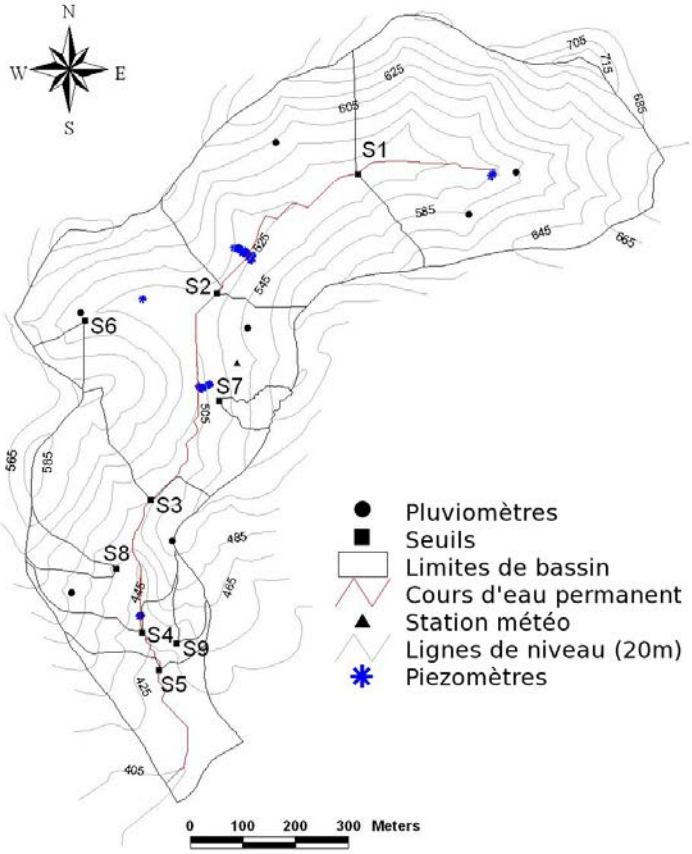


FIG. 5.1 – Découpage du bassin versant de Houay Pano en sous-bassins versants et localisation des équipements hydro-météorologiques.

5.1 Analyse préliminaire du bassin, données disponibles

5.1.1 Détermination de la surface du sous-bassin

Le sous-bassin S7 a une forme en V. Il est traversé en son centre par une rigole qui collecte les écoulements et aboutit au la station de mesure des débits. Le Modèle Numérique de Terrain (MNT) disponible à l'échelle du bassin de Houay Pano a une résolution de 10 m, ce qui ne permet pas de représenter de manière fine la topographie de S7. Une campagne de mesures au théodolite effectuée en 2002 fournit un nuage de points séparés de 1.5 m en moyenne, répartis irrégulièrement dans l'espace. Les données mesurées (angles et altitudes) sont converties en coordonnées cartésiennes (x, y et z) dont la référence n'est pas connue de manière absolue. On interpole alors les points sur une grille régulière de pas 2.5 m avec la méthode de plaques minces (ESRI-Arcgis). Pour situer la station de jaugeage (localisé au GPS), le MNT est ajusté visuellement (rotation, translation) pour être positionné de manière absolue, en faisant correspondre les diverses mesures faites au GPS dans la rigole centrale du sous-bassin avec la rigole visible

sur le MNT. On calcule alors la carte des écoulements (Arcgis) pour déterminer les limites de la surface qui draine potentiellement l'eau ruisselée vers le la station de mesure des débits.

Le MNT obtenu (fig. 5.2) fait 3500 m^2 de surface projetée horizontale et 3800 m^2 de surface réelle. C'est cette surface qui est utilisée par la suite pour transformer les débits à l'exutoire $[LT^{-1}]$ en débits spécifiques $[LT^{-1}L^{-2}]$. La pente moyenne calculée sur le MNT est de 47 ± 11 %, avec des valeurs comprises entre 10 % et 100 %. En parcourant le sous-bassin avec un GPS, les estimations de la surface horizontale sont comprises entre 4000 m^2 et 4300 m^2. La différence avec notre MNT s'explique par les approximations faites pour interpoler la surface, dont le choix de la résolution du maillage. En effet une maille (7 m^2) supplémentaire sur tout le contour augmenterait l'aire interceptée d'environ 500 m^2. Pour plus de précision, il serait nécessaire d'effectuer une campagne de mesure donnant des points placés de manière absolue, et éventuellement avec une densité de mesure accrue sur les contours supposés du sous-bassin.

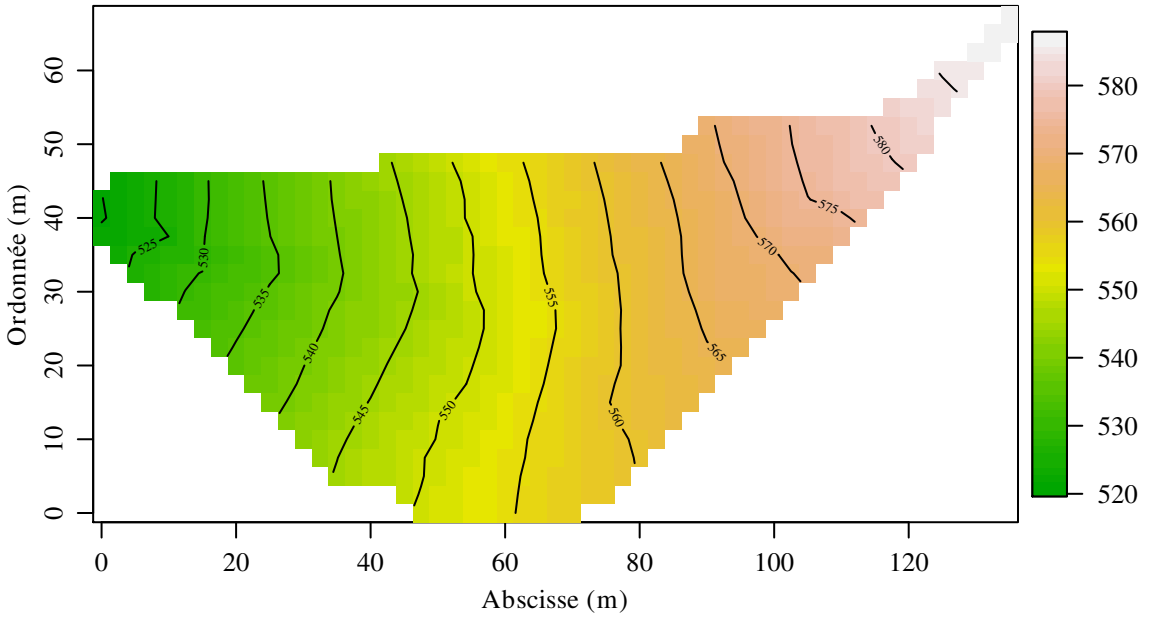


FIG. 5.2 – Topographie du sous-bassin S7, altitude en mètre, le point (0,0) a pour coordonnées UTM : 48N E203639.8 N2198032

5.1.2 Calcul des débits

On mesure les hauteurs d'eau dans la station de jaugeage (Fig. 5.3a) à l'aide d'un limnimètre (Thalimède OTT). Cette station à la particularité de ne pas être en condition de débordement, puisque la rigole s'assèche après un événement pluvieux. Dans ce cas particulier de débit non permanent, la précision d'un déversoir en V n'est pas optimale. Pour exploiter les mesures, on convertit la hauteur d'eau dans la station h en un débit Q de deux manières :

– Si la mesure est inférieure à la hauteur du déversoir (74 cm), le débit vaut $Q = \Delta h / \Delta t$, Δt étant l'intervalle entre deux mesures.

– S'il y a débordement, on utilise de manière classique l'abaque calibrée sur la station donnant directement $Q(h)$.

Le Thalimède OTT a une résolution de 1 mm pour une précision de ±2 mm. Il est réglé pour enregistrer avec un pas de temps minimal de 3 min si la hauteur d'eau varie, et n'enregistre pas si aucune variation n'est détectée. Étant donné la forme du reservoir en béton, la variation minimale de volume enregistrée est de 10 l et l'erreur sur les débit estimés est au minimum de l'ordre de $0.1\,\mathrm{l\,s^{-1}}$.



(a) La station S7 (b) Écoulement en rigole

FIG. 5.3 – Photo de la station S7 en fin de saison humide (a) et exemple d'écoulement en rigole sur une parcelle cultivée (2010, photo O.Ribolzi).

5.1.3 Détermination des événements pluvieux

La pluie est mesurée à la station météorologique (Chap. 4, Sect. 4.1) avec un pas de temps de 6 min. Les événements pluvieux sont déterminés à partir de plusieurs critères. Un événement pluvieux est sélectionné si : i) le cumul des précipitations est supérieur à 5 mm ; ii) le temps sans précipitations qui sépare deux mesures de pluie est inférieur ou égal à 12 min.

À partir des volumes ruisselés mesurés dans le seuil de jaugeage, on sélectionne les événements pluvieux qui ont généré du ruissellement dans une quantité mesurable, soit plus de $0.01\,\mathrm{mm\,m^{-2}}$ (45 l).

Entre 2003 et 2008, on retient 195 événements pluvieux. Le cumul de pluie varie entre 6 mm et 85 mm ($12\ ^{\times}/\ 1.8$ mm). L'intensité maximale observée est de $140\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$ et la durée d'un événement est variable ($0.83\ ^{\times}/\ 2.3$ h).

5.1.4 Coefficients de ruissellement

Les coefficients de ruissellement calculés pour ces événements sont résumés dans le tableau 5.1. L'écart-type géométrique est utilisé car les coefficients de ruissellement ne sont pas distribués normalement. Sur les sept années, le coefficient de ruissellement médian est de $0.5\ ^{\times}/\ 3.5$ %, soit 40 fois moins que pour les placettes de $1\,\mathrm{m^2}$ étudiées dans le chapitre 4. Puisque les événements pluvieux sont plus précisément définis, on prend en compte des événements qui ont produit peu de ruissellement et qui n'étaient pas pris en compte dans l'étude à petite échelle. Si l'on supprime les événements ayant produit moins de ruissellement que le minimum observé pour les placettes (0.1 mm), alors le coefficient de ruissellement du bassin ($0.12\ ^{\times}/\ 1.37$ %) est encore 4 fois moins que celui des placettes. Cette décroissance du coefficient de ruissellement avec l'échelle d'observation, appelée effet d'échelle, a été observée par différents auteurs [Cerdan et al., 2004 ; Gomi et al., 2008]. Une des explications avancées est liée au phénomène de réinfiltration : une eau de ruissellement produite dans une zone peut se réinfiltrer en aval sur une zone plus perméable, ou plus infiltrante, lors de son trajet vers le cours d'eau. Il en résulte que le volume ruisselé produit par une surface composée de placettes, par exemple, sera moins important que la somme des volumes produits par chacune de ces placettes [Nahar et al., 2004].

Tab. 5.1 – Coefficients de ruissellement dans le sous-bassin S7

	2003	2004	2005	2006	2007	2008
Médiane (%)	0.4	0.6	3.2	0.6	1.8	0.7
Écart type géométrique	2.25	2.5	5.38	2.29	3.10	1.7
Groupe*	a	a	b	a	b	a
Nombre	25	35	47	35	18	34

* Une même lettre indique des moyennes non significativement différentes (t test, $\alpha = 0.05$)

5.1.5 Utilisation des terres

Une cartographie du type de culture est effectuée chaque année sur l'intégralité du bassin versant. La figure 5.4 présente ces données restreintes au sous-bassin S7.

Le bassin est cultivé avec des larmes de Jobs en 2003 et 2007 et du riz en 2005. Il est laissé en jachère en 2004 et 2006. Le haut du bassin est occupé par de la forêt dont la surface est réduite à partir de 2005, année où du riz pousse sur quasiment toute la surface du bassin.

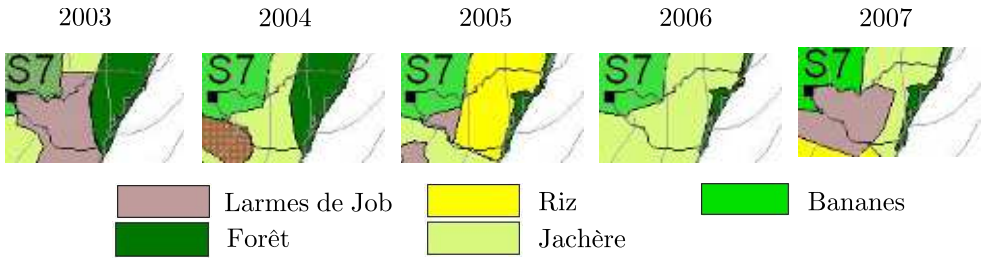


FIG. 5.4 – Utilisation des terres relevées pour le sous-bassin S7 de 2003 à 2007.

5.2 Vers une modélisation distribuée : changement d'échelles et réinfiltration

Dans un premier temps, le bassin versant S7 est étudié de manière globale en utilisant la même approche que pour les placettes de $1\,m^2$ sous pluie naturelle (Chap. 4). On suppose donc que le bassin est homogène et décrit par une seule valeur d'infiltrabilité maximum I_m (Sect. 5.2.1).

Nous étudions ensuite l'effet de la réinfiltration (phénomène de « runoff-runon ») sur le ruissellement, à l'aide de modèles distribués. Un cas simplifié 1D permet d'apprécier l'importance du phénomène et notamment son influence sur l'effet d'échelle (Sect. 5.2.2). Puis, la bassin est étudié à l'aide d'un modèle distribué simulant le ruissellement, l'infiltration, et la réinfiltration (Sect. 5.2.3).

La réinfiltration induit des comportements complexes, non-linéaires et spatialisés, qui intégrent plusieurs niveaux d'hétérogénéité. Il existe peu de guides théoriques ou expérimentaux pour traiter ce sujet. Par conséquent, les modèles présentés ici ouvrent la voie à une étude théorique et mathématique du changement d'échelle d'un milieu avec réinfiltration, mais également à la mise en place d'outils de modélisation distribuée permettant d'effectuer des expérimentations numériques et de modéliser des bassins versant réels.

5.2.1 Application du modèle d'infiltration variable spatialement

Le modèle d'infiltration variable spatialement (SVIM) (Chap. 4, éq. 4.9) est appliqué au sous-bassin. Aucun calage n'est effectué sur l'hydrogramme réel, seule la pluie et le volume total ruisselé sont utilisés. Il est ainsi possible de :

- comparer directement les résultats obtenus avec les résultats des placettes,
- comparer l'hydrogramme simulé et l'hydrogramme mesuré.

Dans la comparaison des hydrogrammes il est supposé que le ruissellement est instantané, le temps de parcours de la goutte d'eau est négligé. L'évolution temporelle des infiltrabilités calculées pour les années 2003 à 2008 est tracée sur la figure 5.5.

L'infiltrabilité minimale ($35\,mm\,h^{-1}$ en 2005) est mesurée au cœur de la saison des pluies tandis que l'infiltrabilité maximale ($30000\,mm\,h^{-1}$ en 2005) est mesurée à la fin de la saison sèche. Dans le cadre du modèle SVIM, le pourcentage de l'aire qui contribue au ruissellement

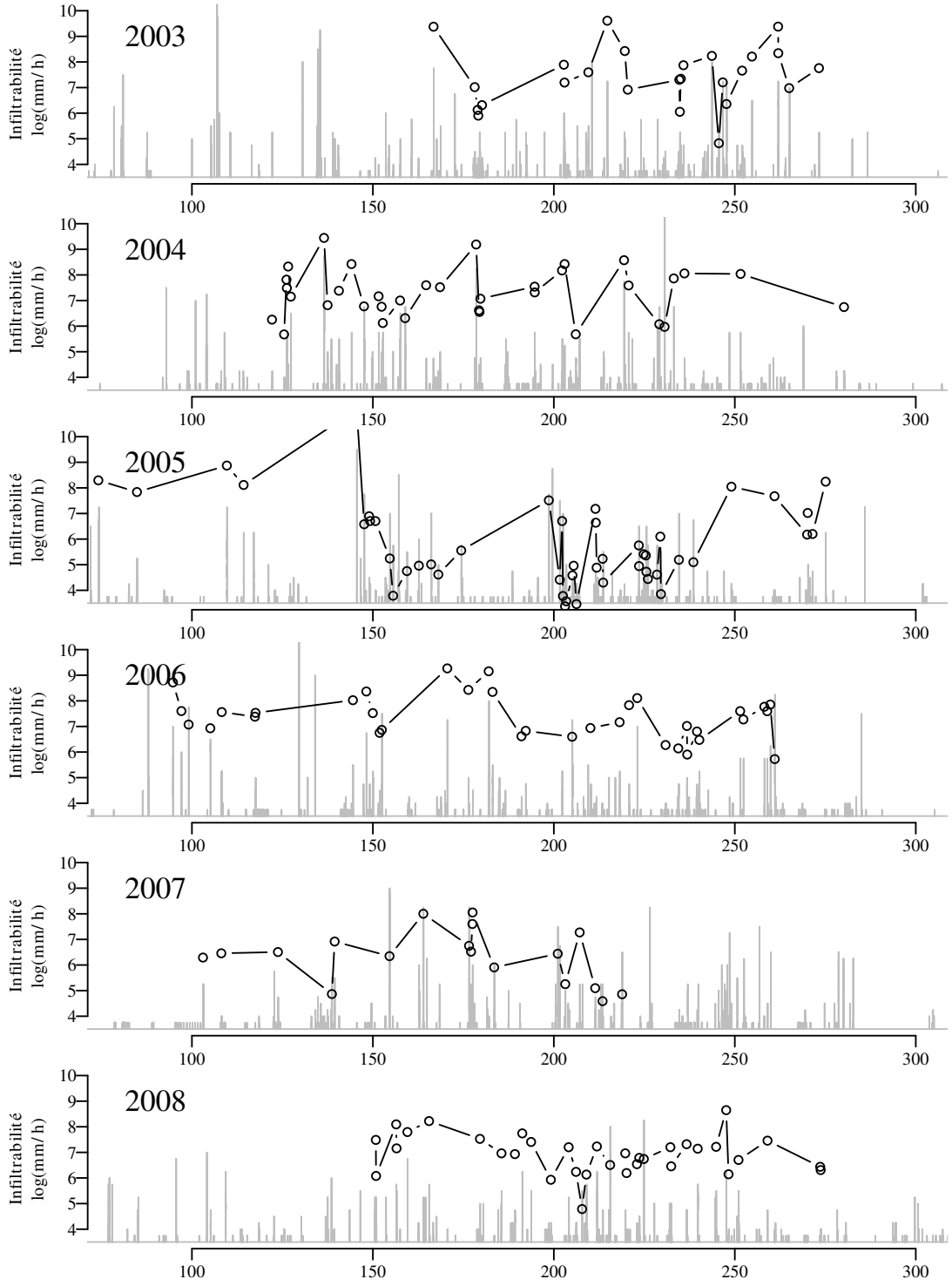


FIG. 5.5 – Évolution temporelle des infiltrabilités I_m dans le sous-bassin S7. Le signal en gris représente la pluviométrie.

peut s'écrire [Stone et al., 2008] :

$$A_c/A = 1 - exp(-R/I_m) \tag{5.1}$$

où A est l'aire et A_c l'aire contributive, R est l'intensité de pluie et I_m l'infiltrabilité moyenne. Cette aire correspond au pourcentage de bandes produisant du ruissellement dans le modèle SVIM de Yu (Section 4.4.1). Les valeurs les plus élevées d'infiltrabilité (13 événements ont une infiltrabilité supérieure à $5000\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$) correspondent donc à une zone contributive de quelques mètres carrés seulement.

TAB. 5.2 – Infiltrabilités I_m du sous-bassin S7

	2003	2004	2005	2006	2007	2008
Médiane ($\mathrm{mm\,h^{-1}}$)	1695	1480	343	1591	554	1024
Écart type géométrique	3.1	2.5	5.1	2.3	2.8	2.1
Groupe*	a	a	b	a	b	a

* Une même lettre indique des moyennes ($\log(I_m)$) non significativement différentes (t test, $\alpha = 0.05$)

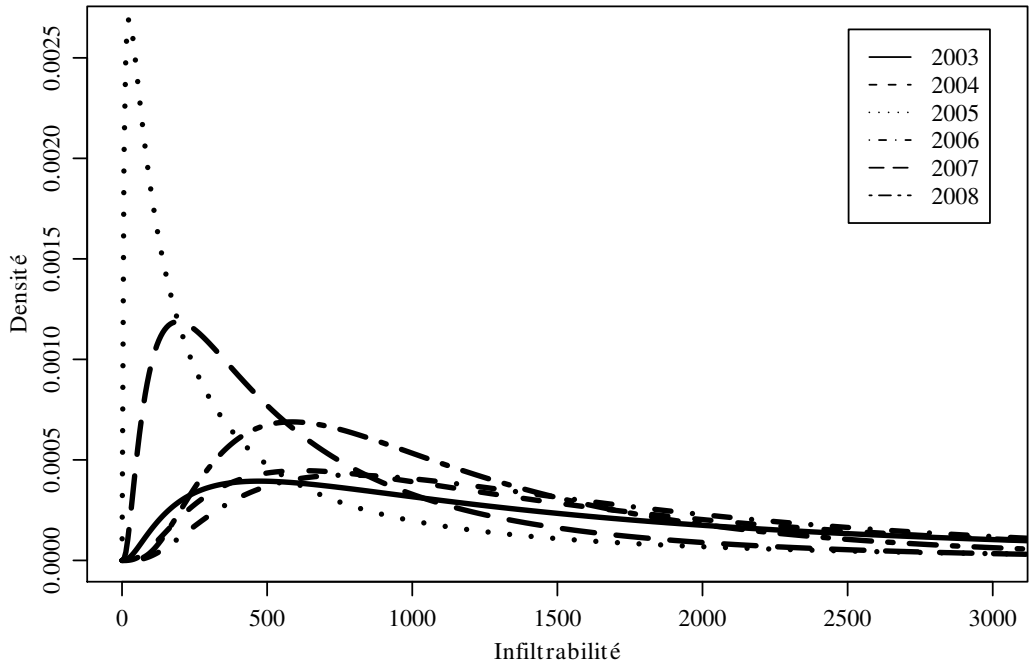


FIG. 5.6 – Densités de probabilité des infiltrabilités I_m pour le sous-bassin S7 de 2003 à 2007.

À partir des valeurs prises dans une année, les densités de probabilité sont construites (Tab. 5.2) et tracées sur la figure 5.6. Les histogrammes associés à chaque courbe de densité de probabilité sont tracés dans l'annexe E. Les années 2005 (riz) et 2007 (larmes de job) présen-

tent des infiltrabilités médianes de l'ordre de 450 mm h^{-1} alors que celles des autres années sont plus élevées ($>$ 1500 mm h^{-1}).

La figure 5.7 présente, pour illustrer le modèle, l'hydrogramme mesuré et simulé pour l'événement pluvieux du 18/08/2005 (jour 229). L'infiltrabilité calculée dans ce cas vaut 47 mm h^{-1}. L'événement dure 2 h mais est constitué de 3 pics de pluie d'intensité inégales (20 mm h^{-1}, 40 mm h^{-1} et 25 mm h^{-1}). L'hydrogramme simulé, qui ne prend pas en compte les temps de trajet de l'eau, reproduit de manière satisfaisante les volumes ruisselés pour chaque pic, avec un décalage d'environ 6 min avec l'hydrogramme mesuré.

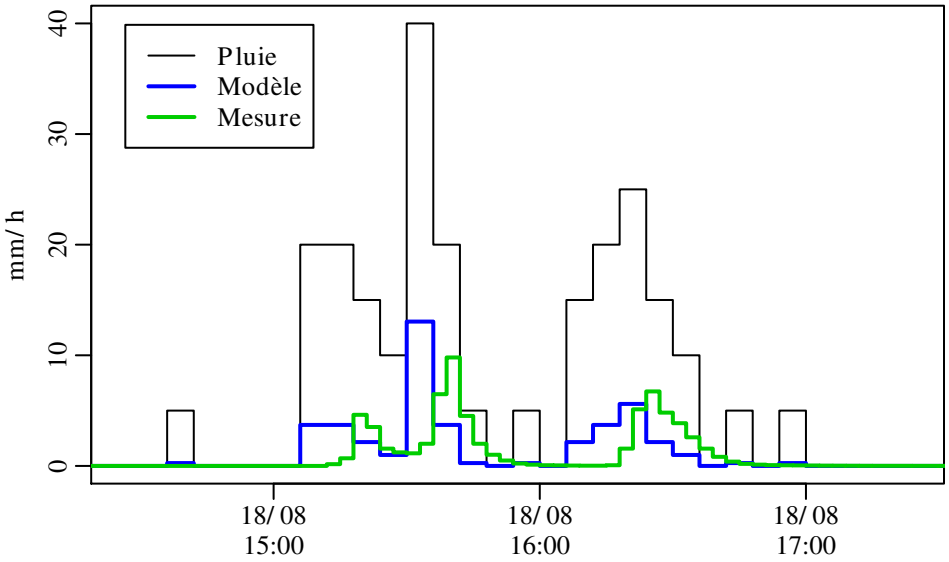


FIG. 5.7 – Hydrogrammes mesuré et simulé pour un événement de 2005. Infiltrabilité I_m de 47 mm h^{-1}.

Le décalage temporel évolue au fil des ans : il vaut de 0 min à 15 min en 2003, moins de 3 min en 2004, moins de 6 min en 2005 et 2006, de 6 min à 12 min en 2007 et est de l'ordre de 15 min en 2008. Le temps de réponse du bassin reflète, d'une part, les différentes valeurs de rugosité du sol en fonction de l'utilisation des terres et, d'autre part, la distance entre l'exutoire et la zone qui produit le ruissellement. D'une part, le recul de la forêt à partir de 2005 peut entraîner une augmentation de ces zones de ruissellement. D'autre part, on observe que ce décalage augmente également lorsque les débits ruisselés sont plus importants. Une pluie plus intense va stimuler une zone plus large du sous-bassin, et les débits générés seront plus élevés, ce qui va minimiser l'effet de la réinfiltration. La modélisation distribuée, amorcée dans les sections suivantes, pourra permettre de valider ces hypothèses.

Comme pour les placettes, il est difficile de relier directement l'indice des précipitions antérieures, API (éq 4.10, Chap. 4) aux variations de l'infiltrabilité : I_m diminue pour une suite d'événements successifs et augmente lorsque les événements pluvieux s'espacent dans le temps. La figure 5.8 montre comment évolue l'infiltrabilité en fonction de l'API pour le sous-bassin.

L'API qui permet d'obtenir la meilleure corrélation a un temps de décroissance caractéristique de 2.3 j. En fonction des années, la corrélation entre l'infiltrabilité et l'API varie : la relation la plus convaincante est obtenue en 2005 ($R^2 = 0.617$), la plus faible pour 2007 ($R^2 = 0.1$). En 2007, les données de hauteurs d'eau ne sont pas disponibles pendant une partie de la saison humide, moment où l'on attend des API élevés et des infiltrabilités faibles. Les scores de corrélations plus faibles obtenus pour les autres années sont dus à la présence de fortes infiltrabilités quasiment toute l'année, et donc également pour un API élevé. Une sélection plus restrictive des événements (en particulier avec des volumes ruisselés plus conséquents) permet parfois de diminuer la dispersion des infiltrabilités mais le nombre de valeurs utilisées dans la régression devient alors trop faible.

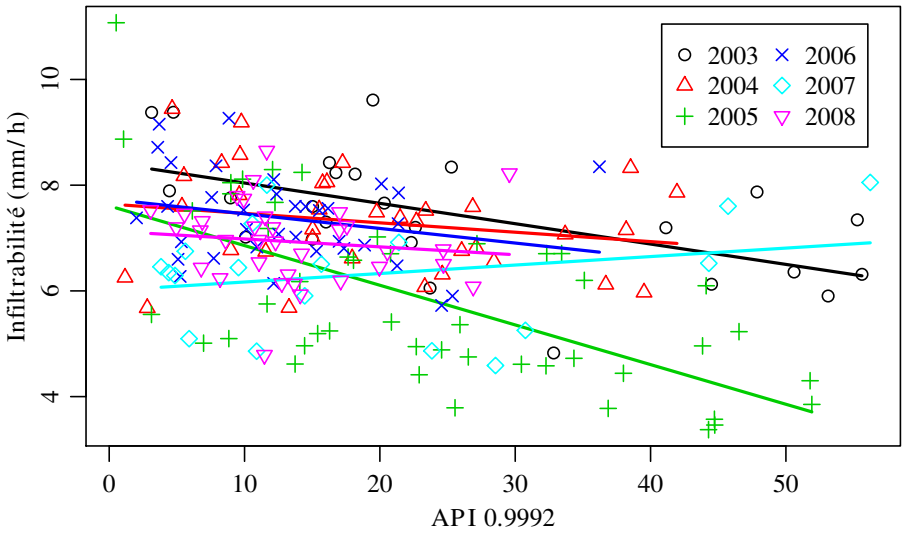


FIG. 5.8 – Infiltrabilité I_m en fonction de l'API (α^{-1}=2.3 j). Droites de régression par année, pour le sous-bassin S7 de 2003 à 2007.

Dans son étude d'un bassin versant avec le modèle SVIM, Yu [1999] corrèle un terme d'infiltration préliminaire avec l'indice des pluies antérieures. L'infiltration préliminaire dans le modèle de Yu est un volume de pluie qui s'infiltre entièrement avant l'apparition du ruissellement, et qui diminue lorsque l'API augmente. Cette infiltration rend donc compte du volume de pluie infiltré pendant le temps de submersion. Une modélisation avec ce terme d'infiltration préliminaire pourrait diminuer la variabilité temporelle de l'infiltrabilité. Dans notre cas, les précipitations antérieures expliquent tout de même plus de la moitié de la variance dans les conditions les plus ruisselantes (culture de riz)dans le modèle de Yu .

5.2.2 Analyse distribuée 1D des effets de la réinfiltration

Pour étudier l'effet de la réinfiltration sur le ruissellement moyen, phénomène "runoff-runon", et son influence sur un possible effet d'échelle nous étudions dans un premier temps un ruissellement permanent sur une pente 1D dont l'infiltrabilité varie spatialement. Dans ces conditions,

il est possible d'établir une suite qui régit les débits entrant et sortant dans chaque maille, à l'instar de Jones et al. [2009]. Le bilan de masse dans une maille s'écrit :

$$\frac{Q_s - Q_e}{\Delta x} = R - i(R, Q_e) \tag{5.2}$$

avec Q_s et Q_e les débits sortant et entrant $[L.T^{-1}]$, R l'intensité de pluie $[L.T^{-1}]$ et $i(R, Q_e)$ le taux d'infiltration $[L.T^{-1}]$ qui dépend de la pluie et du débit entrant. Le débit est supposé nul dans la première maille (la plus amont) et les débits dans les mailles successives sont ensuite calculés numériquement en utilisant le débit sortant de la maille précédente.

Quelle que soit la fonction d'infiltration i, on suppose que l'eau provenant d'une maille amont s'homogénéise sur la maille suivante et peut se réinfiltrer sur toute la maille.

Dans chaque maille k, si la loi d'infiltration est à seuil on peut écrire :

$$i(R, Q_e) = \begin{cases} R + Q_e/\Delta x & \text{si } R + Q_e/\Delta x < I_k \\ I_k & \text{sinon} \end{cases} \tag{5.3}$$

où I_k est l'infiltrabilité de la maille. Il est possible de peupler le domaine avec une même valeur de I_k (domaine homogène) ou avec un I_k stochastique régi par une loi de probabilité (domaine hétérogène).

Dans ce paragraphe, on utilise uniquement le modèle d'infiltration exponentiel (SVIM) pour décrire l'hétérogénéité sous-maille. L'infiltration s'écrit alors :

$$i(R, Q_e) = I_m \left(1 - e^{-(R + (Q_e/\Delta x))/I_m}\right) \tag{5.4}$$

avec I_m l'infiltrabilité maximale dans une maille $[L.T^{-1}]$. Une maille est donc caractérisée par une infiltrabilité I_m qui est la moyenne des infiltrabilités dans cette maille. C'est également la valeur maximale que peut prendre l'infiltration dans cette maille. Il est ensuite possible de peupler le domaine avec une même valeur de I_m (domaine avec la même hétérogénéité sous-maille, cas 1) ou avec un I_m qui suit une loi de probabilité (domaine avec deux échelles d'hétérogénéités, cas 2). Nous étudions ces deux cas d'hétérogénéité sous-maille car nous souhaitons ensuite réutiliser, dans la modélisation de S7, les infiltrabilités calculées dans le chapitre 4 pour des placettes de $1\,m^2$. Cette pente 1D équivaut donc à une schématisation de S7 et la maille représente la placette.

On considère dans un premier temps le taux moyen d'infiltration (le débit rapporté à l'aire drainée) dans le cas 1 où l'infiltrabilité (I_m) est la même pour toutes les mailles (Fig. 5.9).

On constate que plus le nombre de mailles considérées est important, plus le comportement moyen se rapproche du comportement à seuil : tant que l'intensité de la pluie est inférieure à l'infiltrabilité I_m, tout s'infiltre à l'échelle de la pente, si l'intensité de la pluie est supérieure à I_m le taux d'infiltration moyen devient égal à la pluie. En effet, pour $R < I_m$, le modèle d'infiltration exponentiel (SVIM) crée dans chaque maille un débit de ruissellement et, après quelques mailles en haut de pente, ce débit tend vers un état permanent, où $Q_s = Q_e$. D'après l'équation 5.2, le taux d'infiltration est donc égal à la pluie dans ces mailles éloignées du sommet du domaine. Ainsi, lorsque le nombre de mailles est suffisamment grand, l'effet de la zone amont

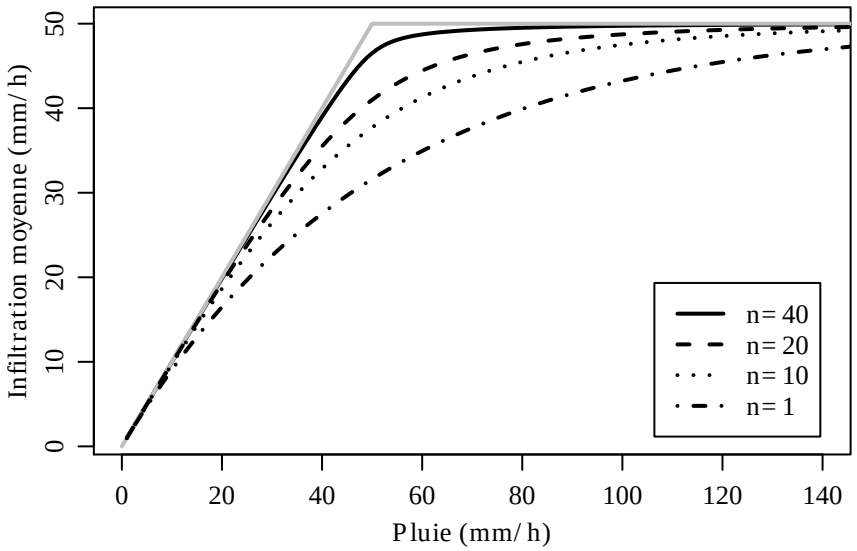


FIG. 5.9 – Dépendance entre l'intensité de pluie et le taux moyen d'infiltration sur une pente de 100 m et n mailles de 2.5 m. Le comportement homogène est tracé en gris.

du domaine devient négligeable et le taux moyen d'infiltration est égale à l'intensité de pluie. Remarquons que ce problème (le cas 1) a une solution analytique. En conclusion, dans le cas 1, le taux d'infiltration moyen ne dépend donc pas de la pluie si le domaine considéré est suffisamment grand, et ce malgré une infiltration variable à l'intérieur d'une maille. Le système perd la mémoire de la loi d'infiltration à petite échelle.

On calcule maintenant le taux d'infiltration dans le cas 2, c'est à dire lorsque les infiltrabilités (I_m) sont distribuées de manière aléatoire. Pour cela, on effectue une simulation Monte-Carlo (200 réalisations) sur une pente de 40 mailles et on calcule pour chaque réalisation le taux moyen d'infiltration. Les calculs sont donc répétés en remplissant le domaine avec des tirages aléatoires de I_m suivant une distribution exponentielle de moyenne $50\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$ (cas 2, Fig. 5.10). Le comportement moyen est comparable au cas 1, mais pour chaque réalisation le résultat dépend de l'agencement des infiltrabilités. La moyenne statistique du taux d'infiltration moyen est de $50 \pm 10\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$.

En conclusion, si seule est prise en compte l'hétérogénéité sous-maille (cas 1), le taux moyen d'infiltration, qui rend compte de l'infiltration "observée" (ou calculée) en bas de pente, ne dépend plus de la pluie. Si on considère deux niveaux d'hétérogénéité (cas 2), cette infiltration dépend de la réalisation des infiltrabilités et pourra être supérieure ou inférieure à la valeur moyenne des infiltrabilités. Il ne faut pas extrapoler ces résultats au cas d'un bassin 2D car, d'une part, l'hypothèse de redistribution homogène d'un débit sur une maille est une hypothèse forte et, d'autre part, seul l'état permanent est considéré alors que la réinfiltration commence dès la première goutte de pluie et continue après la fin de la pluie (pendant la période de récession).

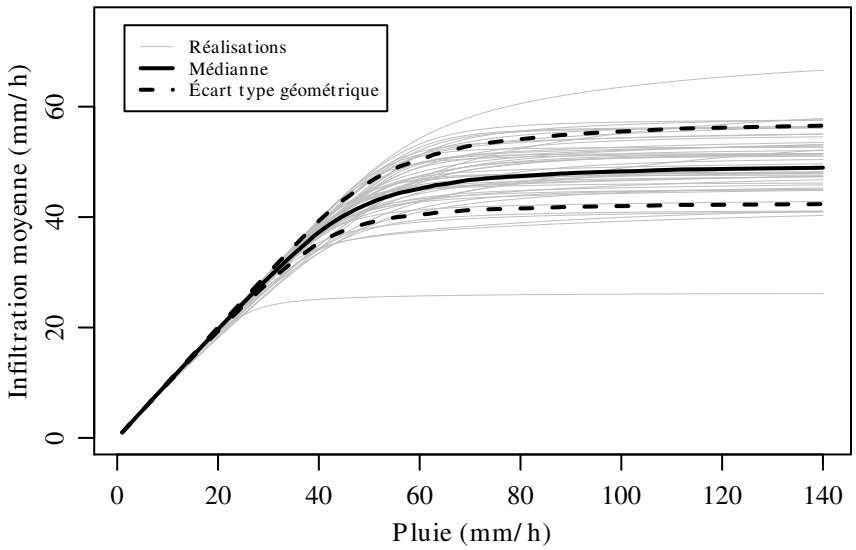


FIG. 5.10 – Dépendance entre l'intensité de pluie et le taux moyen d'infiltration sur une pente de 100 m et 40 mailles. La médiane est calculée sur 200 réalisations telles que $\langle I_m \rangle = 50\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$.

Enfin, la vision unidimensionnelle ne prend pas en compte les interactions au sein d'un arbre de drainage qui collecte les volumes ruisselés et connecte les zones de genèse du ruissellement.

5.2.3 Modélisation distribuée 2D d'un événement pluvieux

Pour étudier le phénomène de réinfiltration lors d'un transitoire de pluie sur un domaine quelconque, nous avons développé dans Cast3M un modèle basé sur l'approximation de l'onde cinématique avec des propriétés de rugosité et un taux d'infiltration définis par maille. Ce taux d'infiltration prend en compte les débits provenant des mailles amont.

Soulignons que le modèle présenté dans le chapitre 2 n'a pu être utilisé pour l'étude du sous-bassin. En effet, il ne permet pas de modéliser les phénomènes de réinfiltration correctement dans la mesure où la perméabilité d'une maille de la couche de ruissellement est une fonction de la hauteur d'eau, et cette perméabilité est nulle lorsqu'il n'y a pas d'eau. En conséquence, une lame d'eau venant de l'amont ne peut pas entrer dans une maille sèche. La résolution de ce problème nécessiterait de décentrer le schéma spatial dans le domaine de surface, soit en prenant dans chaque maille de ruissellement la perméabilité de la maille amont, soit en prenant le débit sortant de la maille amont. Ce second cas repose sur une formulation volumes finis qu'il faudrait coupler à la formulation éléments finis mixtes hybrides utilisée dans le domaine de subsurface. De plus, l'onde diffusante utilisée dans le modèle du chapitre 2 n'est pas adaptée aux fortes pentes.

Nous rappelons brièvement dans cette section les équations qui régissent la physique du modèle développé, avant de se concentrer sur un événement pluvieux en particulier, en faisant différentes hypothèses sur la répartition des infiltrabilités.

Équations et résolution numérique

Dans le cadre de l'approximation de l'onde cinématique des équations de Saint-Venant (Chap. 1) la relation de Manning lie la vitesse à la pente du sol :

$$\begin{cases} u_x = \dfrac{h_s^{2/3}}{n}\sqrt{S_{0,x}} \\ u_y = \dfrac{h_s^{2/3}}{n}\sqrt{S_{0,y}} \end{cases} \tag{5.5}$$

avec u_i $(i = x, y)$ la vitesse dans la direction x ou y $[LT^{-1}]$, h_s la hauteur de la lame d'eau $[L]$ et $S_{0,i}$ $(i = x, y)$ la pente dans la direction x ou y $[LL^{-1}]$. En reportant l'équation 5.5 dans le bilan de masse, on obtient [Lal, 1998] :

$$\frac{\partial h_s}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\sqrt{S_{0,x}}}{n}h_s^{5/3}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\sqrt{S_{0,y}}}{n}h_s^{5/3}\right) = S \tag{5.6}$$

où $S(\vec{X}, t)$ est le terme source $[LT^{-1}]$. Il permet de prendre en compte la pluie et l'infiltration.

L'équation 2.6 est résolue numériquement dans la plateforme Cast3m, avec une discrétisation en temps explicite et un schéma spatial de type volumes finis décentré amont.

À chaque pas de temps, le terme source dans une maille, repérée par $\vec{X}$, est réévalué en fonction de l'intensité de la pluie et des débits entrants $\vec{Q}_e$:

$$S(\vec{X}, t) = R(\vec{X}, t) - I(R, \vec{Q}_e, \vec{X}, t) \tag{5.7}$$

Ce type d'implémentation numérique est simple, mais les pas de temps sont contraints par une condition de Courant (nombre de Courant inférieur à un). Ainsi dans notre application, les pas de temps doivent être de l'ordre de la seconde.

Le modèle permet d'utiliser une fonction d'infiltration qui dépend des paramètres de chaque maille, des débits entrants et de la hauteur d'eau, sur un domaine 1D ou 2D. Bien qu'il soit également possible d'utiliser d'autres lois qui lient la rugosité, la hauteur d'eau et la vitesse dans la lame d'eau, seule la loi de Manning sera mise en œuvre ici.

Le modèle a été qualifié et validé sur les cas tests de Woolhiser et al. [1996] ainsi que sur des expérimentations numériques menées sur des pentes 1D et 2D à infiltrabilité aléatoire et avec fonction d'infiltration de type Green et Ampt [Dieras, 2010].

Application à un événement pluvieux

Résultats Le modèle présenté est appliqué sur la surface réelle du sous-bassin (MNT de 2.5 m $\times$ 2.5 m) et pour l'événement pluvieux du 18/08/2005 déjà étudié dans la section 5.2.1. Cet événement correspond à des conditions très ruisselante, pour un bassin cultivé en riz au cœur de la saison des pluies. Les différents paramètres n'ont pas été explorés de manière exhaustive dans le cadre de cette étude préliminaire. Le coefficient de Manning est fixé ($n = 0.06\,\mathrm{s\,m^{-1/3}}$).

C'est une valeur élevée, qui correspond à un écoulement sur un milieu naturel cultivé peu inondé [Tsihrintzis, 2001] et qui permet dans les simulations de reproduire la dynamique de récession de l'hydrogramme.

Nous étudions l'effet sur l'hydrogramme de la loi de partition ruissellement/infiltration utilisée dans chaque maille, à seuil (éq 5.3), ou exponentielle (modèle SVIM) (éq 5.4), et de la distribution des infiltrabilités, homogène (même infiltrabilité dans toutes les mailles) ou aléatoire, pour les situations suivantes :

cas 1 : loi exponentielle et I_m constant ($I_m = 15\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$, Fig. 5.12),

cas 2 : loi exponentielle et distribution aléatoire exponentielle des I_m ($\langle I_m \rangle = 15\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$, Fig. 5.11),

cas 3 : loi à seuil et distribution aléatoire exponentielle des I_k ($\langle I_k \rangle = 15\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$, Fig. 5.12),

cas 4 : loi à seuil et I_k constant (I_k =15 $\mathrm{mm\,h^{-1}}$, Fig. 5.12),

cas 5 : loi exponentielle et distribution aléatoire log-normale des I_m avec corrélation spatiale ($\langle I_m \rangle = 32\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$ telle que la médiane vaut 10 $^{\times}/$ 4.6 $\mathrm{mm\,h^{-1}}$, longueur de corrélation de 10 m, Fig. 5.13).

Les champs d'infiltrabilité du cas 5 sont générés avec la méthode de décomposition matricielle proposée par Davis [1987].

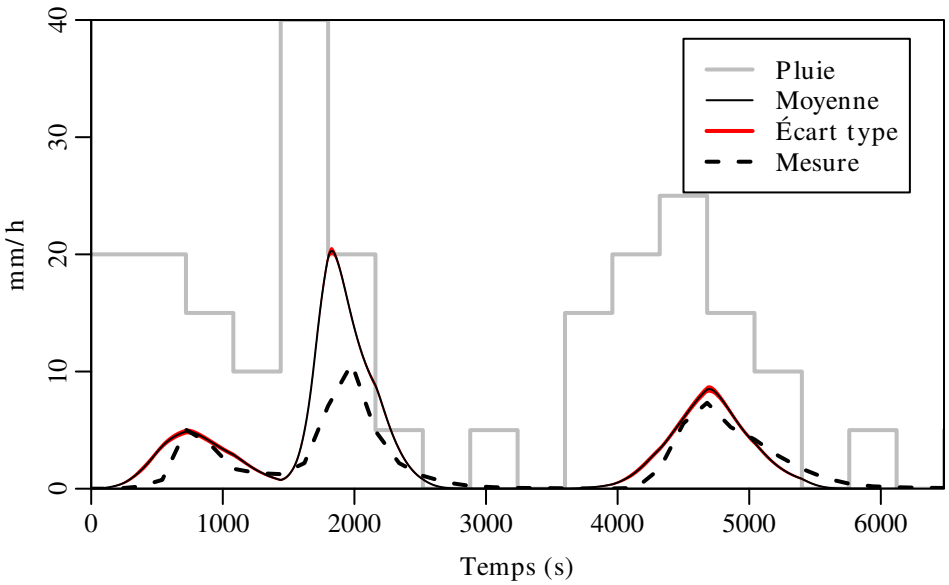


FIG. 5.11 – Hydrogramme simulé pour un événement de 2005. Loi exponentielle et distribution aléatoire exponentielle des I_m (cas 2). La moyenne (noir) et l'écart-type (rouge, quasiment nul) sont calculés pour 20 réalisations de moyenne de $\langle I_m \rangle = 15\,\mathrm{mmh^{-1}}$.

Discussion Tous les modèles sont capables de reproduire les 3 pics de ruissellement, mais le pic de débit à 2000 s est surestimé (figures 5.11 et 5.12). Néanmoins, la résolution temporelle de

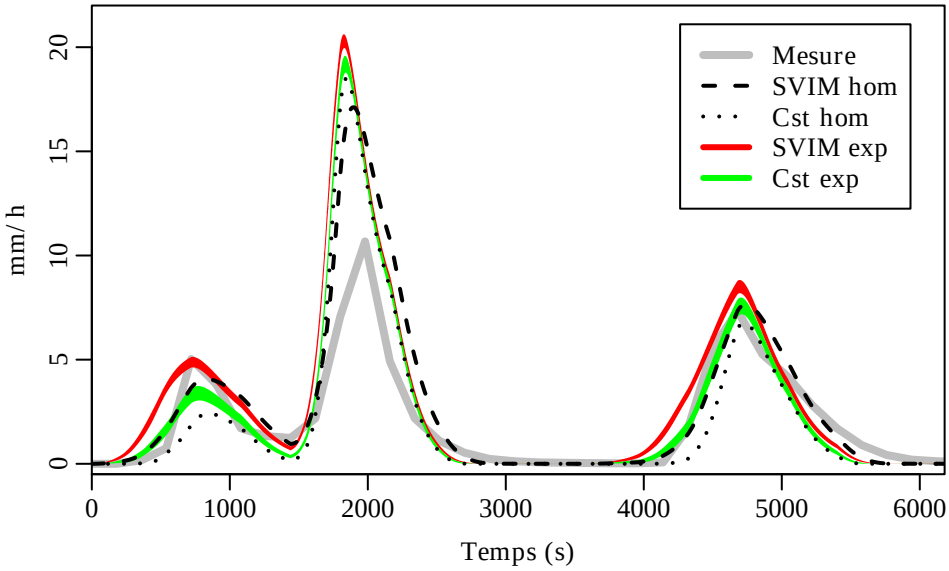


FIG. 5.12 – Hydrogrammes simulés pour un événement de 2005 avec différentes lois d'infiltration (SVIM hom = loi exponentielle et I_m constant (cas 1), Cst hom = loi à seuil et I_k constant (cas 4), Cst exp = loi à seuil et distribution aléatoire exponentielle des I_k (cas 3)). I_k, I_m et $\langle I_m \rangle = 15\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$.

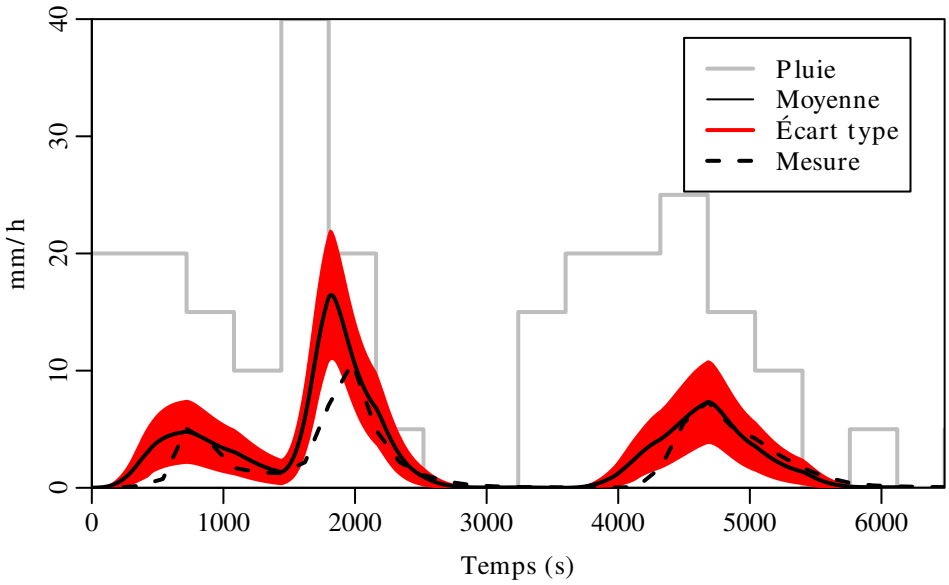


FIG. 5.13 – Hydrogramme simulé pour un événement de 2005. Loi exponentielle et distribution aléatoire log-normale des I_m avec corrélation spatiale (cas 5) ($\langle I_m \rangle = 10\,^{\times}\!/\,4.6\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$, $\lambda = 10\,\mathrm{m}$). La moyenne (noir) et l'écart-type (rouge) sont calculés pour 90 réalisations.

mesure de l'hydrogramme est de 3 min, et celui ci est, peut-être, sous estimé dans sa mesure. Bien que les lois d'infiltration et de répartition des infiltrabilités soient différentes dans chaque cas, les hydrogrammes sont comparables dans les quatre premiers cas. À moyenne égale, la production de

ruissellement est légèrement plus importante lorsque l'on utilise le modèle SVIM pour représenter l'hétérogénéité sous-maille. En ce qui concerne les distributions aléatoires (cas 2 et 4) l'écart-type entre les différentes réalisations est faible, contrairement au cas 1D (Sect. 5.2.2), ce qui signifie que la réalisation de la distribution exponentielle influe peu sur le débit simulé. Même si les infiltrabilités peuvent s'écarter largement de la moyenne en certains points de l'espace, le ruissellement dans le bassin versant a perdu la mémoire de ces fluctuations lorsque l'eau arrive à l'exutoire.

Dans le cas 5, la moyenne des infiltrabilités est supérieure à la moyenne utilisée dans les autres cas pour une production équivalente de ruissellement. Cependant la réponse du bassin varie fortement d'une réalisation à l'autre en fonction de l'emplacement des faibles valeurs d'infiltrabilité. En effet, la corrélation spatiale permet la formation de taches de ruissellement de tailles conséquentes sur les zones de faible infiltrabilité et l'hydrogramme dépend de l'agencement relatif des zones de forte et de faible infiltrabilité. Sans prendre en compte la réinfiltration, Merz et Bárdossy [1998] arrivent aux mêmes conclusions concernant l'effet de la distribution spatiale des paramètres du sol, avec une production de ruissellement plus importante pour une distribution structurée que pour une distribution aléatoire des propriétés du sol.

Relations entre la placette et le sous-bassin versant Le modèle d'infiltration variable spatialement (Sect. 5.2.1) appliqué à l'échelle du sous-bassin permettrait d'obtenir un hydrogramme réaliste avec une infiltrabilité I_m constante et égale à $50\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$ et en prenant en compte le routage de l'eau. Ce modèle revient à assimiler le bassin à un ensemble de bandes parallèles dont les infiltrabilités sont réparties exponentiellement et à affecter à chaque bande le même terme de routage de l'eau. Le même comportement peut être obtenu avec des distribution spatiales aléatoires ou homogènes de l'infiltrabilité (prenant en compte la réinfiltration, Sect. 5.2.3) et dont la moyenne est inférieure à la moyenne de la distribution à grande échelle, soit une moyenne comprise entre $10\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$ et $15\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$, dans des mailles de $7\,\mathrm{m^2}$. À titre de comparaison, les valeurs d'infiltrabilité mesurée sous riz pour les placettes de $1\,\mathrm{m^2}$, à la même période de l'année, sont de l'ordre de $7\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$ (Chap. 4).

Il sera intéressant d'étudier événement par événement l'adéquation entre l'hydrogramme simulé et l'hydrogramme mesuré en fonction des hypothèses de répartition spatiale et d'hétérogénéité sous-maille, pour un même usage des terres. En effet la réponse du bassin à d'autres intensités de pluie, d'autres couverts végétaux et à d'autres périodes de l'année permettrait d'établir des distinctions entre les différentes hypothèses. Afin d'utiliser les infiltrabilités établie à l'échelle de la placette ($1\,\mathrm{m^2}$), il est en effet nécessaire d'obtenir une relation entre la valeur d'infiltrabilité obtenue pour $1\,\mathrm{m^2}$ et la valeur à prendre dans une maille de taille supérieure. Cette relation est dépendante de l'organisation spatiale du ruissellement, de l'effet des temps de parcours du ruissellement, ... Les coefficients de Manning devront évoluer dans le temps en fonction de l'utilisation des terres (Jachère, larmes de Job) et de l'état de développement de la végétation [Chaplot et al., 2002 ; Tsihrintzis, 2001]. Il faudra également étudier l'effet d'une rugosité moins

élevée dans la rigole centrale, celle ci pouvant rapidement collecter le ruissellement produit dans le sous-bassin et intégrer de manière différente la variabilité spatiale.

Conclusion

Nous tirons de cette étape plusieurs conclusions quant à l'utilisation des données de placette (à petite échelle) pour la modélisation à plus grande échelle de la partition ruissellement infiltration :

- L'infiltration à petite échelle est plus faible que l'infiltration à grande échelle et la prise en compte de la réinfiltration dans un modèle distribué rend compte de cette observation.
- Dans un modèle distribué avec réinfiltration, l'influence de l'hétérogénéité sous-maille ne se propage que peu ou pas au domaine entier.
- Une distribution spatiale aléatoire des infiltrabilités conduit à un comportement proche de celui obtenu avec une distribution homogène des infiltrabilités.
- L'utilisation d'un champ corrélé d'infiltrabilité a un impact fort sur la production de ruissellement.
- Le modèle d'infiltration variable spatialement permet de calculer une infiltrabilité moyenne, à l'échelle de 0.5 ha, qui est plus élevée que pour les placettes. Les variations temporelles d'infiltrabilité au cours d'une année dépendent de facteurs non pris en compte par le modèle et en partie de l'indice des précipitations antérieures.

Conclusion générale et perspectives

Les travaux présentés dans cette thèse mettent en évidence la nécessité et l'intérêt de considérer les hétérogénéités du milieu naturel pour modéliser la production et le transfert du ruissellement, à l'échelle du mètre et à l'échelle du bassin versant. Plusieurs modèles ont été développés en fonction de l'expertise acquise sur le milieu et des données disponibles, chaque expérience présentant des spécificités (pluie simulée/naturelle, sol préparé/naturel) qui permettent d'aborder différents aspects de la genèse du ruissellement. Le facteur qui domine dans la réponse hydrologique est parfois spatial (encroûtement, humidité du sol, couvert végétal), parfois temporel (variabilité de la pluie, cinétique de ruissellement, évolution de l'indice des pluies antérieures).

Face à la complexité des systèmes étudiés, il nous est apparu qu'une approche mécanistique de la partition ruissellement-infiltration basée sur l'équation de Richards n'était pas adaptée au milieu naturel. En effet, si tant est que cette équation s'applique à une échelle locale, il est peu probable que l'on puisse échantilloner et mesurer de manière exhaustive toutes les hétérogénéités. Les expériences sur placette, parcelle et bassin versant fournissent une réponse qui intègre tout un ensemble de processus. Nous avons donc adopté différentes approches de modélisation, plus pragmatiques, pour rendre compte de manière simplifiée, mais physique, de tous les processus intervenant dans la partition ruissellement-infiltration. Ces considérations nous conduisent à proposer deux approches complémentaires :

- comprendre la réponse globale d'un système complexe à partir de mesures locales, d'expérimentations numériques et de modèles distribués,
- utiliser à petite échelle (pixel d'un bassin versant) des modèles simples, voire phénoménologiques, dépendant de peu de paramètres mais validés à cette échelle.

Cette seconde approche nous apparaît comme un maillon nécessaire pour faire le lien, dans un modèle, entre la complexité et les hétérogénéités des petites échelles et l'organisation d'un bassin versant (utilisations des sols, ravines, ...).

Nous résumons dans cette conclusion générale les conclusions faites à la fin de chaque chapitre, les propositions expérimentales et les développements de modèles qui permettraient d'étendre la portée du travail effectué.

Parcelle de 40 m^2 - Sol homogène sous pluie simulée

Conclusion

Le deuxième chapitre est consacré à l'étude et la modélisation du ruissellement sur un sol homogène soumis à des pluies simulées. Les expériences se déroulent à Thiès, Sénégal, sur une parcelle de 40 m^2. La mesure des vitesses instantanées et des quantités de traceur transportées dans la lame d'eau ruisselée ont permis de tester et de calibrer différentes lois de friction dans un modèle distribué de ruissellement.

Un modèle couplé surface/subsurface a d'abord été développé. Sur ce cas réel, la description de la microtopographie et du front d'infiltration dans un sol sableux nécessitent un maillage fin dans les trois dimensions de l'espace, et donc des temps de calculs longs. Nous avons alors choisi de ne modéliser que la surface et de tenir compte de l'infiltration sous la forme d'un terme source. Cette hypothèse simplificatrice permet de s'affranchir du calage des lois du sol, loi de teneur en eau et perméabilité relative, et d'étudier en détail, lors de la modélisation du ruissellement, les relations liant la rugosité à la vitesse et à la hauteur de la lame d'eau.

Nous avons d'abord testé les deux lois couramment utilisées pour évaluer la perte de charge par friction dans les écoulements de surface : les équations de Darcy-Weisbach et de Manning. Ces lois empiriques, développées pour étudier les écoulements à surface libre dans des canaux de rugosité uniforme et aléatoire, sous-estiment les grandes vitesses. Nous nous sommes alors tournés vers la loi proposée récemment par Lawrence, et qui prend en compte de manière physique différents niveaux de submersion de la rugosité du sol. Les paramètres de cette loi ont un sens physique, ils sont liés à la granulométrie du sol. La modélisation des vitesses instantanées a été améliorée mais les résultats de l'expérience de traçage n'ont pas pu être reproduites avec un seul jeu de valeurs des paramètres, chaque trajet de traceur nécessitant un calage différent. Cela est probablement lié aux variations de rugosité sur la parcelle.

Nous avons alors testé une loi empirique, issue de la modélisation du ruissellement en milieu naturel. C'est une loi de Manning modifiée pour amplifier la dépendance entre la vitesse et la hauteur de la lame d'eau pour les faibles hauteurs de submersion. Cette loi a donné les meilleurs résultats : les vitesses instantanées ne sont pas sous-estimées et la restitution simulée des traceurs est satisfaisante avec un seul et même jeu de valeurs des paramètres.

Perspectives

La prise en compte de nouvelles lois (celle de Lawrence et celle de Manning modifiée) nécessite la calibration de paramètres supplémentaires. Des mesures locales de la rugosité permettraient par exemple de spatialiser les paramètres de la loi de Lawrence.

Par ailleurs, l'introduction de ces nouvelles lois influe, dans une certaine mesure, sur la forme de l'hydrogramme simulé en sortie de parcelle. Par conséquent une calibration sur l'hydrogramme mesuré permettrait d'apporter une contrainte supplémentaire dans la détermination des valeurs des paramètres, et aussi de déterminer les nouveaux paramètres liés aux deux nouvelles lois in-

troduites. Pour étudier le régime transitoire de l'écoulement, deux stratégies sont envisageables. Il est possible d'utiliser le modèle couplé, ce qui suppose des développements numériques pour optimiser les temps de calculs et une connaissance précise des lois du sol. L'utilisation d'un modèle 0D pour l'infiltration, de type Green et Ampt par exemple, pourrait être un bon compromis. Ce modèle est d'ailleurs bien adapté à la modélisation de l'infiltration dans un sol perméable, tel qu'un sol sableux .

Dans cette expérience, le ruissellement est principalement contrôlé par des phénomènes de surface. La spatialisation de l'infiltration nécessite de quantifier les effets de l'érosion et de l'encroûtement sur les lois et paramètres du sol, en particulier dans la zone la plus submergée de la parcelle. La hauteur de la lame d'eau influe aussi sur le taux d'infiltration. Le modèle couplé montre, en effet, des variations du taux d'infiltration de l'ordre de quelques $\mathrm{mm\,h^{-1}}$ entre des zones de très faible hauteur d'eau et des zones de hauteur d'eau moyenne. La topographie peut accentuer cet effet en augmentant les contrastes de hauteurs d'eau (écoulements convergents, dépressions). Ces variations peuvent aussi avoir un effet important sur le traçage pour les points d'injection éloignés de l'exutoire. Le modèle de surface seule néglige ces effets, le modèle couplé les intègre de manière naturelle, et un modèle de type Green et Ampt devrait être adapté pour les prendre en compte.

Enfin, d'un point de vue de la simulation numérique, il est important de souligner que ce type d'expérience offre la possibilité de qualifier des modèles couplés, notamment leur composante « écoulement de surface ». En effet, une des rares expériences permettant de qualifier un modèle couplé est l'expérience d'Abdul et Gillham [1984], pour laquelle c'est l'écoulement dans le sol qui est dimensionnant dans la dynamique du système.

Placettes de 1 $\mathrm{m^2}$ - Sol naturel sous pluie simulée

Conclusion

Le troisième chapitre aborde deux expériences sous pluie simulée, sur des placettes de $1\,\mathrm{m^2}$ dans le bassin versant de Houay Pano au Laos. Ces expériences ont permis d'améliorer notre compréhension des processus avant d'aborder l'interprétation des données sous pluie naturelle.

La première expérience sous pluie simulée est effectuée sur un sol initialement homogène, sur deux placettes qui diffèrent uniquement par leur pente. L'infiltrabilité finale est plus élevée sur la placette ayant la pente la plus élevée (70 %). La pente agit directement sur la quantité d'eau interceptée par les placettes, mais cette différence seule ne suffit pas à expliquer les cinétiques d'infiltration observées. Nous avons donc développé un modèle de type Green et Ampt, qui prend en compte l'effet de la pente et de l'encroûtement, en considérant que la placette est homogène mais que sa perméabilité diminue dans le temps. Ce modèle permet de rendre compte du contrôle simultané de l'infiltration par l'encroûtement du sol et l'augmentation de la teneur en eau en surface. L'encroûtement est plus rapide pour une placette de pente 30 % que pour une pente de 70 %, et les croûtes formées sur la placette de 30 % sont moins perméables.

Dans la seconde expérience, le sol est pris à l'état naturel, après un labour manuel. Les résultats montrent que l'infiltration moyenne des placettes augmente lorsque l'intensité de pluie augmente. Cette observation nous a amenés à développer un modèle d'infiltration, basé sur le modèle de Philip, sur un milieu dont la perméabilité est décrite par une loi de distribution statistique. Le modèle de Philip présente la particularité d'avoir une signification physique et d'intégrer facilement une loi statistique de perméabilité. La loi la plus simple est la distribution de type exponentielle décroissante car elle ne dépend que d'un seul paramètre, la perméabilité moyenne. Le modèle a permis d'étudier de manière théorique l'effet de la distribution de perméabilité (exponentielle, uniforme, log-normale) sur l'infiltration moyenne (mesurée à l'exutoire). La distribution exponentielle reproduit de manière satisfaisante les hydrogrammes mesurés, mais avec une valeur de perméabilité moyenne propre à chaque parcelle, y compris pour les placettes de même antécédent de culture (répliques). Cela signifie donc que les hétérogénéités d'infiltrabilité ne sont donc pas entièrement échantillonnées par une placette de $1\,\mathrm{m}^2$. Il existe néanmoins une corrélation entre l'antécédent de culture, le pourcentage de croûtes observées et la perméabilité moyenne. On notera, de plus, que l'utilisation de ce modèle transitoire permet de caler correctement l'infiltrabilité moyenne à partir de la partie transitoire de la réponse d'une parcelle, même lorsque le permanent d'infiltration n'a pas pu être observé.

Perspectives

Physique de l'encroûtement

Une modélisation plus complète de la croûte et de sa formation nécessite la connaissance des lois du sol et de la croûte ainsi que la détermination des zones d'encroûtement privilégiées au sein de la placette. Par ailleurs, le processus de formation de micro-marches n'est pas compris. Celles ci jouent un rôle important car ce sont des zones d'infiltration privilégiée. La compréhension et la quantification de ces processus nécessiteraient des mesures expérimentales à petite échelle, de l'ordre du centimètre, qu'il faudrait développer en laboratoire sous pluie simulée.

Par ailleurs, le système considéré est constitué de plusieurs couches : les croûtes, réparties de manière non homogène en surface (sur quelques millimètres de profondeur), le lit de semence non encroûté qui occupe $6-7\,\mathrm{cm}$ de profondeur et le sol sous-jacent, non remanié, et donc plus compact. Une mesure continue de l'évolution de la teneur en eau à plusieurs profondeurs, afin de suivre l'avancée du front d'humectation, permettrait de quantifier l'impact du sol non remanié, sous le lit de semence, sur le ruissellement. Une telle expérience permettrait aussi de distinguer les effets des hétérogénéités spatiales de ceux de l'évolution temporelle des propriétés de surface sur la dynamique du front d'humectation.

Hétérogénéités naturelles

Différentes suggestions d'expériences, ou de compléments d'expériences, peuvent être formulées pour mieux comprendre l'hétérogénéité d'infiltration. En particulier, nous proposons de :

- Soumettre les placettes de sol naturel à différentes intensités de pluie, cinq ou six, afin de consolider l'hypothèse d'une distribution exponentielle de perméabilité. C'est ce type d'expérience qui a amené Yu à formuler le modèle SVIM.
- Soumettre une parcelle à une pluie simulée à différentes périodes de l'année pour quantifier de manière plus précise l'impact de la végétation.
- Mesurer la micro-topographie et confirmer l'effet du stockage d'eau dans les dépressions causées par le labour du sol.
- Mesurer la perméabilité par infiltrométrie en plusieurs points de la parcelle.
- Enfin, envisager des parcelles de plus grande taille pour étudier l'extension des hétérogénéités spatiales et vérifier l'hypothèse du sous échantillonnage des perméabilités. Cela nécessiterait de considérer les temps de trajet de l'eau au sein des parcelles.

Placettes de 1 m^2 dans un bassin versant, de 2003 à 2009

Conclusion

Dans le quatrième chapitre, nous avons étudié une série de données de ruissellement, obtenues entre 2003 et 2009 sous pluie naturelle, pour différents couverts végétaux, sur des placettes de $1\,m^2$.

Dans un premier temps, nous avons utilisé un modèle à réservoir (Diskin et Nazimov) qui modélise l'évolution temporelle de la capacité d'infiltration. Les paramètres du modèle sont difficilement interprétables de manière physique, et la présence de végétation diminue les performances du modèle. Nous n'avons pas inclus la modélisation des effets de la végétation ou de l'évaporation, car cela aurait conduit à une sur-paramétrisation du modèle, déjà peu contraint. Nous avons donc choisi une approche plus générale, en considérant les événements pluvieux séparément, pour tirer le maximum d'informations de ces données obtenues sous pluie naturelle. Le modèle proposé est le modèle d'infiltration variable spatialement (SVIM) développé par Yu. Il permet de rendre compte du volume ruisselé par un paramètre d'infiltrabilité, qui intègre les hétérogénéités du sol ainsi que la végétation présente sur la parcelle. L'infiltrabilité calculée permet d'obtenir, à partir du volume ruisselé cumulé, un taux de ruissellement avec la même résolution que la pluie.

Comme observée sur les parcelles de sol nu sous pluie simulée, la variabilité spatiale de l'infiltrabilité est importante. L'infiltrabilité évolue aussi au fil d'une année, autour d'une moyenne déterminée par le type de couvert. Nous ne disposons pas de mesures de l'humidité du sol, et avons utilisé un index des pluies antérieures (20 jours). Celui-ci n'explique pas totalement les variations temporelles de l'infiltrabilité d'un événement pluvieux à l'autre.

Nous avons donc regroupé les infiltrabilités pour un couvert donné et étudié la statistique de distribution. Les variations aux cours des événements pluvieux, et d'une placette à l'autre sont alors décrites au mieux par une densité de probabilité qui suit une loi log-normale.

En comparant la médiane annuelle de l'infiltrabilité et les états de surface, on constate que le pourcentage de croûte est un facteur déterminant. Il suffit que 10 % de la surface soit encroûtée pour que l'infiltrabilité soit nettement plus faible que sur une parcelle non encroûtée.

Le comportement exact de l'infiltration en fonction de la pente est difficile à établir en raison du plan expérimental qui n'a pas privilégié les répétitions pour une pente donnée sous un couvert identique. La tendance observée est une diminution de l'infiltrabilité avec la pente, jusqu'à des pentes d'environ 50 %, puis une augmentation de l'infiltrabilité lorsque la pente augmente.

Perspectives

Puisqu'un échantillon de $1\,m^2$ n'est pas représentatif de toute la variabilité d'un type de sol dans le bassin versant de Houay Pano, l'utilisation de placettes de plus grande taille ($10\,m^2$?) permettrait éventuellement d'obtenir des valeurs d'infiltration moyenne plus représentatives, et plus facilement exportables à l'échelle du bassin versant.

La pente est un paramètre facile à mesurer sur les modèles numériques de terrain (MNT). Il serait donc intéressant de préciser, pour chaque type de couvert végétal, les effets de la pente sur l'infiltration afin d'exporter les valeurs d'infiltrabilité obtenues à petite échelle dans un modèle de bassin versant.

Il serait utile de mesurer l'hydrogramme sous pluie naturelle à l'exutoire de placettes ou de parcelles disposées dans le bassin versant. Celui ci permettrait de vérifier la validité du modèle utilisé et d'étudier l'effet des types de couverts sur le transitoire de l'infiltration. Des mesures d'humidité du sol avant un événement pluvieux pour les différentes placettes permettraient également de mettre en place une modélisation de la redistribution inter-événement de l'eau dans le sol, et de prévoir l'évolution temporelle de l'infiltrabilité au cours d'une année. Il est probable qu'il faille prendre en compte, dans une telle démarche, les cycles de croissance des différents couverts végétaux.

Sous bassin versant de 0.5 ha sous pluie naturelle entre 2003 et 2008

Conclusion

Le cinquième chapitre présente les premiers résultats de l'étude d'un sous-bassin de 0.5 ha de Houay Pano, pour des pluies naturelles entre 2003 et 2008.

Dans un premier temps, nous avons utilisé la même approche que pour les placettes, en calculant une infiltrabilité pour le sous-bassin à partir du volume ruisselé total à l'exutoire. Cette infiltrabilité dépend très fortement de l'utilisation des terres : lorsque le bassin est en jachère, l'infiltrabilité est très élevée et lors de la mise en culture (riz, larmes de job) elle diminue et le

ruissellement devient conséquent. Ces infiltrabilités sont au moins 4 fois plus grandes que les infiltrabilités de placettes, ce qui indiquerait un possible effet d'échelle.

L'infiltrabilité permet de calculer un hydrogramme simulé qui est en accord avec l'hydrogramme mesuré : le comportement à l'exutoire du bassin versant semble bien représenté par un modèle qui considère des infiltrabilités réparties selon une distribution exponentielle.

Dans cette étude préliminaire, nous nous sommes concentrés sur la modélisation distribuée de la réponse du sous-bassin à un événement pluvieux caractéristique. Pour tester l'hypothèse de l'effet d'échelle, plusieurs lois d'infiltration à l'échelle de la maille et plusieurs distributions spatiales d'infiltrabilité ont été considérées. Un modèle de ruissellement a été développé dans le code Cast3M. Il permet de spatialiser les paramètres d'infiltration et de prendre en compte la réinfiltration de l'eau dans les zones plus perméables. Lorsque l'infiltration dans une maille est régie par un modèle d'infiltration variable, ce qui traduit une variabilité sous-maille (à une échelle plus petite que la maille), l'influence de cette variabilité ne se propage que peu ou pas au domaine entier à cause de la réinfiltration. Une distribution spatiale aléatoire des infiltrabilités conduit à un comportement proche de celui obtenu avec une distribution homogène des infiltrabilités, tandis que l'utilisation d'un champ corrélé d'infiltrabilité a un impact fort sur la production de ruissellement. On note que finalement le modèle d'infiltration variable spatialement permet de calculer une infiltrabilité moyenne, à l'échelle de 0.5 ha, qui est plus élevée que l'infiltrabilité d'une maille de $7\,m^2$ dans le modèle distribué, elle même plus élevée que l'infiltrabilité calculée pour les placettes de $1\,m^2$.

Ce travail a montré que si la production de ruissellement à l'échelle du sous-bassin est bien modélisée de manière globale par un modèle à infiltration variable, il n'est en revanche pas possible de retrouver cette loi en partant du même modèle à l'échelle de la maille et en tenant compte des phénomènes de réinfiltration. Ce type de modèle conduit invariablement à une loi homogénéisée à l'échelle du sous-bassin de type loi à seuil : lorsque la pluie est inférieure à l'infiltrabilité moyenne aucun ruissellement n'est produit et lorsqu'elle est supérieure le taux de ruissellement est égal à la pluie moins l'infiltrabilité. Le système perd donc la mémoire de ce qui se passe à l'échelle d'une maille. Cela indiquerait que le ruissellement est contrôlé par un autre processus ou une autre échelle de variabilité.

Perspectives

Le sous-bassin versant

Il serait intéressant d'étudier événement par événement l'adéquation entre l'hydrogramme simulé par le modèle distribué et l'hydrogramme mesuré en fonction des hypothèses de répartition spatiale et d'hétérogénéité sous-maille, c'est-à-dire reproduire le travail effectué dans le cinquième chapitre pour d'autres événements pluvieux. En effet, la réponse du bassin à d'autres intensités de pluie, à d'autres couverts végétaux et à d'autres périodes de l'année permettrait d'établir des distinctions entre les différentes hypothèses de répartition spatiale des infiltrabilités. Cela permettrait aussi de confirmer, ou d'infirmer, que les valeurs calculées à l'échelle du mètre sont

utilisables dans un modèle distribué, et éventuellement d'établir une relation entre la valeur d'infiltrabilité obtenue pour $1\,m^2$ et la valeur à prendre dans une maille de taille supérieure. Cette démarche permettrait également d'évaluer les paramètres du modèle de ruissellement en fonction de l'utilisation des terres (jachère, larmes de Job) et de l'état de développement de la végétation.

De manière plus générale, on a vu que les hétérogénéités à l'échelle de la placette influent peu sur l'hydrogramme du sous-bassin. Le modèle qui considère une distribution exponentielle d'infiltrabilités intègre donc des processus physiques différents en fonction de l'échelle considérée. Les outils développés peuvent être utilisés pour procéder à des expérimentations numériques. Il est donc possible de déterminer dans quelle mesure les processus physiques à l'échelle locale expliquent un comportement exponentiel à l'échelle du sous-bassin. Ces processus sont : la variabilité sous-maille, la distribution d'infiltrabilité, la topographie, les longueurs de corrélations spatiales de l'infiltrabilité, les temps de trajet de l'eau et le temps d'établissement du régime permanent. Il est très probable que le caractère exponentiel de la loi d'infiltration homogénéisée s'explique en partie par le régime transitoire de la réponse du sous-bassin. Dans ce système complexe, la rigole centrale va intégrer les hétérogénéités spatiales et il faudrait aussi comparer des modélisations favorisant on non les écoulements dans cette rigole.

Le bassin versant

À l'échelle du bassin (60 ha), la représentation distribuée la plus réaliste à l'heure actuelle serait une réalisation d'infiltrabilité conditionnée sur le type d'utilisation des terres, et dont les infiltrabilités, représentatives de chaque couvert végétal, sont issues des densités de probabilité calculées à l'échelle du mètre. Une approche simplifiée consisterait à séparer le bassin versant en unités de sous-bassins versants, pour lesquelles il est possible d'obtenir une densité de probabilité de l'infiltrabilité expérimentale. Il serait alors possible d'utiliser dans chacun de ces compartiments un modèle SVIM pour la production de ruissellement et un terme de routage pour le transport de l'eau ruisselée.

Les mesures de débits dans les autres sous-bassins instrumentés peuvent fournir des valeurs d'infiltrabilité à l'échelle de l'hectare pour d'autres types de couvert végétal.

D'autres processus entrent en jeux et seront à envisager : l'infiltration préférentielle dans les rigoles/ravines, le ruissellement sur surface saturée, la présence de zones tampons (marécages) qui introduisent un délai dans la réponse hydrologique du bassin. Si le modèle de partition ruissellement/infiltration est correctement ajusté avec les données de sous-bassin, un modèle de subsurface permettrait de tester plusieurs de ces hypothèses de fonctionnement hydrologique.

À l'échelle du bassin, il faudrait certainement caractériser l'hétérogénéité de la pluie, déterminée avec une seule station météorologique. En effet, si on considère un ruissellement par excès d'infiltration, les approximations sur l'intensité de la pluie peuvent engendrer des incertitudes fortes sur l'estimation des quantités ruisselées.

Quelques mots sur l'érosion et les échelles de temps et d'espace

Les expériences présentées dans ce document incluent des mesures de pertes en terre. Ces données pourraient être utilisées comme une information complémentaire permettant de vérifier la cohérence des taux de ruissellement calculés. Il serait également envisageable d'étudier les corrélations statistiques entre taux de ruissellement et taux d'érosion, sans mettre en place de modèles d'érosion, pour mettre en évidence les liens entre infiltrabilité et érosivité. Ainsi il serait possible, d'une part, de développer une telle approche à l'échelle de l'événement pluvieux et d'autre part d'étudier les relations d'échelles entre infiltrabilité et érosion, de la placette au bassin versant.

Bibliographie

[Abdul et Gillham, 1984] Abdul A., Gillham R. Laboratory studies of the effects of the capillary fringe on streamflow generation. *Water Resources Research*, 1984, ISSN 0043-1397, vol. 20, n^o 6, p. 691–698.

[Abrahams et al., 1988] Abrahams A., Parsons A., Luk S. Hydrologic and sediment responses to simulated rainfall on desert hillslopes in southern Arizona. *Catena*, 1988, ISSN 0341-8162, vol. 15, n^o 2, p. 103–117.

[Ahuja, 1983] Ahuja L. Modeling Infiltration into Crusted Soils by the Green-Ampt Approach 1. *Soil Science Society of America Journal*, 1983, vol. 47, n^o 3, p. 412.

[Allen et al., 1998] Allen R., Pereira L., Raes D., et al. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. *FAO, Rome*, 1998, vol. 300.

[Ambroise, 1999] Ambroise B. *La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant : processus, facteurs, modèles*. ISBN 9739895425. Ed. HGA, 1999.

[Assouline, 2004] Assouline S. Rainfall-induced soil surface sealing : A critical review of observations, conceptual models, and solutions. *Vadose Zone Journal*, 2004, vol. 3, n^o 2, p. 570.

[Assouline et Ben-Hur, 2006] Assouline S., Ben-Hur M. Effects of rainfall intensity and slope gradient on the dynamics of interrill erosion during soil surface sealing. *Catena*, 2006, ISSN 0341-8162, vol. 66, n^o 3, p. 211–220.

[Assouline et Mualem, 1997] Assouline S., Mualem Y. Modeling the dynamics of seal formation and its effect on infiltration as related to soil and rainfall characteristics. *Water Resources Research*, 1997, ISSN 0043-1397, vol. 33, n^o 7, p. 1527–1536.

[Bear et Bachmat, 1990] Bear J., Bachmat Y. *Introduction to modeling of transport phenomena in porous media*. ISBN 0792305574. Springer Netherlands, 1990.

[Bernard-Michel et al., 2004] Bernard-Michel G., Le Potier C., Beccantini A., et al. The Andra Couplex 1 Test Case : Comparisons Between Finite-Element, Mixed Hybrid Finite Element and Finite Volume Element Discretizations. *Computational Geosciences*, 2004, ISSN 1420-0597, vol. 8, n^o 2, p. 187–201.

[Beven, 2001] Beven K. *Rainfall-runoff modelling : the primer*. ISBN 0470866713. John Wiley & Sons Inc, 2001.

[Beven, 2004] Beven K. Robert E. Horton's perceptual model of infiltration processes. *Hydrological Processes*, 2004, ISSN 1099-1085, vol. 18, n^o 17, p. 3447–3460.

[Blöschl et Sivapalan, 1995] Blöschl G., Sivapalan M. Scale issues in hydrological modelling : a review. *Hydrological processes*, 1995, ISSN 1099-1085, vol. 9, n^o 3-4, p. 251–290.

[Brakensiek et Rawls, 1983] Brakensiek D., Rawls W. Agricultural management effects on soil water processes Part II : Green and Ampt parameters for crusting soils. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 1983, vol. 26, p. 1753–1757.

[Casenave et Valentin, 1989] Casenave A., Valentin C. *Les états de surface de la zone sahélienne : influence sur l'infiltration*. ISBN 2709909847. París. : ORSTOM, 1989.

[Casenave et Valentin, 1992] Casenave A., Valentin C. A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa. *Journal of Hydrology*, 1992, vol. 130, n^o 1-4, p. 231–249.

[Castillo et al., 2003] Castillo V., Gomez-Plaza A., Martinez-Mena M. The role of antecedent soil water content in the runoff response of semiarid catchments : a simulation approach. *Journal of Hydrology*, 2003, ISSN 0022-1694, vol. 284, n^o 1-4, p. 114–130.

[Cerdà et García-Fayos, 1997] Cerdà A., García-Fayos P. The influence of slope angle on sediment, water and seed losses on badland landscapes. *Geomorphology*, 1997, ISSN 0169-555X, vol. 18, n^o 2, p. 77–90.

[Cerdan et al., 2004] Cerdan O., Le Bissonnais Y., Govers G., et al. Scale effect on runoff from experimental plots to catchments in agricultural areas in Normandy. *Journal of hydrology*, 2004, ISSN 0022-1694, vol. 299, n^o 1-2, p. 4–14.

[Chahinian et Moussa, 2007] Chahinian N., Moussa R. Comparison of different multi-objective calibration criteria of a conceptual rainfall-runoff model of flood events. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 2007, vol. 4, n^o 3, p. 1031–1067.

[Chahinian et al., 2006a] Chahinian N., Moussa R., Andrieux P., et al. Accounting for temporal variation in soil hydrological properties when simulating surface runoff on tilled plots. *Journal of Hydrology*, 2006a, vol. 326, p. 135–152.

[Chahinian et al., 2006b] Chahinian N., Voltz M., Moussa R., et al. Assessing the impact of the hydraulic properties of a crusted soil on overland flow modelling at the field scale. *Hydrological Processes*, 2006b, ISSN 1099-1085, vol. 20, n^o 8, p. 1701–1722.

[Chaplot et al., 2002] Chaplot V., Boonsaner A., Bricquet J., et al. Soil erosion under land use change from three catchments in Laos, Thailand and Vietnam. In : *Proceedings 12th International Soil Conservation Organization Conference*, 2002, p. 26–31.

[Chaplot et al., 2005a] Chaplot V., Coadou le Brozec E., Silvera N., et al. Spatial and temporal assessment of linear erosion in catchments under sloping lands of northern Laos. *Catena*, 2005a, vol. 63, n^o 2-3, p. 167–184.

[Chaplot et al., 2005b] Chaplot V., Rumpel C., Valentin C. Water erosion impact on soil and carbon redistributions within the Mekong basin. *Global Biogeochemical Cycles*, 2005b, vol. 19, n^o 4.

[Chaplot et al., 2006] Chaplot V., Le Bissonnais Y., Bernadou J. Runoff, soi1 and soi1 organic carbon losses within a small sloping-land catchment of Laos under shifting cultivation. *Soil erosion and carbon dynamics*, 2006, p. 167.

[Chaplot et al., 2007] Chaplot V., Khampaseuth X., Valentin C., et al. Interrill erosion in the sloping lands of northern Laos subjected to shifting cultivation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2007, vol. 32, n^o 3, p. 415–428.

[Chappell et al., 2001] Chappell N., Bidin K., Tych W. Modelling rainfall and canopy controls on net-precipitation beneath selectively-logged tropical forest. *Plant Ecology*, 2001, ISSN 1385-0237, vol. 153, n^o 1, p. 215–229.

[Charlier et al., 2009] Charlier J., Moussa R., Cattan P., et al. Modelling runoff at the plot scale taking into account rainfall partitioning by vegetation : application to stemflow of banana (Musa spp.) plant. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2009, vol. 13, p. 2151–2168.

[Chen et Young, 2006] Chen L., Young M. Green-Ampt infiltration model for sloping surfaces. *Water Resources Research*, 2006, ISSN 0043-1397, vol. 42, n^o 7.

[Cheng et al., 2008] Cheng Q., Ma W., Cai Q. The relative importance of soil crust and slope angle in runoff and soil loss : a case study in the hilly areas of the Loess Plateau, North China. *GeoJournal*, 2008, ISSN 0343-2521, vol. 71, n^o 2, p. 117–125.

[Chevallier, 1983] Chevallier P. L'indice des précipitations antérieures : Evaluation de l'humectation des sols des bassins versants représentatifs. *Cahiers-ORSTOM. Hydrologie*, 1983, ISSN 0008-0381, vol. 20, n^o 3-4, p. 179–189.

[Chow et al., 2005] Chow V., Maidment D., Mays L., et al. *Applied hydrology*. ISBN 0071001743. McGraw-Hill New York, 2005.

[Chu, 1978] Chu S. Infiltration during an unsteady rain. *Water Resources Research*, 1978, ISSN 0043-1397, vol. 14, n^o 3, p. 461–466.

[Chu et Mariño, 2005] Chu X., Mariño M. Determination of ponding condition and infiltration into layered soils under unsteady rainfall. *Journal of Hydrology*, 2005, ISSN 0022-1694, vol. 313, n^o 3-4, p. 195–207.

[Collinet et Valentin, 1980] Collinet J., Valentin C. Effet de l'intensité de pluie et de l'hétérogénéité de surface du sol sur l'infiltration à régime constant. In : *Etude LAT/03 : ruissellement, infiltration et érosion en zones sahéliennes et subdésertiques*. ORSTOM, 1980, p. 10.

[Corradini et al., 1997] Corradini C., Melone F., Smith R. A unified model for infiltration and redistribution during complex rainfall patterns. *Journal of Hydrology*, 1997, ISSN 0022-1694, vol. 192, n^o 1-4, p. 104–124.

[Crockford et Richardson, 2000] Crockford R., Richardson D. Partitioning of rainfall into throughfall, stemflow and interception : effect of forest type, ground cover and climate. *Hydrological Processes*, 2000, ISSN 1099-1085, vol. 14, n^o 16-17, p. 2903–2920.

[Cundy et Tento, 1985] Cundy T., Tento S. Solution to the kinematic wave approach to overland flow routing with rainfall excess given by Philip's equation. *Water Resources Research*, 1985, ISSN 0043-1397, vol. 21, n^o 8, p. 1132–1140.

[Dabbene, 1998] Dabbene F. Mixed-hybrid finite elements for transport of pollutants by underground water. In : *Proceedings of the 10th International Conference of Finite Elements in Fluids. Tucson, Arizona*, 1998, p. 456–461.

[Dagan, 1989] Dagan G. *Flow and transport in porous formations.* ISBN 3540510982. Springer-Verlag GmbH & Co. KG., 1989.

[Darboux et al., 2002] Darboux F., Gascuel-Odoux C., Davy P. Effects of surface water storage by soil roughness on overland-flow generation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2002, vol. 27, p. 223–233.

[Darcy, 1856] Darcy H. Détermination des lois d'écoulement de l'eau à travers le sable. In : *Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon*. Victor Dalmont, Paris, 1856, p. 590 – 594.

[Davis, 1987] Davis M. Production of conditional simulations via the LU triangular decomposition of the covariance matrix. *Mathematical Geology*, 1987, ISSN 0882-8121, vol. 19, n^o 2, p. 91–98.

[d'Herbes et Valentin, 1997] d'Herbes J., Valentin C. Land surface conditions of the Niamey region : ecological and hydrological implications. *Journal of Hydrology*, 1997, ISSN 0022-1694, vol. 188, p. 18–42.

[Dieras, 2010] Dieras P. *Effets d'échelle sur le partage ruissellement-infiltration : Influence de la variabilité spatiale de la perméabilité*. Mémoire de Master II, Sciences de l'Univers, Environnement, Ecologie, Parcours Hydrologie-Hydrogéologie, UPMC, 2010.

[Diskin et Nazimov, 1995] Diskin M., Nazimov N. Linear reservoir with feedback regulated inlet as a model for the infiltration process. *Journal of Hydrology*, 1995, ISSN 0022-1694, vol. 172, n^o 1-4, p. 313–330.

[Diskin et Nazimov, 1996] Diskin M., Nazimov N. Ponding time and infiltration capacity variation during steady rainfall. *Journal of hydrology*, 1996, ISSN 0022-1694, vol. 178, n^o 1-4, p. 369–380.

[Dunne et al., 1991] Dunne T., Zhang W., Aubry B. Effects of rainfall, vegetation, and microtopography on infiltration and runoff. *Water Resources Research*, 1991, vol. 27, n^o 9, p. 2271–2285.

[Essig et al., 2009] Essig E., Corradini C., Morbidelli R., et al. Infiltration and deep flow over sloping surfaces : Comparison of numerical and experimental results. *Journal of Hydrology*, 2009, ISSN 0022-1694, vol. 374, n^o 1-2, p. 30–42.

[Esteves et al., 2000] Esteves M., Planchon O., Lapetite J., et al. The 'EMIRE' large rainfall simulator : design and field testing. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2000, ISSN 1096-9837, vol. 25, n^o 7, p. 681–690.

[Fox et al., 1997] Fox D., Bryan R., Price A. The influence of slope angle on final infiltration rate for interrill conditions. *Geoderma*, 1997, ISSN 0016-7061, vol. 80, n^o 1-2, p. 181–194.

[Freyberg et al., 1980] Freyberg D., Reeder J., Franzini J., et al. Application of the Green-Ampt model to infiltration under time-dependent surface water depths. *Water Resources Research*, 1980, ISSN 0043-1397, vol. 16, n^o 3, p. 517–528.

[Furbish et al., 2009] Furbish D., Childs E., Haff P., et al. Rain splash of soil grains as a stochastic advection-dispersion process, with implications for desert plant-soil interactions and landsurface evolution. *Journal of Geophysical Research*, 2009, ISSN 0148-0227, vol. 114, n^o null, p. F00A03.

[Garen et Moore, 2005] Garen D., Moore D. Curve Number Hydrology in Water Quality Modeling : Uses, Abuses, and Future Directions. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 2005, ISSN 1752-1688, vol. 41, n^o 2, p. 377–388.

[Gelhar, 1993] Gelhar L. *Stochastic subsurface hydrology.* Prentice-Hall inc., Englewood Cliffs, NJ, 1993.

[van Genuchten, 1980] van Genuchten M. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J*, 1980, vol. 44, n^o 5, p. 892–898.

[Gomi et al., 2008] Gomi T., Sidle R., Miyata S., et al. Dynamic runoff connectivity of overland flow on steep forested hillslopes : scale effects and runoff transfer. *Water Resources Research*, 2008, ISSN 0043-1397, vol. 44, n^o 8, p. 8411.

[Gowdish et Muñoz-Carpena, 2009] Gowdish L., Muñoz-Carpena R. An Improved Green-Ampt Infiltration and Redistribution Method for Uneven Multistorm Series. *Vadose Zone Journal*, 2009, vol. 8, n^o 2, p. 470.

[Graham et Butts, 2005] Graham D., Butts M. Flexible integrated watershed modeling with MIKE SHE. *Watershed models*, 2005, p. 245–272.

[Grayson et Bloeschl, 2001] Grayson R., Bloeschl G. Spatial Modelling of Catchment Dynamics. *Spatial Patterns in Catchment Hydrology : Observations and Modelling.*, 2001, p. 51–81.

[Green et Ampt, 1911] Green W., Ampt G. Studies on soil physics, 1. The flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science*, 1911, vol. 4, n^o 1, p. 1–24.

[Grisak et Pickens, 1981] Grisak G., Pickens J. An analytical solution for solute transport through fractured media with matrix diffusion. *Journal of Hydrology*, 1981, ISSN 0022-1694, vol. 52, n^o 1-2, p. 47–57.

[Hawkins, 1982] Hawkins R. Interpretations of source area variability in rainfall-runoff relations. In : *Rainfall-Runoff Relationship*. Water Resources Publications, 1982, p. 303–324.

[Hawkins et Cundy, 1987] Hawkins R., Cundy T. Steady-state analysis of infiltration and overland flow for spatially-varied hillslopes. *Journal of the American Water Resources Association*, 1987, ISSN 1752-1688, vol. 23, p. 251–256.

[Hiernaux et al., 1999] Hiernaux P., Bielders C., Valentin C., et al. Effects of livestock grazing on physical and chemical properties of sandy soils in Sahelian rangelands. *Journal of Arid Environments*, 1999, vol. 41, n^o 3, p. 231–245.

[Hillel, 1998] Hillel D. *Environmental soil physics*. ISBN 0123485258. Academic Press, 1998.

[Horton, 1933] Horton R. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions of the American Geophysical Union*, 1933, vol. 14, p. 446–460.

[Hromadka et Lai, 1985] Hromadka T., Lai C. Solving the two-dimensional diffusion flow model. In : *Hydraulics and Hydrology in the Small Computer Age*. ASCE, 1985, p. 555–562.

[Jain et Singh, 2005] Jain M., Singh V. DEM-based modelling of surface runoff using diffusion wave equation. *Journal of Hydrology*, 2005, ISSN 0022-1694, vol. 302, n^o 1-4, p. 107–126.

[Jain et al., 2004] Jain M., Kothyari U., Ranga Raju K. A GIS based distributed rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*, 2004, ISSN 0022-1694, vol. 299, n^o 1-2, p. 107–135.

[Janeau et al., 2003] Janeau J., Bricquet J., Planchon O., et al. Soil crusting and infiltration on steep slopes in northern Thailand. *European Journal of Soil Science*, 2003, vol. 54, n^o 3, p. 543–554.

[Jones et al., 2009] Jones O., Sheridan G., Lane P. A stochastic runoff model incorporating spatial variability. In : *18th World IMACS Congress and MODSIM09 International Congress on Modelling and Simulation, AnderssenR, BraddockR, NewhamL (eds). The Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand : Australia*, vol. 1871, 2009, p. 1865–1871.

[Karssenberg, 2006] Karssenberg D. Upscaling of saturated conductivity for Hortonian runoff modelling. *Advances in water resources*, 2006, ISSN 0309-1708, vol. 29, n^o 5, p. 735–759.

[Kees et al., 2009] Kees C., Farthing M., Mattis S., et al. Homogenization and upscaling of flow through vegetation. In : *AGU Fall Meeting Abstracts*, vol. 1, 2009, p. 1078.

[Kirkby et al., 2002] Kirkby M., Bracken L., Reaney S. The influence of land use, soils and topography on the delivery of hillslope runoff to channels in SE Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2002, ISSN 1096-9837, vol. 27, n^o 13, p. 1459–1473.

[Kirkby, 1978] Kirkby M.J. *Hillslope hydrology.* ISBN 047199510. Wiley, Chichester, 1978.

[Lafforgue, 1977] Lafforgue A. Inventaire et examen des processus élémentaires de ruissellement et d'infiltration sur parcelles : application à une exploitation méthodique des données obtenues sous pluies simulées. *Cahiers-ORSTOM. Hydrologie*, 1977, vol. 14, p. 299–344.

[Lal, 1998] Lal A. Weighted implicit finite-volume model for overland flow. *Journal of Hydraulic Engineering*, 1998, ISSN 0733-9429, vol. 124, n^o 9, p. 941–950.

[Langhans et al., 2010] Langhans C., Govers G., Diels J., et al. Dependence of effective hydraulic conductivity on rainfall intensity : loamy agricultural soils. *Hydrological Processes*, 2010, ISSN 1099-1085, vol. 24, n^o 16, p. 2257–2268.

[Langhans et al., 2011] Langhans C., Govers G., Diels J., et al. Experimental rainfall-runoff data : reconsidering the concept of infiltration capacity. *Journal of Hydrology*, 2011, ISSN 0022-1694, vol. 399, n^o 3-4, p. 255 – 262.

[Lawrence, 1997] Lawrence D. Macroscale surface roughness and frictional resistance in overland flow. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1997, ISSN 1096-9837, vol. 22, n^o 4, p. 365–382.

[Lestrelin et al., 2005] Lestrelin G., Giordano M., Keohavong G. *When"conservation" leads to land degradation : Lessons from Ban Lak Sip, Laos.* IWMI, 2005.

[Limpert et al., 2001] Limpert E., Stahel W., Abbt M. Log-normal distributions across the sciences : keys and clues. *BioScience*, 2001, vol. 51, n^o 5, p. 341–352.

[Mah et al., 1992] Mah M., Douglas L., Ringrose-Voase A. Effects of crust development and surface slope on erosion by rainfall. *Soil Science*, 1992, ISSN 0038-075X, vol. 154, n^o 1, p. 37.

[de Marsily, 1981] de Marsily G. *Hydrogéologie quantitative.* ISBN 2225755043. Masson, 1981.

[McGuire et al., 2007] McGuire K., Weiler M., McDonnell J. Integrating tracer experiments with modeling to assess runoff processes and water transit times. *Advances in Water Resources*, 2007, ISSN 0309-1708, vol. 30, n^o 4, p. 824–837.

[Mein et Larson, 1973] Mein R., Larson C. Modeling infiltration during a steady rain. *Water Resources Research*, 1973, ISSN 0043-1397, vol. 9, n^o 2, p. 384–394.

[Merz et Bárdossy, 1998] Merz B., Bárdossy A. Effects of spatial variability on the rainfall runoff process in a small loess catchment. *Journal of hydrology*, 1998, ISSN 0022-1694, vol. 212, p. 304–317.

[Moussa et Bocquillon, 1996] Moussa R., Bocquillon C. Criteria for the choice of flood-routing methods in natural channels. *Journal of Hydrology*, 1996, ISSN 0022-1694, vol. 186, n^o 1-4, p. 1–30.

[Mugler et al., 2011] Mugler C., Planchon O., Patin J., et al. Comparison of roughness models to simulate overland flow and tracer transport experiments under simulated rainfall at plot scale. *Journal of Hydrology*, 2011, vol. In Press.

[Nahar et al., 2004] Nahar N., Govindaraju R., Corradini C., et al. Role of run-on for describing field-scale infiltration and overland flow over spatially variable soils. *Journal of Hydrology*, 2004, ISSN 0022-1694, vol. 286, n^o 1-4, p. 36–51.

[Nord et Esteves, 2010] Nord G., Esteves M. The effect of soil type, meteorological forcing and slope gradient on the simulation of internal erosion processes at the local scale. *Hydrological Processes*, 2010, ISSN 1099-1085, vol. 24, n^o 13, p. 1766–1780.

[Onda et al., 2010] Onda Y., Gomi T., Mizugaki S., et al. An overview of the field and modelling studies on the effects of forest devastation on flooding and environmental issues. *Hydrological Processes*, 2010, ISSN 1099-1085, vol. 24, n^o 5, p. 527–534.

[Orgogozo, 2006] Orgogozo L. *Modélisation hydrologique d'un bassin versant tropical du Laos*. Mémoire de Master II, ENGEES – INPL, 2006.

[Paige et Stone, 2002] Paige G., Stone J. A strip model approach to parameterize a coupled Green-Ampt kinematic wave model. *Journal of the American Water Resources Association*, 2002, vol. 38, n^o 5, p. 1363–1377.

[Philip, 1958] Philip J. The Theory of Infiltration : 6 Effect of Water Depth Over Soil. *Soil Science*, 1958, ISSN 0038-075X, vol. 85, n^o 5, p. 278.

[Philip, 1969] Philip J. Theory of infiltration. *Advances in Hydrosciences*, 1969, vol. 5, p. 215–296.

[Philip, 1998] Philip J. Infiltration into crusted soils. *Water Resources Research*, 1998, ISSN 0043-1397, vol. 34, n^o 8, p. 1919–1927.

[Planchon et al., 2000] Planchon O., Esteves M., Silvera N., et al. Raindrop erosion of tillage induced microrelief : possible use of the diffusion equation. *Soil and Tillage Research*, 2000, ISSN 0167-1987, vol. 56, n^o 3-4, p. 131–144.

[Planchon et al., 2005] Planchon O., Silvera N., Gimenez R., et al. An automated salt-tracing gauge for flow-velocity measurement. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2005, ISSN 1096-9837, vol. 30, n^o 7, p. 833–844.

[Podwojewski et al., 2008] Podwojewski P., Orange D., Jouquet P., et al. Land-use impacts on surface runoff and soil detachment within agricultural sloping lands in Northern Vietnam. *Catena*, 2008, ISSN 0341-8162, vol. 74, n^o 2, p. 109–118.

[Quinn et Keough, 2002] Quinn G., Keough M. *Experimental design and data analysis for biologists*. ISBN 0521009766. Cambridge Univ Pr, 2002.

[Rai et al., 2010] Rai R., Upadhyay A., Singh V. Effect of variable roughness on runoff. *Journal of Hydrology*, 2010, ISSN 0022-1694, vol. 382, n^o 1-4, p. 115–127.

[Rallison, 1980] Rallison R. Origin and evolution of the scs runoff equation. In : *Symposium on Watershed Management 1980*. ASCE, 1980, p. 912–924.

[Rawls et al., 1983] Rawls W., Brakensiek D., Miller N. Green-Ampt infiltration parameters from soils data. *Journal of hydraulic engineering*, 1983, ISSN 0733-9429, vol. 109, n^o 1, p. 62–70.

[Ribolzi et al., 2008] Ribolzi O., Pierre Thiebaux J., Bourdon E., et al. Effect of fallow regrowth on stream water yield in a headwater catchment under shifting cultivation in Northern Lao PDR. *Lao Journal of Agriculture and Forestry*, 2008, vol. MSEC Management of Soil Erosion Consortium special, p. 52–71.

[Ribolzi et al., 2011] Ribolzi O., Patin J., Bresson L., et al. Impact of slope gradient on soil surface features and infiltration on steep slopes in northern Laos. *Geomorphology*, 2011, ISSN 0169-555X, vol. 127, n^o 1-2, p. 53–63.

[Ricci, 2005] Ricci V. Fitting distributions with R. *R project web site http ://cran.r-project.org/doc/contrib/Ricci-distributions-en.pdf*, 2005.

[Richards, 1931] Richards L. Capillary Conduction of Liquids Through Porous Mediums. *Journal of Applied Physics*, 1931, ISSN 0021-8979, vol. 1, p. 318–333.

[Rouw et al., 2010] Rouw de A., Huon S., Soulileuth B., et al. Possibilities of carbon and nitrogen sequestration under conventional tillage and no-till cover crop farming (Mekong valley, Laos). *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 2010, vol. 136, n^o 1-2, p. 148–161.

[Rubin, 1966] Rubin J. Numerical analysis of ponded rainfall infiltration. In : *Proceedings of the Wageningen Symposium on water in the unsaturated zone, International Association of Scientific Hydrology*, 1966, p. 440–451.

[Rumpel et al., 2006] Rumpel C., Alexis M., Chabbi A., et al. Black carbon contribution to soil organic matter composition in tropical sloping land under slash and burn agriculture. *Geoderma*, 2006, vol. 130, n^o 1-2, p. 35–46.

[Salvucci et Entekhabi, 1994] Salvucci G., Entekhabi D. Explicit expressions for Green-Ampt (delta function diffusivity) infiltration rate and cumulative storage. *Water Resources Research*, 1994, ISSN 0043-1397, vol. 30, n^o 9, p. 2661–2662.

[Sepaskhah et Bondar, 2002] Sepaskhah A., Bondar H. SW–Soil and Water : : Estimation of Manning Roughness Coefficient for Bare and Vegetated Furrow Irrigation. *Biosystems engineering*, 2002, ISSN 1537-5110, vol. 82, n^o 3, p. 351–357.

[Silburn et Connolly, 1995] Silburn D., Connolly R. Distributed parameter hydrology model (ANSWERS) applied to a range of catchment scales using rainfall simulator data I : Infiltration modelling and parameter measurement. *Journal of Hydrology*, 1995, ISSN 0022-1694, vol. 172, n^o 1-4, p. 87–104.

[Smith et al., 2007] Smith M., Cox N., Bracken L. Applying flow resistance equations to overland flows. *Progress in Physical Geography*, 2007, ISSN 0309-1333, vol. 31, n^o 4, p. 363.

[Smith, 1990] Smith R. Analysis of infiltration through a two-layer soil profile. *Soil Science Society of America Journal*, 1990, ISSN 0361-5995, vol. 54, n^o 5, p. 1219–1227.

[Smith et Parlange, 1978] Smith R., Parlange J. A parameter-efficient hydrologic infiltration model. *Water Resources Research*, 1978, ISSN 0043-1397, vol. 14, n^o 3, p. 533–538.

[Smith et al., 1999] Smith R., Corradini C., Melone F. A conceptual model for infiltration and redistribution in crusted soils. *Water Resources Research*, 1999, ISSN 0043-1397, vol. 35, n^o 5, p. 1385–1393.

[Smith et Goodrich, 2006] Smith R.E., Goodrich D.C. Rainfall excess overland flow. In : *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. John Wiley & Sons, Ltd, 2006, p. 1707–1718.

[Starr, 1990] Starr J. Spatial and temporal variation of ponded infiltration. *Soil Science Society of America Journal*, 1990, vol. 54, n^o 3, p. 629.

[Staub, 2007] Staub M. *Amélioration de la compréhension des phénomènes hydrologiques dans un bassin versant du Sud-Est asiatique sous régime de mousson.* Mémoire de Master II, ENSG – INPL, 2007.

[Stone et al., 2008] Stone J., Paige G., Hawkins R. Rainfall intensity-dependent infiltration rates on rangeland rainfall simulator plots. *Transactions of the ASAE*, 2008, vol. 51, n^o 1, p. 45–53.

[Tatard et al., 2008] Tatard L., Planchon O., Wainwright J., et al. Measurement and modelling of high-resolution flow-velocity data under simulated rainfall on a low-slope sandy soil. *Journal of Hydrology*, 2008, ISSN 0022-1694, vol. 348, n^o 1-2, p. 1–12.

[Thompson et al., 2010] Thompson S., Harman C., Heine P., et al. Vegetation-infiltration relationships across climatic and soil type gradients. *J. Geophys. Res*, 2010, vol. 115.

[Tsihrintzis, 2001] Tsihrintzis V. Discussion of" Variation of Roughness Coefficients for Unsubmerged and Submerged Vegetation". *Journal of Hydraulic Engineering*, 2001, ISSN 0733-9429, vol. 127, n^o 3, p. 241–244.

[Valentin et Casenave, 1992] Valentin C., Casenave A. Infiltration into sealed soils as influenced by gravel cover. *Soil Science Society of America Journal*, 1992, vol. 56, n^o 6, p. 1667–1667.

[Valentin et al., 2004] Valentin C., Rajot J., Mitja D. Responses of soil crusting, runoff and erosion to fallowing in the sub-humid and semi-arid regions of West Africa. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 2004, vol. 104, n^o 2, p. 287–302.

[Valentin et al., 2008] Valentin C., Agus F., Alamban R., et al. Runoff and sediment losses from 27 upland catchments in Southeast Asia : Impact of rapid land use changes and conservation practices. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 2008, vol. 128, n^o 4, p. 225–238.

[Van Dijk et Bruijnzeel, 2001] Van Dijk A., Bruijnzeel L. Modelling rainfall interception by vegetation of variable density using an adapted analytical model. Part 2. Model validation for a tropical upland mixed cropping system. *Journal of Hydrology*, 2001, ISSN 0022-1694, vol. 247, n^o 3-4, p. 239–262.

[Van Dijk et Bruijnzeel, 2004] Van Dijk A., Bruijnzeel L. Runoff and soil loss from bench terraces. 1. An event-based model of rainfall infiltration and surface runoff. *European journal of soil science*, 2004, vol. 55, n^o 2, p. 299–316.

[VanderKwaak, 1999] VanderKwaak J. *Numerical simulation of flow and chemical transport in surface-subsurface hydrologic systems.* Thèse de doctorat, University of Waterloo, Ontario, Canada, 1999.

[Vandervaere et al., 1998] Vandervaere J., Vauclin M., Haverkamp R., et al. Prediction of crust-induced surface runoff with disc infiltrometer data. *Soil Science*, 1998, ISSN 0038-075X, vol. 163, n^o 1, p. 9.

[Weill, 2007] Weill S. *Modélisation des échanges surface/subsurface à l'échelle de la parcelle par une approche darcéenne multidomaine.* Thèse de doctorat, École des Mines de Paris, 2007.

[Weill et al., 2009] Weill S., Mouche E., Patin J. A generalized Richards equation for surface/subsurface flow modelling. *Journal of Hydrology*, 2009, ISSN 0022-1694, vol. 366, n^o 1-4, p. 9–20.

[Woolhiser et al., 1996] Woolhiser D., Smith R., Giraldez J. Effects of spatial variability of saturated hydraulic conductivity on Hortonian overland flow. *Water Resources Research*, 1996, ISSN 0043-1397, vol. 32, n^o 3, p. 671–678.

[Yu, 1999] Yu B. A comparison of the Green-Ampt and a spatially variable infiltration model for natural storm events. *Transactions of the ASAE*, 1999, vol. 42, n^o 1, p. 89–97.

[Yu et al., 1997] Yu B., Rose C., Coughlan K., et al. Plot-scale rainfall-runoff characteristics and modeling at six sites in Australia and Southeast Asia. *Transactions of the ASAE*, 1997, vol. 40, n^o 5, p. 1295–1303.

[Zhang et Cundy, 1989] Zhang W., Cundy T. Modeling of two-dimensional overland flow. *Water Resources Research*, 1989, ISSN 0043-1397, vol. 25, n^o 9, p. 2019–2035.

Annexe A

Paramètres descriptifs d'une variable qui suit une loi log-normale

Certaines variables rencontrées dans ce manuscript sont distribuées de manière log-normale (Fig. A.1). C'est une distribution fréquemment rencontrée dans le domaine des sciences du sol, qui est utilisée lors de la simulation de paramètres hydrauliques : porosité, conductivité hydraulique, ...

On rappelle donc ici rapidement quelques caractéristiques de la loi de probabilité log-normale. Sa densité de probabilité est :

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma x} \exp\left(\frac{-\left(\log x - \mu\right)^2}{2\sigma^2}\right) \tag{A.1}$$

avec μ et σ la moyenne et l'écart-type du logarithme des données.

Pour décrire la répartition aléatoire d'échantillons de $f(x)$, on peut donc utiliser les paramètres de la loi normale en prenant le logarithme des données. Nous avons retenu une approche proposée dans Limpert et al. [2001], qui permet une interprétation directe des données (c'est à dire dans leur unité d'origine et non en logarithme). On considère donc la médiane $\mu^\star = \exp(\mu)$ et l'écart-type géométrique $\sigma^\star = \exp(\sigma)$ (figuré par des flèches sur la figure A.1). Pour des données distribuées selon une loi log-normale, l'intervalle $[\mu^\star/\sigma^\star; \mu^\star \cdot \sigma^\star] = \mu^\star \,{}^{\times}\!/\, \sigma^\star$ contient 68.3% des données, autant que l'intervalle $\mu \pm \sigma$ pour des données distribuées suivant une loi normale [Limpert et al., 2001]. Par la suite, $\pm$ fait référence à l'écart-type classique, avec l'hypothèse sous-jacente de normalité des données, alors que ${}^{\times}\!/$ fait référence à l'écart-type géométrique autour de la médiane, ces paramètres étant plus adéquats pour décrire une distribution log-normale.

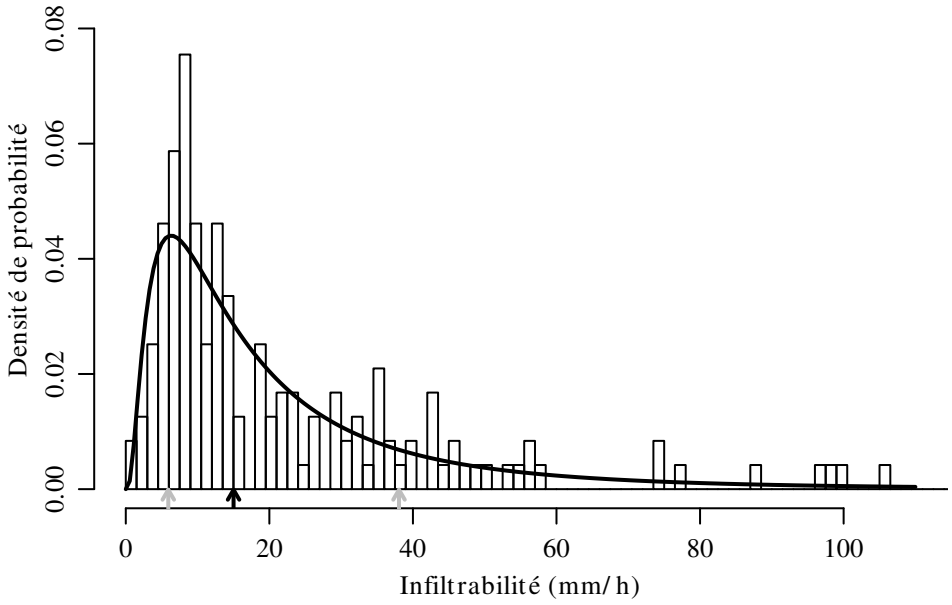
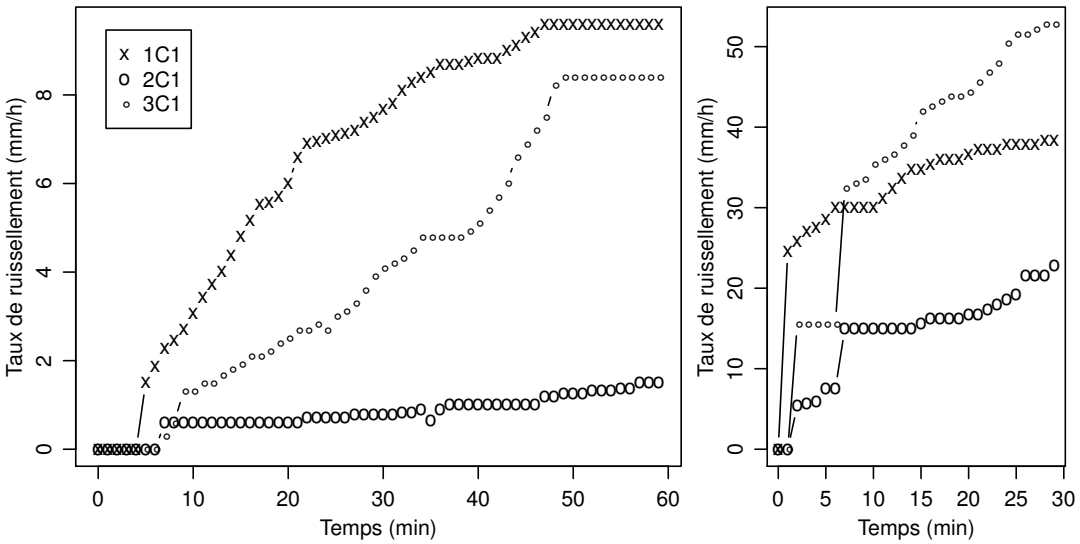


FIG. A.1 – Histogramme et courbe de la densité de probabilité correspondante pour les infiltrabilités des placettes sous riz en 2005. La flèche noire situe la médiane et les flèches grises l'écart-type géométrique

Annexe B

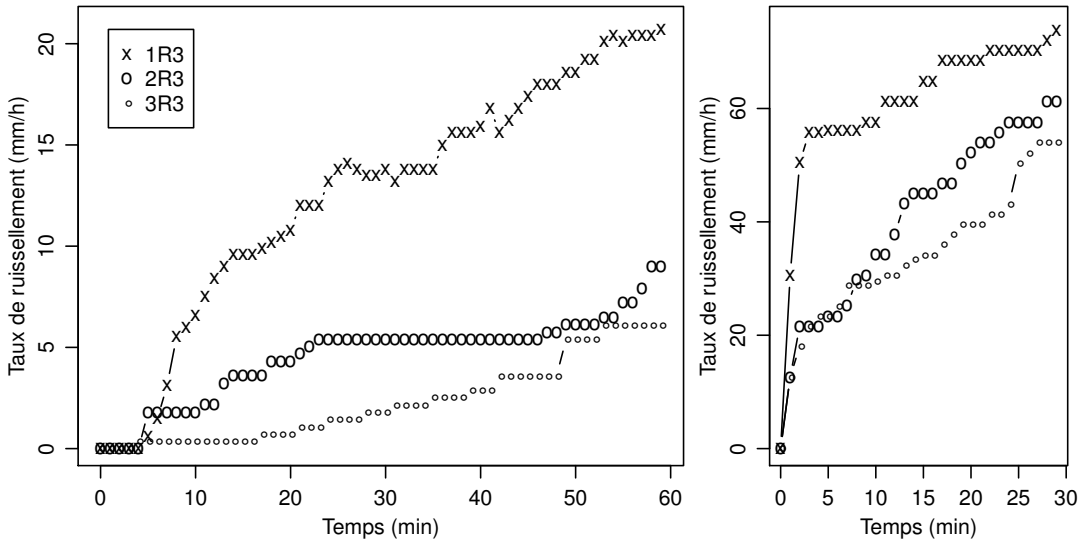
Résultats expérimentaux - Sol naturel sous pluie simulée

Sommaire



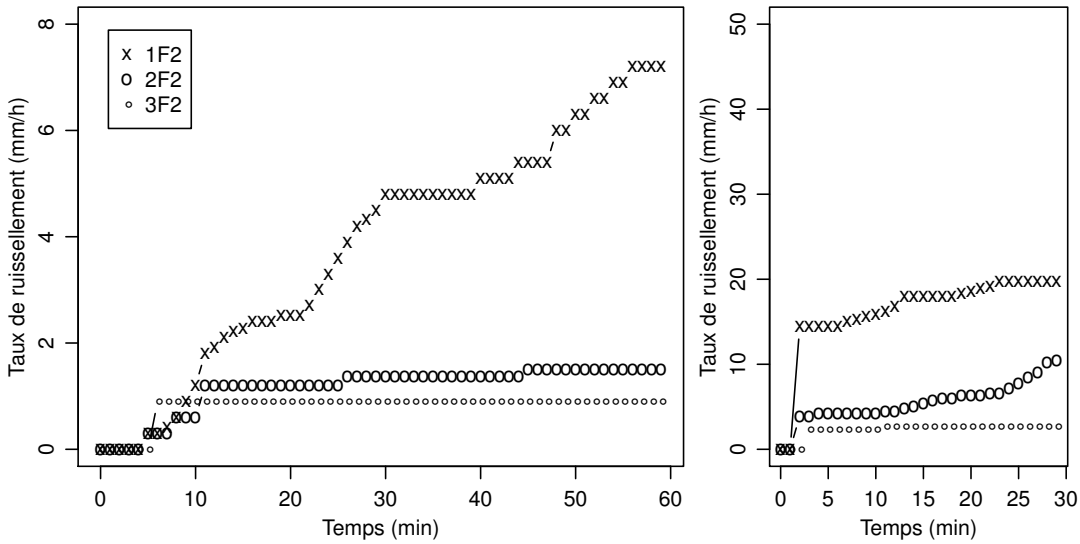
(a) Pluie de $72\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$ (b) Pluie de $144\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$

FIG. B.1 – Ruissellement mesuré pour les deux intensités de pluie sur les parcelles ayant un antécédent d'un an de culture de riz.



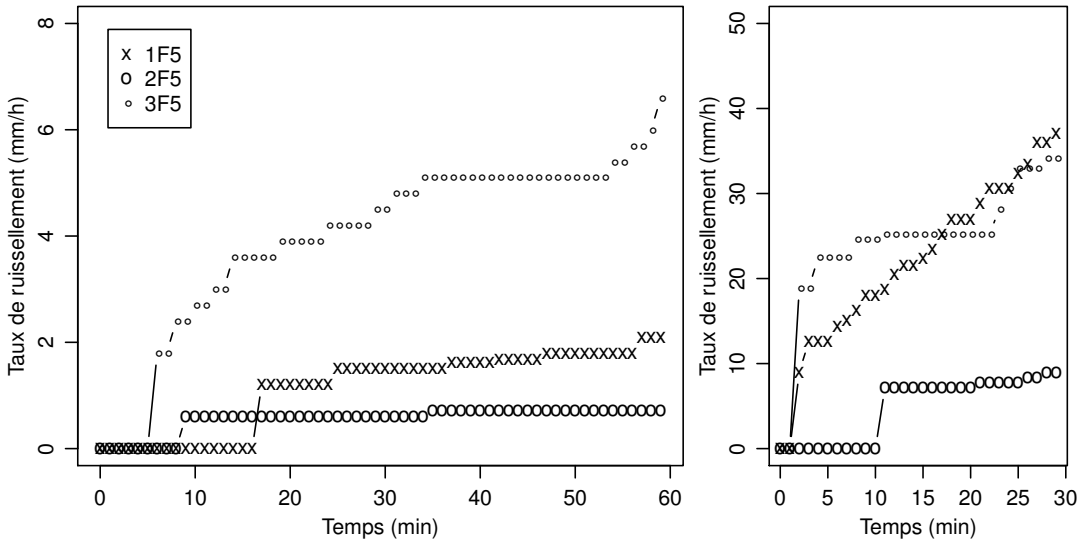
(a) Pluie de $72\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$ (b) Pluie de $144\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$

FIG. B.2 – Ruissellement mesuré pour les deux intensités de pluie sur les parcelles ayant un antécédent de trois ans de culture de riz.



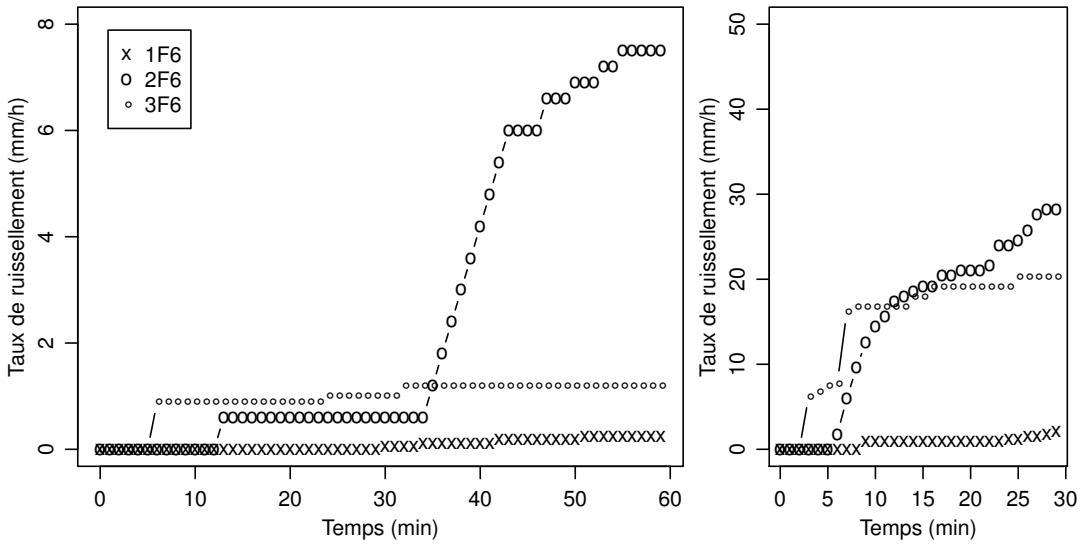
(a) Pluie de $72\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$ (b) Pluie de $144\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$

FIG. B.3 – Ruissellement mesuré pour les deux intensités de pluie sur les parcelles ayant un antécédent de deux ans de jachère.



(a) Pluie de $72\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$ (b) Pluie de $144\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$

FIG. B.4 – Ruissellement mesuré pour les deux intensités de pluie sur les parcelles ayant un antécédent de trois ans de jachère.



(a) Pluie de $72\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$ (b) Pluie de $144\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$

FIG. B.5 – Ruissellement mesuré pour les deux intensités de pluie sur les parcelles ayant un antécédent de deux ans de jachère.

Annexe C

Infiltrabilité et météo : 2003 - 2005

Sommaire

C.1 2003 . . . . . **164**
C.2 2004 . . . . . **165**
C.3 2005 . . . . . **166**
C.4 2006 . . . . . **167**
C.5 2007 . . . . . **168**
C.6 2008 . . . . . **169**
C.7 2009 . . . . . **170**

C.1 2003

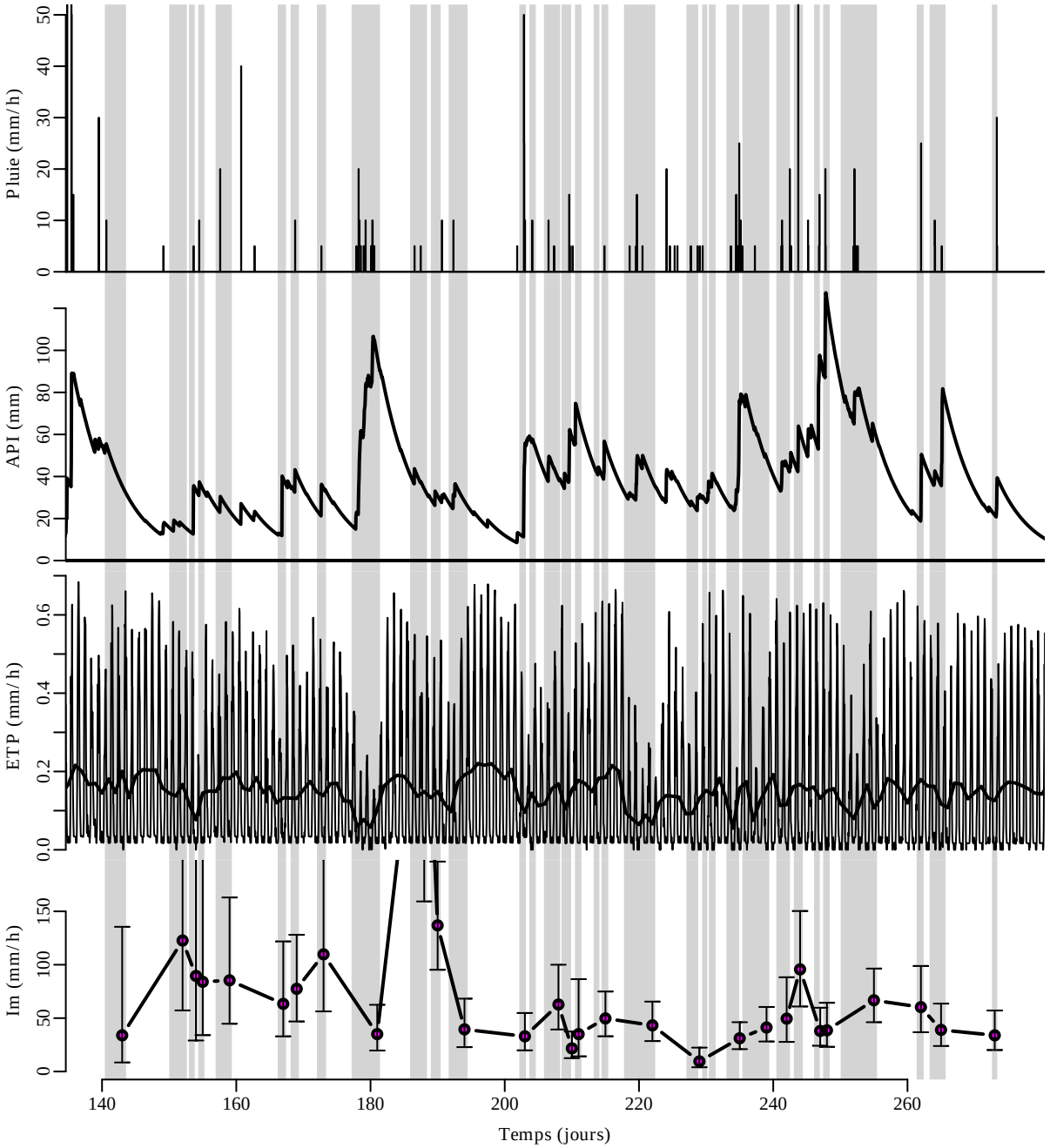


FIG. C.1 – Évolution temporelle des (a) précipitations, (b) de l'indice des pluie antérieures (API 5 jours) , (c) de évapotranspiration potentielle (ETP) horaire (moyenne journalière en gras) et (d) de l'infiltrabilité (médiane et écart-type géométrique, tous couverts confondus) sur la période étudiée. Les bandes verticales grises correspondent à un relevé de volume ruisselé.

C.2 2004

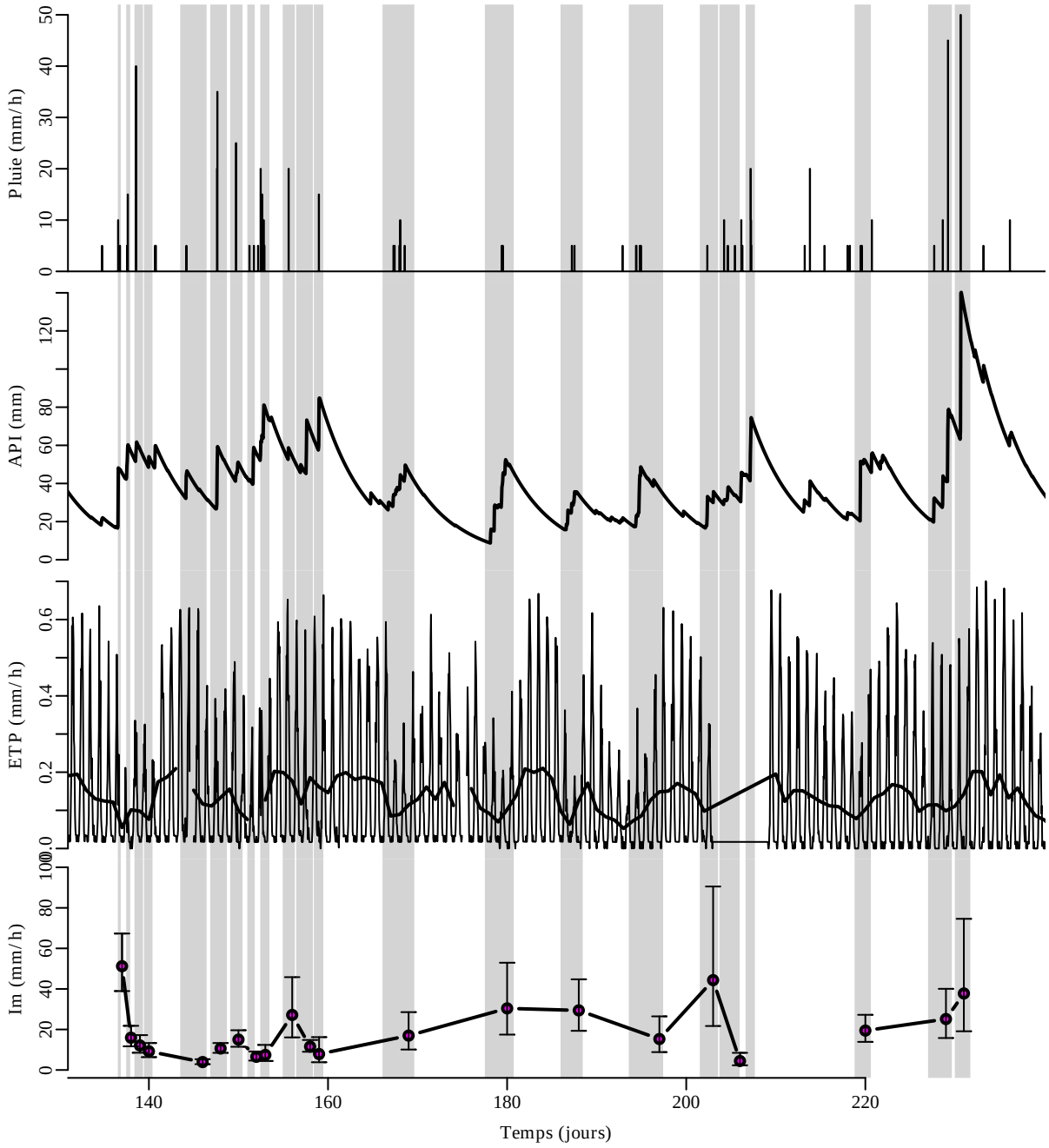


FIG. C.2 – Évolution temporelle des (a) précipitations, (b) de l'indice des pluie antérieures (API 5 jours) , (c) de évapotranspiration potentielle (ETP) horaire (moyenne journalière en gras) et (d) de l'infiltrabilité (médiane et écart-type géométrique, tous couverts confondus) sur la période étudiée. Les bandes verticales grises correspondent à un relevé de volume ruisselé.

C.3 2005

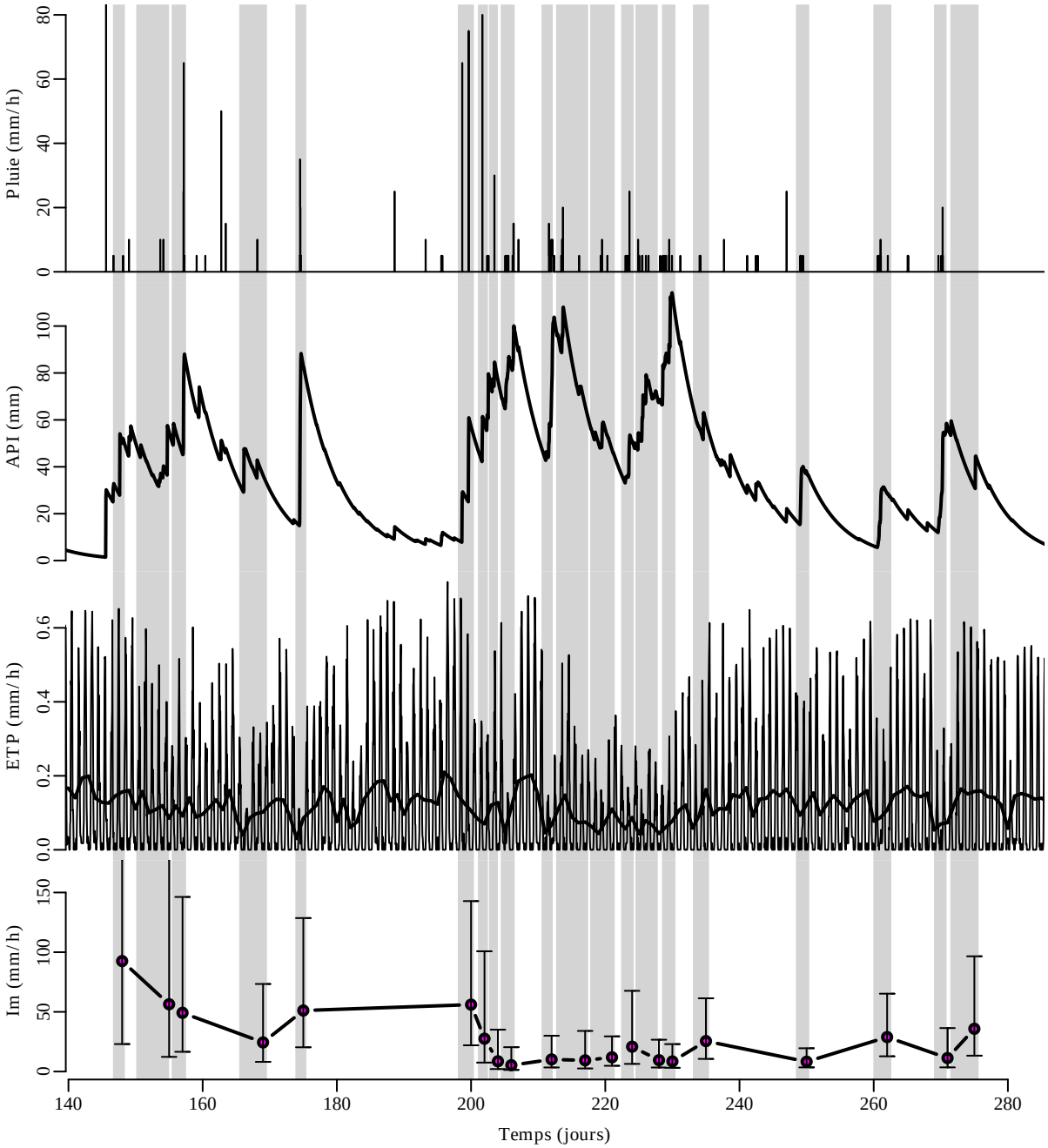


FIG. C.3 – Évolution temporelle des (a) précipitations, (b) de l'indice des pluie antérieures (API 5 jours) , (c) de évapotranspiration potentielle (ETP) horaire (moyenne journalière en gras) et (d) de l'infiltrabilité (médiane et écart-type géométrique, tous couverts confondus) sur la période étudiée. Les bandes verticales grises correspondent à un relevé de volume ruisselé.

C.4 2006

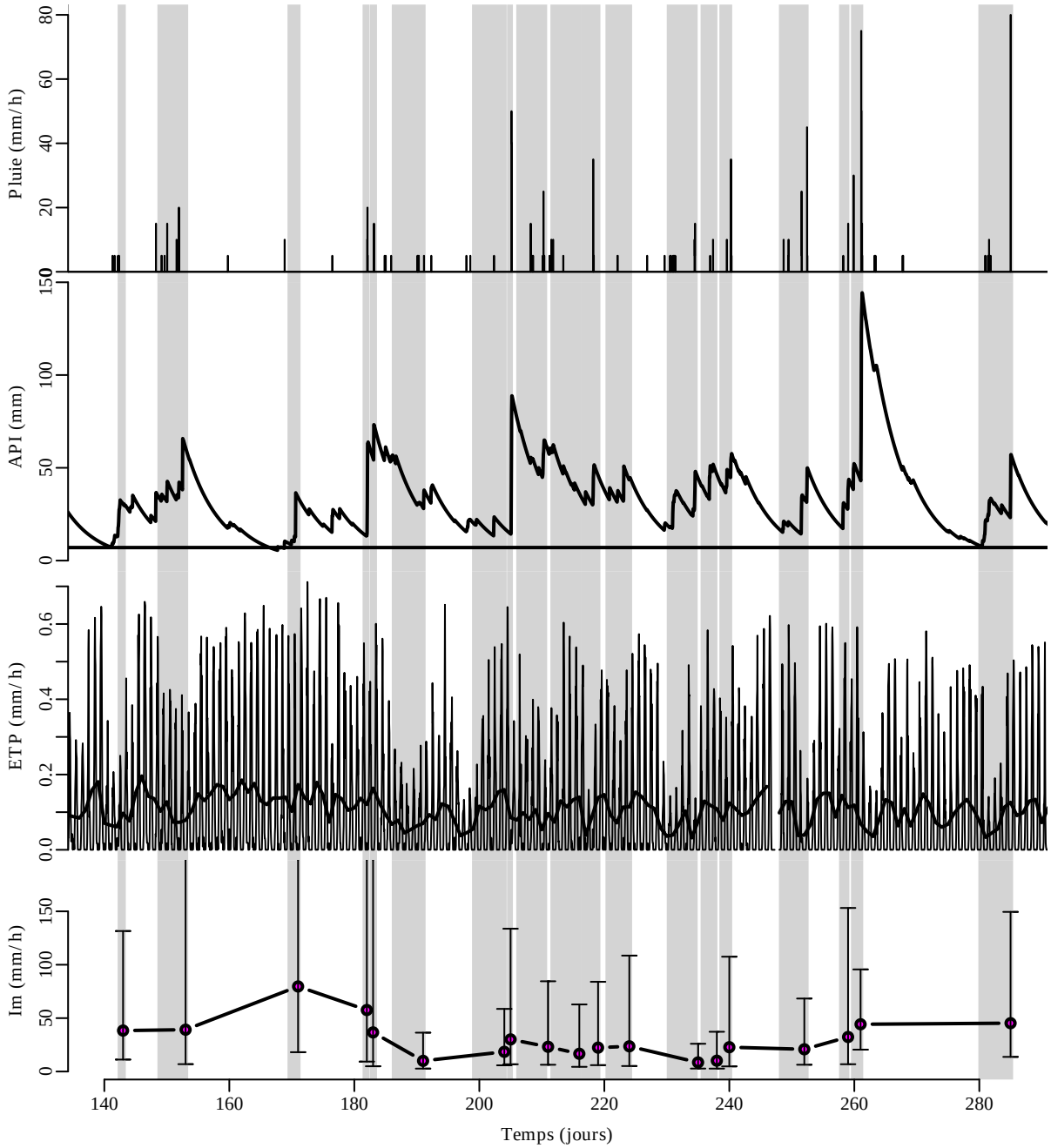


FIG. C.4 – Évolution temporelle des (a) précipitations, (b) de l'indice des pluie antérieures (API 5 jours) , (c) de évapotranspiration potentielle (ETP) horaire (moyenne journalière en gras) et (d) de l'infiltrabilité (médiane et écart-type géométrique, tous couverts confondus) sur la période étudiée. Les bandes verticales grises correspondent à un relevé de volume ruisselé.

C.5 2007

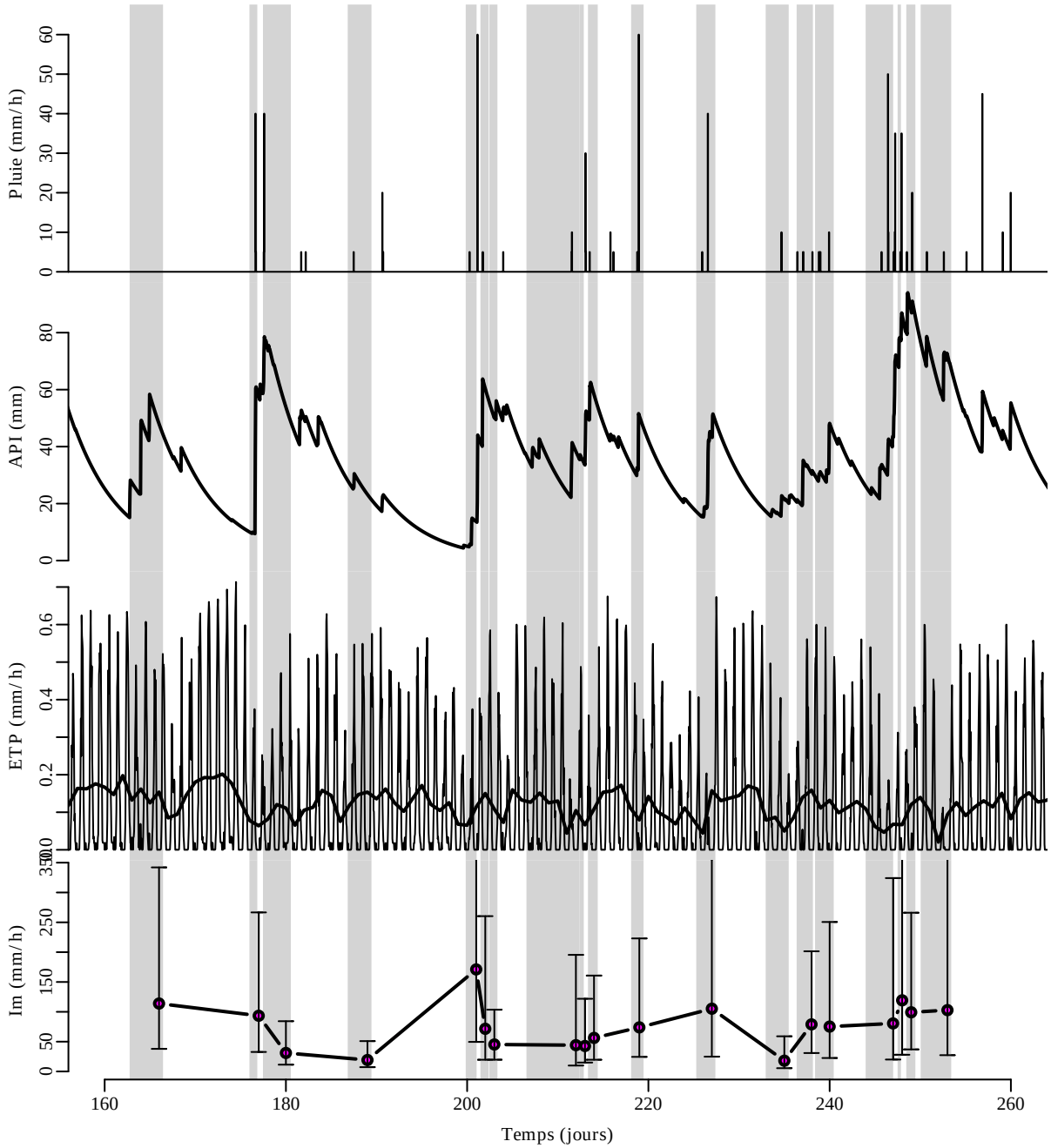


FIG. C.5 – Évolution temporelle des (a) précipitations, (b) de l'indice des pluie antérieures (API 5 jours) , (c) de évapotranspiration potentielle (ETP) horaire (moyenne journalière en gras) et (d) de l'infiltrabilité (médiane et écart-type géométrique, tous couverts confondus) sur la période étudiée. Les bandes verticales grises correspondent à un relevé de volume ruisselé.

C.6 2008

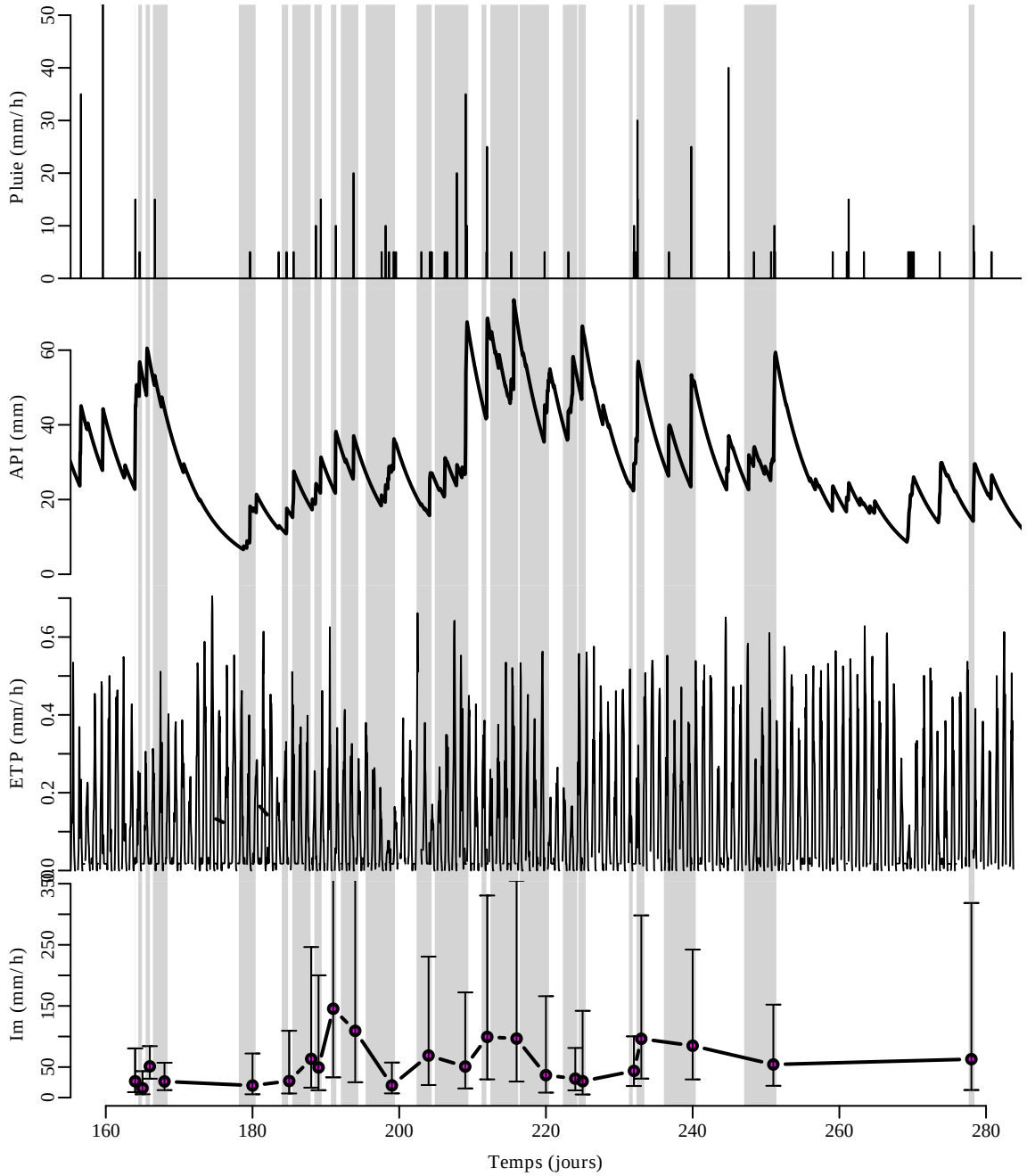


FIG. C.6 – Évolution temporelle des (a) précipitations, (b) de l'indice des pluie antérieures (API 5 jours) , (c) de évapotranspiration potentielle (ETP) horaire (moyenne journalière en gras) et (d) de l'infiltrabilité (médiane et écart-type géométrique, tous couverts confondus) sur la période étudiée. Les bandes verticales grises correspondent à un relevé de volume ruisselé.

C.7 2009

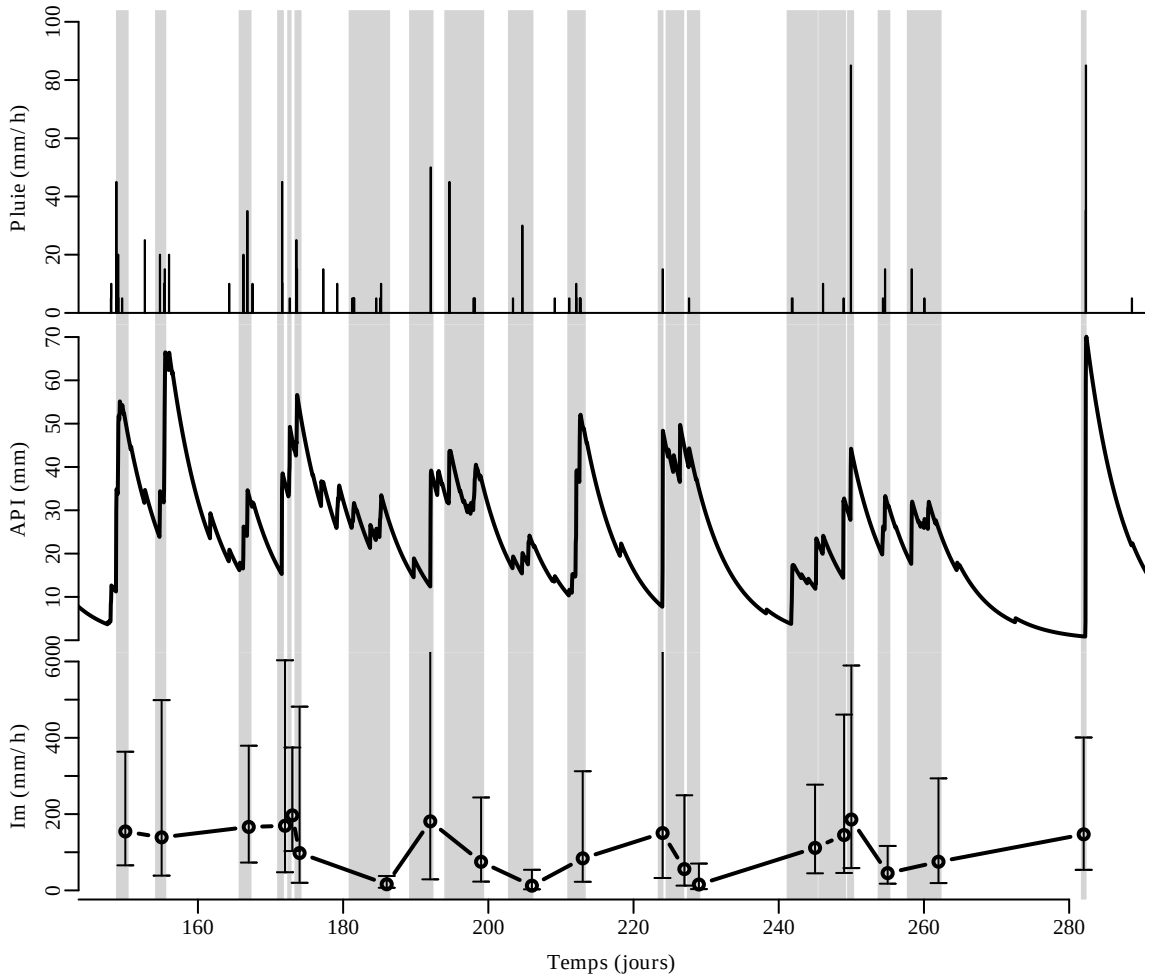


FIG. C.7 – Évolution temporelle des (a) précipitations, (b) de l'indice des pluie antérieures (API 5 jours) et (d) de l'infiltrabilité (médiane et écart-type géométrique, tous couverts confondus) sur la période étudiée. Les bandes verticales grises correspondent à un relevé de volume ruisselé.

Annexe D

Infiltrabilité par couvert : densité de probabilité

Sommaire

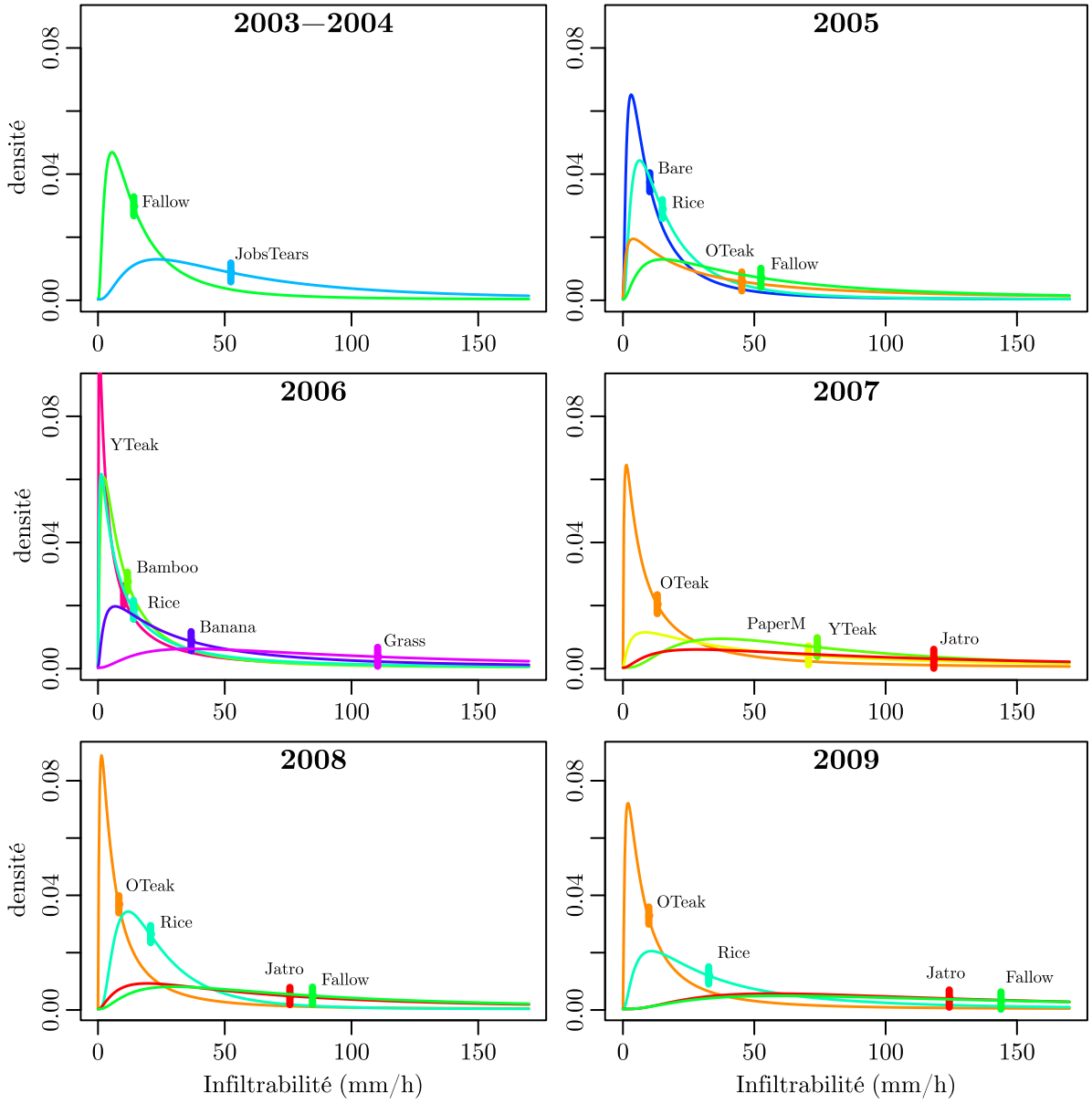


FIG. D.1 – Densité de probabilité de I_m par couvert et par année.

Annexe E

Infiltrabilité dans le sous-bassin S7

Sommaire

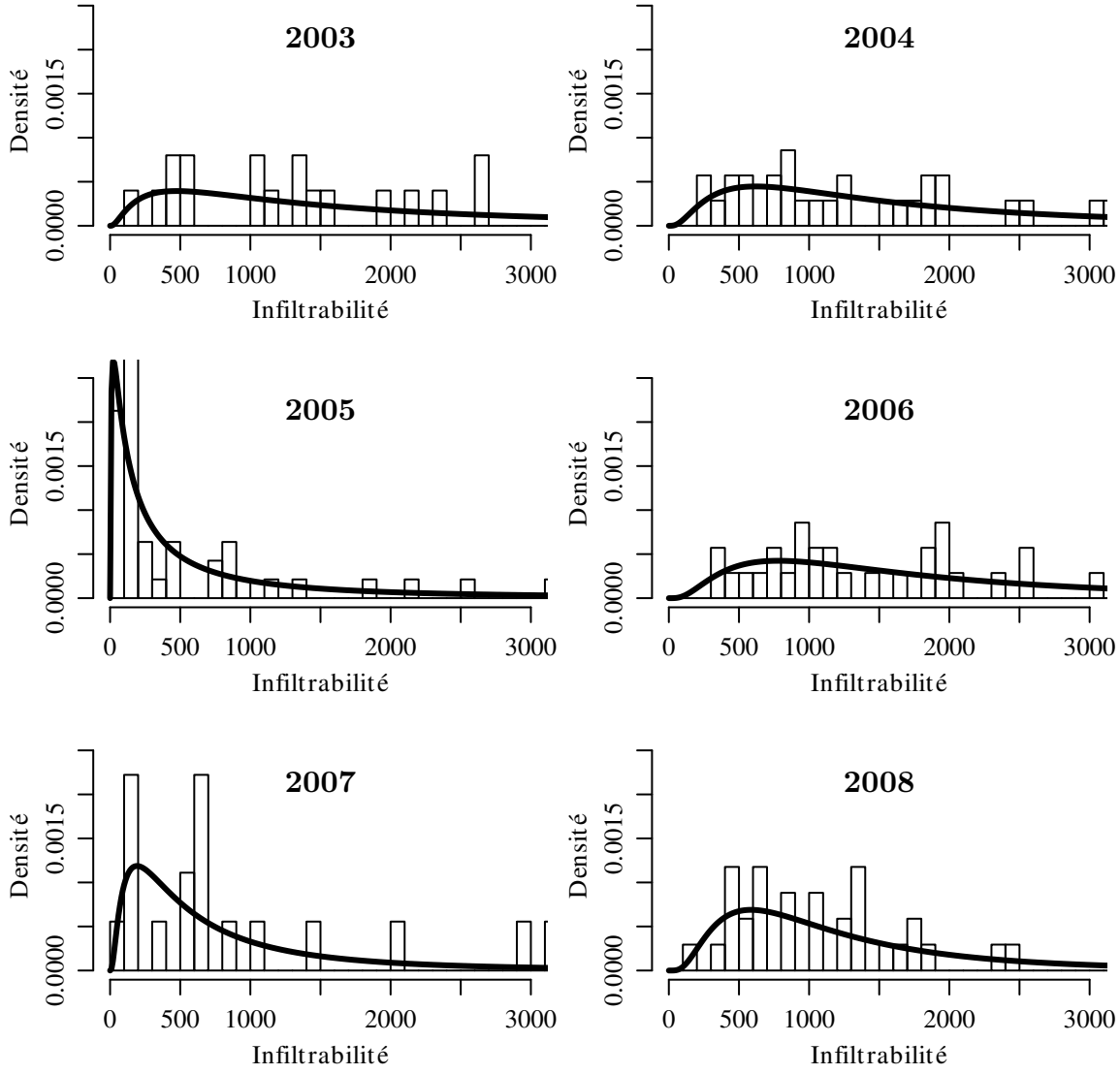


FIG. E.1 – Densité de probabilité de I_m pour le sous bassin s7, par année. Infiltrabilité en $\mathrm{mm\,h^{-1}}$ en abscisse.

Table des figures

1 Les principaux processus de déplacement de l'eau à l'échelle de la colline, d'après Beven [2001]. 3
2 Diagramme schématique de la relation entre la complexité d'un modèle, les données disponibles et les performances prédictives [Grayson et Bloeschl, 2001]. . . . 5

1.1 Courbes d'infiltration (a) et de ruissellement (b) d'après Horton [1933] 9
1.2 Évolutions de la teneur en eau (a) et de la pression d'eau (b) avant l'apparition du ruissellement à $t = 581.7s$, temps de submersion. Le temps est indiqué en secondes. [Rubin, 1966] 11
1.3 Schématisation du modèle de Green et Ampt, avec le front réel en trait pointillé et le front de type piston en trait plein. 11
1.4 Schématisation de la propagation d'une onde avec l'onde cinématique (a) et l'onde diffusante (b). 14
1.5 Distribution dans le temps et l'espace de la conductivité hydraulique d'une croûte [Assouline et Mualem, 1997]. 17
1.6 Hétérogénéité spatiale (a) et temporelle (b) des processus hydrologiques, [Blöschl et Sivapalan, 1995]. 18
1.7 Relation entre l'intensité de pluie et l'infiltration (a) sur 2 parcelles de couverts différents (points et triangles) [Stone et al., 2008], (b) pour un événement pluvieux (intensité de pluie sur 15 min) [Yu, 1999]. 19
1.8 Principe de la réinfiltration sur une pente. 20
1.9 Une subdivision de bassin versant en bandes parallèles et perpendiculaires [Jones et al., 2009]. 21

2.1 Dispositif expérimental de simulation de pluie (a) et schéma conceptuel (b) de la parcelle de Thiès. 25
2.2 Historique de préparation et d'expérimentation pour la parcelle de Thiès, à compter du 20 juin 2004 26
2.3 Intensité de pluie et hydrogramme associé pour les deux pluies simulées : (a) expérience de traçage et (b) mesure de vitesses. 26
2.4 Localisation des points d'injection de traceur lors du jour 4 (points rouges et lettres) et localisation des points de mesure des vitesses instantanées lors du jour 8 (flèches jaunes) sur une vue 3D de la parcelle. Les unités des axes sont en mètres. 27

2.5 Schéma du domaine utilisé pour calculer la solution analytique au problème de transport dans une lame d'eau. 33
2.6 Le domaine de calcul représentant une coupe théorique longitudinale de la parcelle de Thiès (échelle verticale ×2). 36
2.7 Comparaison des courbes de restitutions pour le traçage avec le modèle couplé et pour la surface seule. 38
2.8 Vitesses calculées en fonction des vitesses mesurées pour les différentes lois de rugosité 39
2.9 Courbes de restitution du point **D** pour différentes lois de rugosité ((a), (b), (c) et (d)) et différents paramètres des lois de rugosité (traits de couleur). Les ronds représente la conductivité mesurée. 40
2.10 Courbes de restitutions pour les différents points d'injection, pour différents paramètres de la loi de Lawrence (traits de couleur). Les ronds représentent la conductivité mesurée. Le temps en seconde est indiqueé en abcisse. 43
2.11 Courbes de restitutions pour les différents points d'injection, avec le même jeu de paramètres pour la loi de Manning avec friction dépendante de la hauteur de lame d'eau (traits de couleur). Les ronds représentent la conductivité mesurée. . 44
2.12 Facteurs de friction équivalent à celui de la formulation de Darcy-Weisbach pour les différentes lois testées, en fonction de la hauteur de la lame d'eau. Les paramètres utilisés sont ceux calibrés pour le point D (voir Tab. 2.2) 45
2.13 Valeur du facteur de friction en équivalent à la formulation de Darcy-Weisbach pour différentes lois de rugosité. 46
2.14 Hauteur de la lame d'eau en mètre pour différentes lois de rugosité. 47
2.15 Norme des vitesses de ruissellement ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) pour différentes lois de rugosité. . . 47

3.1 Localisation des deux parcelles expérimentales sur un versant du bassin de Houay Pano (adapté de Ribolzi et al. [2011]) 53
3.2 (a) Photographie de la parcelle P75 après le début de la première pluie simulée et (b) schéma du dispositif de récupération du ruissellement (adapté de Ribolzi et al. [2011]). 54
3.3 Détail de P30 : structure en rides avec (ERO) croûte d'érosion et (ST) croûte structurale, photo prise lors de la 2^{eme} pluie simulée, (adapté de Ribolzi et al. [2011]). 57
3.4 Mesure de masse volumique par rayons X, pour 3 échantillons de sol (a) P75 zone protégée de la pluie (b) P75 (c) P30 (adapté de Ribolzi et al. [2011]). 58
3.5 Pente en % calculée d'après le MNT, à la fin de l'expérience (a) P30 (pente moyenne 33 %) et (b) P75 (pente moyene 59) %), adapté de Ribolzi et al. [2011]. 59

3.6 Taux d'infiltration mesuré et simulé en fonction du temps pour les deux pluies simulées (a) et (b). Kvar et Kconst représentent respectivement le modèle avec perméabilité variable et constante dans le temps, pour les placettes P30 et P70. (adapté de Ribolzi et al. [2011]). 60
3.7 Teneur en eau pour les deux pluies simulées (a) et (b), mesurée avec une sonde TDR (lignes) et par gravimétrie (symboles) (adapté de Ribolzi et al. [2011]). . . 60
3.8 Ruissellement mesuré pour les deux intensités de pluie sur les parcelles ayant un antécédent d'un an de culture de riz. 65
3.9 Ruissellement mesuré pour les deux intensités de pluie sur les parcelles ayant un antécédent de deux ans de jachères. 65
3.10 Effets des paramètres K (a) et S (b) sur la dynamique d'infiltration pour une pluie de $72\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$ (I) et $144\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$ (II). L'infiltration est calculée avec l'équation de Philip (Eq. 3.7). Les traits fins représentent l'asymptote à $t \to \infty$. 67
3.11 Influence d'une distribution uniforme de perméabilité (b) sur l'infiltration finale en fonction de l'intensité de pluie (a). Les paramètres de la loi ($\mathrm{K_{mini}}$ et $\mathrm{K_{maxi}}$) sont indiqués dans le cartouche, le comportement homogène est figuré en gris. . . 69
3.12 Influence d'une distribution exponentielle de perméabilité (b) sur l'infiltration finale en fonction de l'intensité de pluie (a). Le paramètre de la loi ($\langle \mathrm{K} \rangle$) est indiqué dans le cartouche, le comportement homogène est figuré en gris. 70
3.13 Influence d'une distribution log-normale de perméabilité (b) sur l'infiltration finale en fonction de l'intensité de pluie (a). Les paramètres de la loi (médiane et écart type géométrique) sont indiqués dans le cartouche. Le comportement moyen homogène est figuré en gris. 71
3.14 Influence d'une distribution log-normale de perméabilité (b) sur l'infiltration finale en fonction de l'intensité de pluie (a). Les paramètres de la loi (médiane et écart type géométrique) sont indiqués dans le cartouche, le comportement homogène est figuré en gris. 71
3.15 Effets des paramètres K (a) et S (b) sur la dynamique d'infiltration pour une pluie de $72\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$ (I) et $144\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$ (II). Infiltration calculée pour une distribution exponentielle des perméabilités et à partir de l'équation (3.9). Les traits fins représentent l'asymptote à $t \to \infty$. 73
3.16 Infiltrations expérimentales et modélisées pour une distribution exponentielle des perméabilités et pour les deux intensités de pluies (I et II). Les paramètres utilisés sont listés dans Tab. 3.5 77
3.17 Relation entre la moyenne de la distribution exponentielle et le pourcentage de croûte pour chaque placette, ajustée avec une loi inverse. 78

4.1 Localisation du bassin versant de Houay Pano, situation en Asie du sud-est, altitudes et réseau hydrographique 81

4.2 Histogrammes des altitudes (a) et pentes (b) calculés à partir du MNT de Houay Pano de résolution 5m 82
4.3 Coupe conceptuelle du bassin de Houay Pano, adapté de Chaplot et al. [2005b] . 83
4.4 Séparation du bassin versant de Houay Pano en sous-bassins versant et localisation des équipements hydro-météorologiques 85
4.5 Photographie annotée de la station météorologique en place 86
4.6 Une placette de 1 m^2 sous couvert de riz (a) et un schéma de placette (b) 86
4.7 Pluie cumulée mensuelle (lignes noires) et moyenne entre 2003 et 2009 (en pointillés) 88
4.8 Coefficients de ruissellement par placette (boîtes à moustache). La boîte représente 50 % des données comprises entre le 25^e et le 75^e pourcentile, La ligne grasse indique la médiane et les moustaches indiquent les extrêmes. Les points représentes les valeurs très éloignées d'une distribution normale. JT : Larmes de Job, R : Riz, B : Sol nu, FA : Jachère, YT : Jeune Teck, OT : Vieux Teck, P : Bambou, BA : Bananier, JP : Jatropha, PM : Murier de Chine 90
4.9 Schématisation du modèle d'infiltration de Diskin et Nazimov [1995] 92
4.10 Valeur du critère de Nash (ordonnée) pour différentes valeurs des paramètres du modèle de Diskin et Nazimov [1995] : (a) f_0 (mm/h), (b) f_c (mm/h), (c) S_m (mm). 94
4.11 Tracé de la capacité d'infiltration (f), de la hauteur d'eau dans le réservoir (S) et du taux de ruissellement (y) pour deux événements pluvieux successifs de 2005 (R : pluie) avec (a) une vidange lente et (b) rapide. 95
4.12 Tracé de la capacité d'infiltration (f) et de la hauteur d'eau dans le réservoir (S) calculées avec le modèle de Diskin et Nazimov [1995] pour la saison des pluies de 2005, avec $t_c = 170$ h, $t_0 = 1.4$ h et $S_m = 65$ mm. Les précipitations sont indiquées en gris (R) 96
4.13 Évolution temporelle en 2005 des (a) précipitations, (b) de l'indice des pluie antérieures (API 5jours) , (c) de évapotranspiration potentielle (ETP) horaire (moyenne journalière en gras) et (d) de l'infiltrabilité (médiane et écart-type géométrique, tous couverts confondus) sur la période étudiée. Les bandes verticales grises correspondent à un relevé de volume ruisselé. 103
4.14 Évolution temporelle de l'infiltrabilité en 2005 pour les placettes de riz (a) et infiltrabilité calculée avec le modèle de Diskin et Nazimov [1995] (en gris), les valeurs au début d'un épisode pluvieux sont figurées par un point et reliées en pointillés. 104
4.15 Évolution temporelle des infiltrabilités par couvert pour les années 2003 à 2006. Temps (jours) en abscisse et infiltrabilité (mm h^{-1}) en ordonnée, échelle logarithmique. 105
4.16 Évolution temporelle des infiltrabilités par couvert pour les années 2007 à 2009. Temps (jours) en abscisse et infiltrabilité (mm h^{-1}) en ordonnée, échelle logarithmique 106

4.17 Déviation relative à la moyenne calculée sur le log des infiltrabilités et regroupée par type. Pente (%) en abscisse et λ en ordonnée. 107
4.18 Déviation relative à la moyenne calculée sur le logarithmes des infiltrabilités en 2003 (Larmes de Jobs) et 2004 (Jachère) en fonction de la pente (%). Les barres indiquent l'intervalle de confiance de la moyenne à 90 %. 108
4.19 Déviation relative à la moyenne calculée sur le logarithme des infiltrabilités, par année et par couvert en fonction de la pente. Pente (%) en abscisse et λ en ordonnée. Les barres indiquent l'intervalle de confiance de la moyenne à 90 % (t test) 109
4.20 (a) pour chaque couvert : infiltrabilité calculée à partir des médianes annuelles par placette (haut) et pourcentage de croûtes (bas) ; (b) relations entre l'infiltrabilité et le pourcentage de croûte. 111
4.21 Densité de probabilité des infiltrabilités par type de couvert. Les flèches noires indiquent la médiane, les flèches grises indiquent l'effet d'un écart type géométrique.113
4.22 Densité de probabilité des infiltrabilités par type de couvert (suite). Les flèches noires indiquent la médiane, les flèches grises indiquent l'effet d'un écart type géométrique. 114

5.1 Découpage du bassin versant de Houay Pano en sous-bassins versants et localisation des équipements hydro-météorologiques. 117
5.2 Topographie du sous-bassin S7, altitude en mètre, le point (0,0) a pour coordonnées UTM : 48N E203639.8 N2198032 118
5.3 Photo de la station S7 en fin de saison humide (a) et exemple d'écoulement en rigole sur une parcelle cultivée (2010, photo O.Ribolzi). 119
5.4 Utilisation des terres relevées pour le sous-bassin S7 de 2003 à 2007. 121
5.5 Évolution temporelle des infiltrabilités I_m dans le sous-bassin S7. Le signal en gris représente la pluviométrie. 122
5.6 Densités de probabilité des infiltrabilités I_m pour le sous-bassin S7 de 2003 à 2007.123
5.7 Hydrogrammes mesuré et simulé pour un événement de 2005. Infiltrabilité I_m de $47\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$. 124
5.8 Infiltrabilité I_m en fonction de l'API (α^{-1}=2.3 j). Droites de régression par année, pour le sous-bassin S7 de 2003 à 2007. 125
5.9 Dépendance entre l'intensité de pluie et le taux moyen d'infiltration sur une pente de 100 m et n mailles de 2.5 m. Le comportement homogène est tracé en gris. . . 127
5.10 Dépendance entre l'intensité de pluie et le taux moyen d'infiltration sur une pente de 100 m et 40 mailles. La médiane est calculée sur 200 réalisations telles que $\langle I_m \rangle = 50\,\mathrm{mm\,h^{-1}}$. 128

5.11 Hydrogramme simulé pour un événement de 2005. Loi exponentielle et distribution aléatoire exponentielle des I_m (cas 2). La moyenne (noir) et l'écart-type (rouge, quasiment nul) sont calculés pour 20 réalisations de moyenne de $\langle I_m \rangle = 15\,\mathrm{mmh}^{-1}$. 130
5.12 Hydrogrammes simulés pour un événement de 2005 avec différentes lois d'infiltration (SVIM hom = loi exponentielle et I_m constant (cas 1), Cst hom = loi à seuil et I_k constant (cas 4), Cst exp = loi à seuil et distribution aléatoire exponentielle des I_k (cas 3)). I_k, I_m et $\langle I_m \rangle = 15\,\mathrm{mm\,h}^{-1}$. 131
5.13 Hydrogramme simulé pour un événement de 2005. Loi exponentielle et distribution aléatoire log-normale des I_m avec corrélation spatiale (cas 5) ($\langle I_m \rangle = 10\,^{\times}\!/\,4.6\,\mathrm{mm\,h}^{-1}$, $\lambda = 10\,\mathrm{m}$). La moyenne (noir) et l'écart-type (rouge) sont calculés pour 90 réalisations. 131

A.1 Histogramme et courbe de la densité de probabilité correspondante pour les infiltrabilités des placettes sous riz en 2005. La flèche noire situe la médiane et les flèches grises l'écart-type géométrique 158

B.1 Ruissellement mesuré pour les deux intensités de pluie sur les parcelles ayant un antécédent d'un an de culture de riz. 159
B.2 Ruissellement mesuré pour les deux intensités de pluie sur les parcelles ayant un antécédent de trois ans de culture de riz. 160
B.3 Ruissellement mesuré pour les deux intensités de pluie sur les parcelles ayant un antécédent de deux ans de jachère. 160
B.4 Ruissellement mesuré pour les deux intensités de pluie sur les parcelles ayant un antécédent de trois ans de jachère. 161
B.5 Ruissellement mesuré pour les deux intensités de pluie sur les parcelles ayant un antécédent de deux ans de jachère. 161

C.1 Évolution temporelle des (a) précipitations, (b) de l'indice des pluie antérieures (API 5 jours) , (c) de évapotranspiration potentielle (ETP) horaire (moyenne journalière en gras) et (d) de l'infiltrabilité (médiane et écart-type géométrique, tous couverts confondus) sur la période étudiée. Les bandes verticales grises correspondent à un relevé de volume ruisselé. 164
C.2 Évolution temporelle des (a) précipitations, (b) de l'indice des pluie antérieures (API 5 jours) , (c) de évapotranspiration potentielle (ETP) horaire (moyenne journalière en gras) et (d) de l'infiltrabilité (médiane et écart-type géométrique, tous couverts confondus) sur la période étudiée. Les bandes verticales grises correspondent à un relevé de volume ruisselé. 165

C.3 Évolution temporelle des (a) précipitations, (b) de l'indice des pluie antérieures (API 5 jours) , (c) de évapotranspiration potentielle (ETP) horaire (moyenne journalière en gras) et (d) de l'infiltrabilité (médiane et écart-type géométrique, tous couverts confondus) sur la période étudiée. Les bandes verticales grises correspondent à un relevé de volume ruisselé. 166
C.4 Évolution temporelle des (a) précipitations, (b) de l'indice des pluie antérieures (API 5 jours) , (c) de évapotranspiration potentielle (ETP) horaire (moyenne journalière en gras) et (d) de l'infiltrabilité (médiane et écart-type géométrique, tous couverts confondus) sur la période étudiée. Les bandes verticales grises correspondent à un relevé de volume ruisselé. 167
C.5 Évolution temporelle des (a) précipitations, (b) de l'indice des pluie antérieures (API 5 jours) , (c) de évapotranspiration potentielle (ETP) horaire (moyenne journalière en gras) et (d) de l'infiltrabilité (médiane et écart-type géométrique, tous couverts confondus) sur la période étudiée. Les bandes verticales grises correspondent à un relevé de volume ruisselé. 168
C.6 Évolution temporelle des (a) précipitations, (b) de l'indice des pluie antérieures (API 5 jours) , (c) de évapotranspiration potentielle (ETP) horaire (moyenne journalière en gras) et (d) de l'infiltrabilité (médiane et écart-type géométrique, tous couverts confondus) sur la période étudiée. Les bandes verticales grises correspondent à un relevé de volume ruisselé. 169
C.7 Évolution temporelle des (a) précipitations, (b) de l'indice des pluie antérieures (API 5 jours) et (d) de l'infiltrabilité (médiane et écart-type géométrique, tous couverts confondus) sur la période étudiée. Les bandes verticales grises correspondent à un relevé de volume ruisselé. 170

D.1 Densité de probabilité de I_m par couvert et par année. 172

E.1 Densité de probabilité de I_m pour le sous bassin s7, par année. Infiltrabilité en $\mathrm{mm\,h^{-1}}$ en abscisse. 174

Nancy-Université
INPL

AUTORISATION DE SOUTENANCE DE THESE
DU DOCTORAT DE L'INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

o0o

VU LES RAPPORTS ETABLIS PAR :
Monsieur Michel ESTEVES, Directeur de Recherche, LTHE, GRENOBLE

Monsieur Roger MOUSSA, Directeur de Recherche, LISAH, Montpellier

Le Président de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, autorise :

Monsieur PATIN Jérémy

à soutenir devant un jury de l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE, une thèse intitulée :

"Approches de modélisation pour la partition ruissellement-infiltration à différentes échelles spatiales et temporelles. Cas de la parcelle de Thiès (Séuégal) et du bassin versant de Houay Pano (Laos). "

en vue de l'obtention du titre de :

DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Spécialité : **« Mécanique - Génie civil »**

Fait à Vandoeuvre, le 24 mai 2011
Le Président de l'I.N.P.L.,
F. LAURENT

INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE - NANCY

Institut National Polytechnique de Lorraine
inpl@inpl-nancy.fr | www.inpl-nancy.fr

2 av. de la Forêt de Haye | BP 3
54501 Vandœuvre-lès-Nancy Cedex
FRANCE
Tél. : +33(0)3 83 59 59 59
Fax : +33(0)3 83 59 59 55

Résumé

Ce travail de thèse s'inscrit dans le cadre de la modélisation distribuée de la partition ruissellement-infiltration en milieu naturel. Notre démarche consiste à étudier la réponse de systèmes naturels complexes à partir de mesures locales, d'expérimentations numériques et de modèles distribuées. Les expériences de la parcelle de Thiès ($40\,m^2$), au Sénégal, montrent que les hétérogénéités de rugosités mettent en défaut les lois de friction classiques (Manning, Darcy-Weisbach) des modèles de ruissellement qui sous estiment les hautes vitesses. Deux lois qui prennent en compte la hauteur de submersion de la rugosité de manière physique ou empirique sont testées. Dans le bassin versant de Houay Pano, les données obtenues sous pluie simulées, sur des placettes de $1\,m^2$, permettent de mettre en évidence l'effet des hétérogénéités, en particulier en terme d'encroutement du sol et de végétation, sur le ruissellement intégré spatialement. L'infiltration moyenne apparait comme dépendante de l'intensité de pluie et l'effet d'une distribution statistique d'infiltrabilité sur le transitoire et le permanent d'infiltration est étudié. La distribution exponentielle d'infiltrabilité semble la plus adaptée, elle est utilisée pour analyser la variabilité spatiale et temporelle de la production de ruissellement dans le bassin versant sous pluie naturelle. Enfin, ce modèle exponentiel, simple mais pertinent à l'échelle du mètre, est implémenté pour représenter un pixel de base dans un modèle de ruissellement-infiltration à l'échelle d'un sous bassin versant de 0.5 ha et différents scénarios de modélisation sont envisagés.

Mots-clés: ruissellement, infiltration, modélisation, milieu naturel, hétérogénéités, effet d'échelle.

Abstract

This work deals with distributed modeling of runoff-infiltration processes in a natural environment. The response of complex natural systems is studied from local measurements, numerical investigations and distributed models. Experiments held in Thies, Senegal, on a $40\,m^2$ plot show that the heterogeneity of the surface put in the wrong classical friction laws (Manning, Darcy-Weisbach) of runoff models, because they underestimate high velocities. Two laws, taking physically or empirically into account the submersion of rugosity, are tested. In the Houay Pano catchment, we highlight from simulated rainfall experiments on $1\,m^2$ plots the effects of heterogeneities, mainly due to soil crusting and vegetation, on the spatially integrated runoff. We observed that the mean infiltration rate is dependent of the rainfall intensity and studied the effects of a statistical distribution of infiltrabilities on permanent and non-permanent infiltration. The exponential distribution of infiltrabilities appeared to be the best suited distribution. It is used to analyze spatial and temporal variability of runoff production in the catchment under natural rainfall, in order to obtain a per land use characterization of infiltration. Eventually, this simple but accurate model at the meter scale is implemented as a base pixel into a runoff-infiltration model at the sub-catchment scale (0.5 ha).

Keywords: runoff, infiltration, modeling, natural environment, heterogeneities, scale effect