



HAL
open science

**Étude de l'écoulement d'eau à travers la Zone
Non-Saturée des aquifères de socle à l'échelle spatiale du
bassin versant. Application à l'évaluation de la recharge
au sein du bassin versant de Maheshwaram, Andhra
Pradesh, Inde**
Devaraj de Condappa

► **To cite this version:**

Devaraj de Condappa. Étude de l'écoulement d'eau à travers la Zone Non-Saturée des aquifères de socle à l'échelle spatiale du bassin versant. Application à l'évaluation de la recharge au sein du bassin versant de Maheshwaram, Andhra Pradesh, Inde. Hydrologie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2005. Français. NNT : . tel-00009297

HAL Id: tel-00009297

<https://theses.hal.science/tel-00009297>

Submitted on 24 May 2005

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.

UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER

N° attribué par la bibliothèque

/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_

THÈSE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER

Spécialité : "Mécanique des Milieux Géophysiques et Environnement"

préparée au sein du

Laboratoire d'études des Transferts en Hydrologie et Environnement

UMR 5564 (CNRS, INPG, UJF, IRD)

dans le cadre de l'Ecole Doctorale "TERRE, UNIVERS, ENVIRONNEMENT"

présentée et soutenue publiquement

par

Devaraj de CONDAPPA

le 22/04/2005

**ÉTUDE DE L'ÉCOULEMENT D'EAU À TRAVERS LA ZONE NON-SATURÉE
DES AQUIFÈRES DE SOCLE À L'ÉCHELLE SPATIALE DU BASSIN VERSANT.**

**Application à l'évaluation de la recharge au sein du bassin versant de
Maheshwaram, Andhra Pradesh, Inde.**

Sous la direction de

Randel HAVERKAMP

JURY

M. François-Xavier Le DIMET	Professeur, UJF	Président
M. Jean-Yves PARLANGE	Professeur, Cornell University, États Unis	Rapporteur
M. Pierre CURMI	Professeur, ENESAD	Rapporteur
M. Shakeel AHMED	"Senior Scientist", NGRI, Inde	Examineur
M. Patrick LACHASSAGNE	Ingénieur, BRGM	Examineur
M. Randel HAVERKAMP	Directeur de Recherche, CNRS	Directeur de thèse

À ma mère et à mon père, eux qui sont à la base de tout.

Une noix de coco pleine d'eau est une mer pour la fourmi. . .

Proverbe Indien

Résumé

Modéliser le comportement des aquifères est primordial, notamment en Inde, où l'on observe une diminution drastique des niveaux piézométriques du fait des prélèvements intensifs de l'irrigation agricole. L'objectif de ce doctorat est de simuler la distribution spatiale de la percolation (infiltration profonde) à l'échelle du bassin versant. Ce travail, effectué dans le cadre du programme de coopération franco-indien initié par le BRGM, est appliqué au bassin versant de Maheshwaram, situé dans l'Etat de l'Andhra Pradesh. L'outil numérique choisi est le système de modélisation « POWER » (*Planner Oriented Watershed modeling system for Environmental Responses*) développé au sein du LTHE et en collaboration avec l'entreprise d'hydro-informatique Hydrowide.

La première étape de l'étude consiste en un travail de terrain, visant à estimer *in-situ* les différents paramètres hydrodynamiques des sols (e.g., conductivité hydraulique à saturation, paramètres de rétention en eau), ainsi que les propriétés texturales des sols (e.g., granulométrie, épaisseurs des horizons du profil des sols). Afin d'extrapoler ensuite ces observations expérimentales à l'échelle spatiale de la modélisation, une procédure spécifique mariant la géologie, la pédologie, la physique du sol, l'information sur la topographie et la technique de la classification floue est développée. Les diverses propriétés de ces sols sont alors résumées dans la *Carte des Sols*, nécessaire au système de modélisation POWER.

Les résultats numériques sont ensuite présentés. Le bassin versant est discrétisé en 3171 entités irrégulières selon la procédure-SIG spécifique de POWER, qui tient compte du MNT, de la carte des sols et de l'occupation des sols. Le modèle est calibré à l'aide de cinq profils d'humidité des sols mesurés localement avec une sonde à neutrons. La distribution spatiale de la percolation sur le bassin versant est enfin calculée au pas de temps journalier sur les années 2001 à 2003.

Mots-clés : zone non-saturée, modélisation hydrologique distribuée, physique du sol, POWER, pédologie, classification floue, Inde, région semi-aride

Abstract

Modelling of aquifer water transfer processes is a decisive tool for sustainable water resources management, especially in India where depletion of the groundwater level is extremely severe due to intensive irrigation pumping. The objective of this Ph.D study is focussed on the simulation of spatially distributed unsaturated deep drainage water fluxes, expressed at the watershed scale. The work, which is part of the Indo-French collaboration programme initiated by BRGM, is applied to the Maheshwaram watershed located in Andhra Pradesh State. The numerical tool chosen for this study, is the modelling system "POWER" (Planner Oriented Watershed modelling system for Environmental Responses) developed by the laboratory LTHE in conjunction with the hydro-informatics company Hydrowide.

The work starts with the description of the field work, necessary for *in-situ* estimation of the different soil hydraulic parameters (such as the water retention and hydraulic conductivity parameters) and soil textural parameters (e.g., cumulative particle-size distribution and thickness of soil horizons). To extrapolate this locally measured information to a larger scale such as imposed by the spatial resolution of the modelling system, a special *fuzzy classification* technique is developed, which uses a combination of geological, pedological, soil physical and topographical information. This data is subsequently finalized in a so-called *Soil Map* necessary for the application of POWER.

Next, the numerical results are presented. Using a GIS-based spatial discretization technique proposed by the POWER modelling system, the entire watershed is subdivided in 3171 irregular entities. Three levels of GIS information are used, i.e., the DTM, the soil map and the land-use map. The modelling system is calibrated on five soil moisture profiles measured locally by the use of a neutron probe. The simulation of the spatially distributed soil water fluxes calculated over the entire watershed is carried out at a daily base over a three years time period (i.e., the years 2001 to 2003).

Keywords: unsaturated-zone, distributed hydrological modelling, soil physics, POWER, pedology, fuzzy classification, India, semi-arid region

Remerciements

Mes remerciements vont en premier à Michel Vauclin et Jean-Dominique, Directeurs successifs du LTHE, pour avoir soutenu ma candidature et faciliter mon intégration au LTHE. Je remercie également V. P. Dimri, Directeur du NGRI, de m'avoir accueilli au sein du NGRI.

Je remercie le BRGM pour le financement de mes études doctorales, la prise en charge de mes déplacements et de mes missions de terrain en Inde.

J'adresse ma sincère et amicale gratitude à Randel Haverkamp pour son encadrement et son soutien. Je lui dois mes connaissances dans le domaine de la science du sol (mon gourou en science du sol), acquises avec ses nombreuses explications patientes et pédagogiques. Sa rigueur a particulièrement amélioré la rédaction de cette thèse (mon gourou en rédaction) et je le remercie également pour ses nombreuses relectures. J'apprécie enfin sa grande chaleur humaine et sa disponibilité : je le remercie simplement pour son amitié.

Mes remerciements vont également aux membres de mon jury de thèse et à son président François-Xavier Le Dimet. Je suis très honoré que Jean-Yves Parlange ait accepté d'être rapporteur en faisant expressément le déplacement de Ithaca (États Unis) à Grenoble ; j'ai apprécié la grande simplicité et la cordialité de son contact.

Je remercie Pierre Curmi d'avoir également accepté d'être rapporteur. Je lui dois mon initiation à la pédologie (mon gourou en pédologie), qui s'est faite notamment *in-situ* après que Pierre ait accepté de se rendre à Hyderabad afin de visiter avec moi le bassin versant de Maheshwaram. Pierre a aussi porté tout au long de ces trois ans un regard attentif à mon travail.

Patrick Lachassagne a été examinateur de ma thèse, je l'en remercie. Patrick a toujours été là, au cours de ces trois ans, pour donner ses 1001 conseils afin d'améliorer mon travail, de le rendre plus pertinent et pragmatique. Il a surtout contribué à élargir mon champ d'investigation et d'intérêt en m'initiant à l'hydrogéologie/géologie et aux processus d'altération (mon premier gourou en géologie), et m'a aussi sensibilisé à la pédologie.

Je remercie également Shakeel Ahmed d'avoir examiné mon manuscrit de thèse et d'avoir fait le dépla-

cement de Hyderabad à Grenoble afin d'assister à ma soutenance. Shakeel m'a chaleureusement accueilli au sein du CEFIRES et a toujours veillé à ce que mes travaux, en particulier mes missions de terrain à Maheshwaram, se déroulent au mieux.

Si j'en reviens aux racines de cette thèse, ce travail n'aurait jamais pu voir le jour sans le soutien initial et déterminant de Caroline Wittwer au sein de la Direction de la Recherche du BRGM, je la remercie vivement. Patrick Lachassagne, Jean-Christophe Maréchal et Jean-Marie Gandolfi ont ensuite pris la relève et ont veillé au bon démarrage et au bon déroulement de mes recherches.

L'équipe du CEFIRES m'a donné un accueil formidable à mon arrivée à Hyderabad. En plus de Shakeel Ahmed, je remercie également Jean-Christophe Maréchal, Frédéric Touchard, K. Subrahmanyam, N. S. Krishnamurthy et bien sûr les étudiants Wajid, Sujatha, Sri Devi et Dewashish. Je dois un grand merci à Wajid, qui est indispensable à tout travail de terrain, tant pour la communication avec les villageois que pour les manipulations expérimentales et sa connaissance du terrain. J'ai grandement apprécié mes échanges avec Benoit Dewandel, hydrogéologue au CEFIRES, dont les séjours communs sur le terrain ont toujours été très enrichissants (mon deuxième gourou en géologie)!

Ma gratitude à Ramesh Chand Tyagi, chercheur au NGRI responsable de la sonde à neutrons, qui m'a toujours accompagné sur le terrain, quelque soit le jour. Les analyses granulométriques par l'ICRISAT ont été grandement facilitées par P. Pathak, je l'en remercie. Enfin, les villageois du bassin versant de Maheshwaram (Vankataiah, Laxmaiah, Suresh, Gangaiah...), sans leur aide une grande partie du travail de terrain n'aurait jamais été possible...

À mon retour à Grenoble, j'ai pu m'appuyer sur l'équipe de Hydrowide, c'est à dire Samuel Debionne et Pierre Viallet, afin d'utiliser POWER. Un grand merci à Sam pour le développement d'une version spécifique de POWER adaptée à mon travail. Je n'oublie pas non plus Isabelle Braud et Noémie Varado pour leurs coups de pouces concernant le calcul de l'évapotranspiration. Mes remerciements également à Rafael Angulo-Jaramillo pour ses conseils sur l'analyse des essais d'infiltration (méthode *BEST-Beerkan*).

Tout cela requiert un peu d'administration et je remercie l'efficacité et la gentillesse de Sylviane Fabry, d'Odette Nave et d'Elif Bagdad du LTHE, mais aussi d'Évelyne Cubizolles du BRGM-Montpellier. Bises à vous quatre!

Je termine sur les relations d'amitiés qui ont coloré ce doctorat. Je pense au CEFIRES à Choti (Wajid), Lambu (Faisal), Riccardo, Galeazzi bhāi (Laurent), the Smart Guy (JB), Sri Devi et Tanvi. Au LTHE, Randel, Zaky Marley (Zak), Sam, Pierre, Abdou, Latif et Josito. Merci à Alex, Chichon (Benoit), Mr. C (Jérôme), Ritchouille (Laurent), Steph, Ksoul (Cédric), Urvashi, Stéphane, Lambu, Max, Anu, Vibhuti, Saïd et Praveen d'être venus assister à ma soutenance et Zak, ce jour de soutenance, tu as été super!

Devaraj de Condappa

18/05/2005

Table des matières

Remerciements	1
Table des figures	9
Liste des tableaux	16
Liste des abréviations et symboles principaux	20
INTRODUCTION GÉNÉRALE	27
I RAPPELS THÉORIQUES	31
I. Principes de base de l'hydrologie de la zone non-saturée du sol	33
I.1. Qu'est-ce qu'un milieu poreux ?	33
I.1.1. Genèse du sol	33
I.1.2. Représentation physique du milieu poreux	34
I.1.3. Notions de texture et de structure du milieu poreux	37
I.2. Caractérisation hydraulique du milieu poreux	38
I.2.1. Les teneurs en eau	38
I.2.2. Potentiel de l'eau dans le milieu poreux	39
I.2.3. Les courbes de rétention en eau et de conductivité hydraulique	40
I.3. Équations fondamentales de l'écoulement non-saturé dans le milieu poreux	43
I.3.1. Système de coordonnées choisi	44
I.3.2. Équation de Darcy - Buckingham	44
I.3.3. Équation de continuité	44
I.3.4. Équation de l'écoulement	45
I.4. Intégration de l'équation de l'écoulement	47
I.4.1. Condition initiale et limite de la résolution analytique	47
I.4.2. Niveaux d'intégration de l'équation de l'écoulement	48
I.4.3. Exemples de solutions analytiques particulières de l'équation de l'écoulement	50

I.4.4.	Solution numérique développée par Ross	53
I.5.	Méthodes d'estimation des paramètres hydrodynamiques	57
I.5.1.	Mesures expérimentales des caractéristiques des sols	57
I.5.2.	Méthodes statistiques de prédiction des paramètres hydrodynamiques : fonctions de pédotransfert	58
I.5.3.	Variabilité temporelle et spatiale des paramètres hydrodynamiques	61
I.5.4.	Méthodes de mesures expérimentales par inversion du flux d'infiltration	62
I.6.	Conclusion du chapitre	65
 II DESCRIPTION ET INVESTIGATIONS EXPÉRIMENTALES DU MILIEU POREUX DU BASSIN VERSANT		67
Introduction à la deuxième partie		69
 II. Description du bassin versant de Maheshwaram		71
II.1.	Le contexte indien	71
II.1.1.	La géographie	72
II.1.2.	La pluie	72
II.1.3.	Les sols	72
II.2.	Le bassin versant de Maheshwaram	73
II.2.1.	Localisation	73
II.2.2.	Météorologie	73
II.2.3.	Contexte hydrologique du bassin	75
II.3.	Géologie du bassin et genèse des sols	76
II.3.1.	Géologie du bassin versant	76
II.3.2.	Altération des granites	77
II.3.3.	Le profil d'altération du granite	78
II.3.4.	Le profil d'altération du bassin versant de Maheshwaram	80
II.3.5.	Pédogenèse des sols du bassin versant de Maheshwaram	83
II.4.	Description pédologique des sols	86
II.4.1.	La carte pédologique des sols	86
II.4.2.	Taxonomie des sols du bassin versant	87
 III. Etude expérimentale de la texture des sols		93
III.1.	Introduction	93
III.2.	Taxonomie locale des sols	93
III.2.1.	Les différents horizons de la taxonomie locale	93
III.2.2.	Comparaison de la taxonomie locale avec celle de la carte pédologique	95
III.3.	Localisation des sites de mesure et protocole expérimental	95
III.3.1.	Creusement des fosses d'observation et prélèvement des échantillons	95
III.3.2.	Observations supplémentaires des épaisseurs des horizons dans les dugwells	98

III.4. Caractéristiques pédologiques	98
III.4.1. Reconnaissance des unités pédologiques	98
III.4.2. Définition de la zone d'étude de ce travail	101
III.4.3. Mesure dans les fosses de la profondeur des différents horizons	102
III.4.4. Inspection des profils des sols des dugwells	103
III.5. Analyse des courbes granulométriques	105
III.5.1. Modèle de la courbe granulométrique	106
III.5.2. Analyse selon la classification de l'USDA et représentation selon le triangle textural	107
III.5.3. Classification des résultats de l'analyse granulométrique selon les trois ordres taxonomiques de sol	109
III.5.4. Particularité des sols du bassin versant de Maheshwaram : comportement bimodal	113
III.5.5. Prise en considération de la part en graviers	120
III.5.6. Complément sur le comportement bimodal des sols du bassin versant de Mahesh- waram	124
III.6. Modification de la carte pédologique des sols du bassin	125
III.6.1. Modification de la carte pédologique des sols	126
III.7. Conclusion des Chapitres II et III	128
III.7.1. Identification des unités pédologiques pertinentes	128
III.7.2. Spécificités des sols du bassin : sols bimodaux	129
IV. Investigation au premier niveau d'intégration de l'équation de Richards : $\theta(z, t)$. . .	131
IV.1. Introduction	131
IV.2. Mesure par gravimétrie	131
IV.2.1. Estimations expérimentales des masses volumiques sèches et des porosités des sols	132
IV.2.2. Estimations expérimentales des teneurs en eau volumiques initiales et à saturation	136
IV.3. Mesure des teneurs en eau avec la sonde à neutrons	138
IV.3.1. Principe de la mesure de l'humidité avec la sonde à neutrons	138
IV.3.2. Localisation des sites de mesure et installation des tubes d'accès	139
IV.3.3. Protocole des mesures	140
IV.3.4. Calibration de la sonde	141
IV.3.5. Evolution des profils durant les moussons 2002 et 2003	144
IV.4. Conclusion du chapitre	150
IV.4.1. Mesure par gravimétrie	150
IV.4.2. Suivi des profils d'humidité avec la sonde à neutrons	151
V. Investigation au deuxième niveau d'intégration de l'équation de Richards : $I(t)$. . .	153
V.1. Introduction	153
V.2. Réalisation expérimentale de la méthode de Beerkan	154
V.3. Estimation des paramètres hydrodynamiques par la méthode de Beerkan	155
V.3.1. Estimation du paramètre de forme λ de la courbe de rétention en eau	155
V.3.2. Estimation des paramètres hydrodynamiques d'échelle h_{bc} et K_s	161

V.4.	Conclusion du chapitre	167
V.4.1.	Estimation du paramètre de forme λ	168
V.4.2.	Estimation des paramètres d'échelle K_s et h_{bc}	168
III	PRÉPARATION DES DONNÉES D'ENTRÉE DE POWER	171
	Introduction à la troisième partie	173
VI.	Présentation de POWER	175
VI.1.	Introduction	175
VI.2.	Discretisation spatiale	175
VI.2.1.	Le premier niveau de discretisation : les REWs	176
VI.2.2.	Le deuxième niveau de discretisation : les RECs	177
VI.2.3.	Le troisième niveau de discretisation : les <i>Cellules</i>	177
VI.2.4.	Les autres discretisations	178
VI.3.	Discretisation temporelle	178
VI.4.	Les processus d'écoulement	179
VI.5.	Les données d'entrée	180
VII.	Spatialisation de la granulométrie à l'échelle du bassin versant	181
VII.1.	Introduction	181
VII.2.	L'influence de la lithologie	182
VII.3.	Modification de la carte pédologique	184
VII.4.	L'influence de la topographie	186
VII.4.1.	Références bibliographiques	186
VII.4.2.	Calcul des attributs topographiques du bassin de Maheshwaram	188
VII.5.	La classification selon la logique floue	192
VII.5.1.	Introduction à l'utilisation de la logique floue en science du sol	192
VII.5.2.	Théorie de la classification selon la logique floue	192
VII.5.3.	La procédure de la classification floue de l'algorithme "fuzzy-k-means"	195
VII.6.	Méthodologie	195
VII.6.1.	Introduction	195
VII.6.2.	Les corrélations entre les variables mesurées	196
VII.6.3.	Choix des attributs topographiques	197
VII.6.4.	Comment utiliser la classification floue?	201
VII.6.5.	Méthodologie	204
VII.6.6.	Prédiction des profondeurs des horizons	207
VII.6.7.	Prédiction de la texture de surface	212
VII.6.8.	Amélioration des prédictions des profondeurs d'horizon et des textures en surface	214
VII.6.9.	Validation des prédictions des profondeurs des horizons et de la granulométrie de surface	217

VII.6.10. Prédiction de la granulométrie en profondeur	218
VII.6.11. Inspection des grilles	220
VII.6.12. Validation des granulométries prédites en profondeur	222
VII.7. Conclusion du chapitre	222
VIII. Discrétisation du bassin versant	225
VIII.1. Introduction	225
VIII.2. Préparation de la carte d'occupation des sols de Maheshwaram	225
VIII.2.1. Les prises de vue satellitaires du bassin versant	226
VIII.2.2. Création de la carte d'occupation des sols du bassin versant	227
VIII.3. Préparation de la carte de texture des sols	229
VIII.3.1. Qu'est-ce qu'une carte de texture des sols?	229
VIII.3.2. Granulométrie moyenne de l'horizon B et de la partie poreuse de l'horizon C	229
VIII.3.3. Conception de la carte des sols	230
VIII.4. Genèse des REWs, des RECs et des <i>Cellules</i>	240
VIII.4.1. Définition des REWs	240
VIII.4.2. Définition des RECs	240
VIII.4.3. Définition des <i>Cellules</i>	244
VIII.5. Optimisation des campagnes de mesures	245
VIII.5.1. En prélude aux campagnes de mesure	246
VIII.5.2. Choix du réseau des sites expérimentaux	246
VIII.5.3. Conseils sur les essais d'infiltration et sur les prélèvements d'échantillon de sols	248
VIII.5.4. Coût temporel	249
VIII.6. Conclusion du chapitre	249
VIII.6.1. Discrétisation du bassin versant de Maheshwaram	249
VIII.6.2. Définition d'une stratégie de mesure des propriétés hydrodynamiques des sols d'un bassin versant	250
IX. Détermination des paramètres de sols des RECs	251
IX.1. Introduction	251
IX.2. Paramètres hydrodynamiques de forme λ et η	251
IX.2.1. Procédures de calcul	251
IX.2.2. Résultats	253
IX.3. Paramètres hydrodynamiques d'échelle K_s , h_{bc} et θ_s	254
IX.3.1. Paramètres K_s et h_{bc}	254
IX.3.2. Paramètre θ_s	259
IX.4. Conclusion du chapitre	260
IX.4.1. Paramètre de forme λ et η	260
IX.4.2. Paramètre d'échelle K_s et h_{bc}	260
IX.4.3. Paramètre d'échelle θ_s	260
X. Condition limite	261

X.1.	Introduction	261
X.2.	La pluie	261
X.2.1.	Désagrégation temporelle	262
X.2.2.	Désagrégation spatiale	267
X.3.	Calcul de la transpiration des plantes et de l'évaporation des sols	269
X.3.1.	Modélisation de la transpiration et de l'extraction racinaire des plantes dans POWER270	
X.3.2.	Calcul de l'évapotranspiration de référence ET_0 - Formule de Penman-Monteith . .	273
X.3.3.	Calendrier cultural	277
X.3.4.	Coefficients culturaux	282
X.3.5.	LAI	283
X.3.6.	Paramètres du terme d'extraction racinaire de Li <i>et al.</i> (2001)	285
X.4.	L'apport de l'irrigation	286
X.5.	Conclusion du chapitre	287
X.5.1.	La pluie	287
X.5.2.	L'évapotranspiration réelle	287
X.5.3.	L'apport d'eau par irrigation	288

IV MODÉLISATION DES ÉCOULEMENTS D'EAU AVEC POWER 289

Introduction à la quatrième partie 291

Version utilisée de POWER	293
-------------------------------------	-----

XI. Calibration de POWER 295

XI.1.	Introduction	295
XI.2.	Procédure de calibration avec les profils neutroniques	295
XI.2.1.	Choix de la variable de comparaison	295
XI.2.2.	Calcul du stock	296
XI.3.	Confrontations des stocks simulés à ceux mesurés	298
XI.3.1.	Décalage temporel	298
XI.3.2.	Valeurs absolues du stock	299
XI.3.3.	Variations temporelles du stock	300
XI.4.	Correction des stocks expérimentaux	301
XI.4.1.	Cas des tubes SN3 et SN5	301
XI.4.2.	Cas du tube SN4	303
XI.5.	Ajustement des paramètres du sol des colonnes	304
XI.5.1.	Amélioration des variations des stocks simulés	304
XI.5.2.	Amélioration des valeurs absolues des stocks simulés	309
XI.6.	Conclusion du chapitre	312
XI.6.1.	Correction des valeurs de λ et η - effets des sols bimodaux	313
XI.6.2.	Correction des valeurs de θ_s	313

XII. Modélisation	315
XII.1. Introduction	315
XII.2. Critique des résultats	315
XII.2.1. Flux moyens à l'échelle spatiale du bassin versant	316
XII.2.2. Distribution selon les RECs	318
XII.2.3. Confrontation de la percolation à la variation des niveaux d'eau dans des puits . . .	321
XII.2.4. Distribution spatiale	323
XII.3. Lien entre les pluies et la percolation de la mousson 2002	325
XII.4. Conclusion du chapitre	328
XII.4.1. Défauts des modélisations	328
XII.4.2. Premiers résultats	328
Conclusion générale	331
A. Paramètres hydrodynamiques des classes de texture	349
B. Paramètres hydrodynamiques des classes de texture, corrigés après calibration . . .	353

Table des figures

1	Schéma du bilan hydrologique dans la ZNS.	28
2	Exemple de la tendance, depuis 1988, du niveau de l'eau dans un puits du bassin versant de Maheshwaram.	29
I.1	Les trois phases composant le milieu poreux	35
I.2	Classification de l'USDA des particules selon leur diamètre	36
I.3	Triangle textural de l'USDA	37
I.4	Deux exemples schématiques d'arrangement de particules de deux sols de même texture, mais de structure différente.	37
I.5	Allures en échelle semi-log des courbes de rétention en eau des modèles de Brooks et Corey (1964) et de van Genuchten (1980).	41
I.6	Allures schématique de la courbe de conductivité hydraulique.	42
I.7	Systèmes de coordonnées	44
I.8	Comparaison des allures de h et Ψ en fonction de Θ	47
I.9	Exemple de l'infiltration dans le cas d'une pluie d'intensité constante	49
I.10	Schéma d'intégration de Richards	49
I.11	Discretisation spatiale de la méthode de Ross (2003)	54
I.12	Cas de couches aux propriétés hydrodynamiques différentes	56
I.13	Equivalence entre la pression h de l'eau du sol et la distribution de taille de pore.	60
I.14	Courbes typiques de l'infiltration cumulée et du flux d'infiltration	62
I.15	Stratégie de la méthode de Beerkan	64
II.1	Carte administrative de l'Inde	71
II.2	Carte physique de l'Inde	71
II.3	Distribution spatiale des pluies en Inde	73
II.4	Cartes des sols de l'Inde.	74
II.5	Localisation du bassin versant de Maheshwaram.	74
II.6	Évolution des cumuls de pluie à Hyderabad	74
II.7	Évolution des cumuls de pluie à Maheshwaram	75
II.8	Évolution des températures et des humidités à Maheshwaram	76

II.9	Contexte de la ressource en eau souterraine du bassin versant de Maheshwaram.	76
II.10	Carte de la géologie du bassin versant de Maheshwaram	77
II.11	Profil d'altération typique d'un système d'aquifère de socle	79
II.12	Profil d'altération typique de Maheshwaram - Vue à l'intérieur d'un dugwell.	81
II.13	Modèle d'érosion du profil d'altération	82
II.14	Résultats des prospections géophysiques du CEFIRES.	83
II.15	Profil typique du sol et de la partie sommitale de l'isaltérite non-feuilletée.	85
II.16	Sols bruns situés dans les zones de granite leucocrate	86
II.17	Sols alluviaux	86
II.18	Carte pédologique des sols du bassin versant de Maheshwaram.	87
II.19	Carte des grands groupes de sols pédologique.	91
III.1	Schéma des manipulations expérimentales faites en un site	96
III.2	Localisation des sites de mesure sur le bassin versant.	98
III.3	Localisation des dugwells d'observation.	99
III.4	Rhodustalfs du site 26 - Fosse de 250 cm	100
III.5	Haplustalfs du site 29 - Fosse de 240 cm	100
III.6	Inceptisols du site 17 - Fosse de 170 cm	101
III.7	Entisols du site 25 - Fosse de 320 cm	101
III.8	Exemple de motte de shapa marrum prélevée à 170 cm dans la fosse du site 26.	102
III.9	Inceptisols du site 35 - Fosse de 150 cm	103
III.10	Exemples de profils de sols de quatre dugwells	104
III.11	Courbe granulométrique cumulée expérimentale du sol de surface du site 13	105
III.12	Courbe typique de F_{HP}	107
III.13	Ajustement de la courbe de $F_{HP}(d)$ à la granulométrique expérimentale du sol de surface du site 13	107
III.14	Triangle textural de l'ensemble des sols prélevés en surface.	108
III.15	Triangles texturaux des sols aux différentes profondeurs.	108
III.16	Sol classé Alfisols - site 26.	111
III.17	Sol classé Inceptisols - site 17.	111
III.18	Sol classé Entisols - site 25.	113
III.19	Allures de F et f pour un sol bimodal	114
III.20	Sous-ensemble des sols bimodaux du triangle textural.	115
III.21	Caractère bimodal des sols du bassin versant de Maheshwaram.	116
III.22	Ensemble des courbes granulométriques cumulées expérimentales des 84 sols bimodaux . . .	117
III.23	Granulométries des sols des bases UNSODA et GRIZZLY.	118
III.24	Allure de la courbe de rétention en eau et de conductivité hydraulique d'un sol bimodal. . . .	119
III.25	Sol classé Alfisols - Site 26.	120
III.26	Sol classé Alfisols2 - site 29.	121
III.27	Évolutions selon la profondeur des moyennes granulométriques des sols Alfisols1, Alfisols2, Alfisols3, Inceptisols et Entisols.	123

III.28	Courbes granulométriques bimodales avec prise en compte des graviers	125
III.29	Définition des nouvelles unités pédologiques et tracé de la nouvelle carte correspondante . .	127
IV.1	Profils des masses volumiques sèches expérimentales	134
IV.2	Histogrammes des teneurs en eau volumiques expérimentale en surface	138
IV.3	Localisation des tubes d'accès de la sonde à neutrons.	140
IV.4	Droites d'étalonnage des cinq tubes d'accès	142
IV.5	Comparaison aux différents tubes des profils de θ mesurés par gravimétrie et par la sonde à neutrons calibrée	145
IV.6	Evolution des profils de teneur en eau volumique sur chaque site pendant les moussons 2002 et 2003	147
V.1	Essai d'infiltration avec l'infiltromètre à simple cylindre, ainsi que le chronomètre.	155
V.2	Allures expérimentales des courbes de granulométrie cumulée	156
V.3	Ajustement de $F_{HP}(d)$ à la courbe granulométrique cumulée expérimentale sans prise en compte des graviers	157
V.4	Solutions éventuelles afin d'ajuster de façon plus satisfaisante les granulométries des sols grossiers	157
V.5	Ajustement de $F_{HP}(d)$ pour deux sols bimodaux	160
V.6	Relation, sur la base de donnée des sols de GRIZZLY, entre $M \cdot N$ et $m \cdot n$ pour le modèle capillaire de Burdine (1953)	160
V.7	Exemples d'ajustement de $I(t)$ et $i(t)$	164
VI.1	Schéma d'un module avec son pré-processeur et sa collection d'objets et de solvers	176
VI.2	Schéma d'une coupe en 2D d'un ensemble de trois REC	178
VII.1	Répartition des sites de mesure qui ne sont pas zone Entisols sur la carte géologique.	182
VII.2	Comparaison de la carte de la pédologie avec celle de la géologie.	184
VII.3	Image satellite du bassin versant prise en février 2002.	185
VII.4	Modifications de la carte pédologique selon l'image satellite	186
VII.5	Carte finale de la pédologie des sols.	187
VII.6	Les deux MNT du bassin versant de Maheshwaram.	189
VII.7	Comparaison des altitudes des points de calage mesurées au DGPS avec celles données par les deux MNT.	189
VII.8	Comparaison du calcul de la SD avec le MNT filtré et celui non-filtré.	190
VII.9	SD calculée après la procédure "flooding".	191
VII.10	Directions cardinales et diagonales d'un pixel.	192
VII.11	Les sept attributs topographiques du bassin versant de Maheshwaram.	193
VII.12	Corrélations entre les teneurs granulométriques expérimentales à différentes profondeurs .	198
VII.13	Corrélations entre hE , hB et ZE , et les granulométries	199
VII.14	Comparaison de SD et $\ln(SD)$	201

VII.15	Effet des différentes valeurs de ϕ sur la classification en 6 classes des textures des sols et de l'altitude	204
VII.16	Schéma de la méthode utilisée afin de prédire les différentes caractéristiques expérimentales	205
VII.17	Agencements des CP de la Figure VII.5 selon les observations expérimentales hE , hB et ZE	207
VII.18	Coefficients de corrélation multiples débiaisés R^{*2} des modèles de prédiction linéaires multiples de hE , et coefficients de corrélations des résidus avec les variables d'entrée restantes .	209
VII.19	Coefficients de corrélation multiples débiaisés R^{*2} des modèles de prédiction linéaires multiples de hB , et coefficients de corrélations des résidus avec les variables d'entrée restantes .	211
VII.20	Agencements des CP de la Figure VII.5 selon les observations expérimentales $\%argile_0$, $\%sable_0$ et $\%gravier_0$	214
VII.21	Exemples de correction des coordonnées des sites expérimentaux	215
VII.22	Validations croisées des prédictions des profondeurs d'horizons et des granulométries de surface	218
VII.23	Agencement des CP afin de prédire $\%argile_{20}$	220
VII.24	Validations croisées des prédictions des granulométries en profondeur	223
VIII.1	Les trois photos satellites du bassin versant prise par le satellite IRS.	226
VIII.2	Carte de l'occupation des sols en Rabi (NRSA).	227
VIII.3	Carte corrigée de l'occupation des sols en Rabi (février 2003).	228
VIII.4	Calcul hiérarchisé des granulométries moyennes de l'horizon B et de la partie poreuse isotrope de l'horizon C	230
VIII.5	Choix du nombre de classes c optimum de la carte des sols.	232
VIII.6	Carte de texture des sols, avec 18 classes.	232
VIII.7	Validation de la carte de texture des sols aux 18 classes	234
VIII.8	Carte de texture des sols, avec 29 classes.	237
VIII.9	Validation de la carte de texture des sols aux 29 classes	238
VIII.10	Carte de texture des sols, avec 72 classes	240
VIII.11	Validation de la carte de texture des sols aux 72 classes	241
VIII.12	Les <i>Representative Elementary Watershed</i> (REWs) du bassin versant de Maheshwaram correspondant à l'ordre de Strahler (1964) de 1.	242
VIII.13	Les 3171 <i>Representative Elementary Columns</i> (RECs) du bassin versant de Maheshwaram. .	244
VIII.14	Découpage vertical en 20 <i>Cellules</i> des RECs	245
IX.1	Comparaison des paramètres hydrodynamiques de forme estimés uniquement avec 3 coupures granulométriques à ceux estimés avec plusieurs coupures granulométriques	252
IX.2	Comparaisons entre l'ajustement de $F_{HP}(d)$ avec uniquement trois coupures granulométriques à celui avec plusieurs coupures granulométriques	253
IX.3	Régression entre K_s et \hat{L} , et entre \hat{L} et h_{bc}	255
IX.4	Agencement des unités pédologiques afin de prédire \hat{L}	256
IX.5	Évolution de \hat{L} selon la profondeur	257
IX.6	Validations croisées des prédictions de K_s et h_{bc}	258

IX.7	Comparaison des prédictions de K_s et h_{bc} par les fonctions de pédotransfert de Cosby <i>et al.</i> (1984) et Rawls et Brakensiek (1985)	258
X.1	Pluviogramme du 6 août 2001.	262
X.2	Courbe de la précipitation cumulée et hyétogramme expérimentaux du 6 août 2001.	263
X.3	Exemples de hyétogrammes expérimentaux de 2001.	264
X.4	Modèle du hyétogramme	265
X.5	Exemples d'ajustements à quelques hyétogrammes de 2001.	266
X.6	Les deux corrélations les plus importantes dans le jeu des quatre paramètres du hyétogramme et le cumul journalier.	266
X.7	Confrontations des intensités pluvieuses prédites aux valeurs ajustées	267
X.8	Réseau de suivi pluviométrique de 2002 et 2003.	268
X.9	Cumuls de la pluie du 1er juin au 31 octobre	269
X.10	Comparaisons des cumuls journaliers mesurés à la station météorologique à ceux relevés par les volontaires.	270
X.11	Évolution du terme de stress hydrique en fonction de la pression manométrique h de l'eau dans le sol	272
X.12	Vitesse journalière du vent.	274
X.13	Données météorologiques journalières de Maheshwaram utilisées dans la formulation de Penman-Monteith.	276
X.14	Évapotranspiration de référence estimée par la méthode de Penman-Monteith	277
X.15	Carte du développement végétal.	280
X.16	Carte d'occupation des sols en Rabi (février 2003), corrigée selon la carte du développement végétal	281
X.17	Évolution du LAI pour différentes unités de la carte d'occupation des sols	285
X.18	Évolution du LAI pour les unités $Mixtes1 + Mixtes2$, $Riz1 + Riz2$ et $Riz1 + Mixtes2$ de la carte d'occupation des sols	286
XI.1	Approximation du stock par la somme d'aires de trapèzes (mesure du 12/09/02 au site SN1).	297
XI.2	Schéma des cinq colonnes de sol contenant les tubes d'accès de la sonde à neutrons	298
XI.3	Évolutions de janvier 1998 au 31 décembre 2003 des stocks d'eau simulés.	299
XI.4	Comparaison des stocks expérimentaux aux stocks simulés	300
XI.5	Comparaison au tube SN5 du profil d'humidité du 21 octobre 2003	301
XI.6	Comparaison des variations de stocks.	302
XI.7	Comparaison des variations, après correction des stocks expérimentaux aux sites SN3, SN5 et SN6.	303
XI.8	Variation de la colonne 4 vs. SN4 après suppression des stocks expérimentaux de 2002.	304
XI.9	Variation de la colonne 5 vs. SN5 après correction des valeurs de λ et η	305
XI.10	Variation de la colonne 5 vs. SN5 après correction des valeurs de K_s	306
XI.11	Comparaison des variations aux sites SN1, SN3, SN4 et SN6, après correction des valeurs de λ et η	307

XI.12	Comparaison des variations aux sites SN1, SN3, SN4 et SN6, en utilisant les pluies mesurées par les volontaires du bassin versant.	308
XI.13	Comparaison finale des stocks expérimentaux aux stocks simulés.	310
XII.1	Les flux de percolation D_c , d'évaporation E_c et de transpiration T_c de chaque REC, cumulés de janvier 1998 à décembre 2003	316
XII.2	Cumuls moyens du bassin versant, du 01/06/2001 au 31/12/2003.	317
XII.3	Cumuls du 01/06/2001 au 31/12/2003 de la percolation et de l'évaporation selon la classe de texture.	318
XII.4	Diffusion capillaire $Dif(\Theta)$ des horizons E et B des différentes classes de texture.	319
XII.5	Moyenne glissante sur 5 jours de la profondeur du front d'évaporation.	320
XII.6	Comparaison des cumuls E_c , D_c et T_c des 3171 RECs (période du 01/06/2001 au 31/12/2003).	321
XII.7	Localisation dans le bassin versant de Maheshwaram des 25 IFP.	321
XII.8	Niveaux d'eau des IFP 7,9 et 13, mesurés à partir de la surface du sol, versus les cumuls de percolation des trois RECs correspondants.	322
XII.9	Augmentation des niveaux d'eau des IFP 7, 9 et 13 versus les variations de D_c	322
XII.10	Augmentation des niveaux d'eau de l'IFP n°7 versus les variations de D_c du REC n°671, auquel on a réduit θ_s de moitié.	323
XII.11	Rappel de la carte de texture des sols et de la carte d'occupation des sols.	323
XII.12	Distribution spatiale des cumuls du 01/06/2001 au 31/12/2003	324
XII.13	Différents termes du bilan hydrologique (du 01/06/2002 au 31/05/2003)	325
XII.14	Percolation cumulée D_c du 01/06/2002 au 31/05/2003 des 3171 RECs.	325
XII.15	Évolution temporelle du champ spatial du cumul D_c (période du 01/06/2002 au 31/05/2003).	327

Liste des tableaux

I.1	Deux modèles de régression pour les paramètres hydrodynamiques de Brooks et Corey	64
II.1	Répartition des grands groupes de sols pédologiques dans les unités cartographiques de la Figure II.18.	90
III.1	Synthèse des sites de mesure	97
III.2	Statistiques des mesures dans les dugwells de la base des horizons.	104
III.3	Statistiques par profondeur des résultats de l'analyse granulométrique.	109
III.4	Critères de classement des sites expérimentaux selon les propriétés texturales des ordres des sols.	110
III.5	Classement des sites expérimentaux selon les trois ordres taxonomiques de sol.	110
III.6	Statistiques par profondeur des résultats de l'analyse granulométrique des sols Alfisols, Inceptisols, Entisols et Tank.	112
III.7	Statistiques par profondeur des résultats de l'analyse granulométrique des sols des ensembles Alfisols, avec prise en compte de la part des graviers.	122
III.8	Statistiques des profondeurs des différents horizons	124
III.9	Classement des sites expérimentaux selon les cinq classes de sols Alfisols1, Alfisols2, Alfisols3, Inceptisols et Entisols.	126
III.10	Pourcentages de répartition des anciennes unités pédologiques dans les nouvelles.	128
IV.1	Statistiques des masses volumiques sèches expérimentales	133
IV.2	Statistiques des porosités expérimentales	135
IV.3	Statistiques des teneurs en eau volumiques à saturation expérimentales à la surface du sol .	137
IV.4	Localisation des tubes d'accès de la sonde à neutrons	140
V.1	Paramètres hydrodynamiques de forme des sols des 56 essais d'infiltration	159
V.2	Statistiques des paramètres hydrodynamiques de forme expérimentaux	161
V.3	Paramètres hydrodynamiques d'échelle K_s et h_{bc} des 56 essais d'infiltration	166
V.4	Statistiques des paramètres hydrodynamiques d'échelle K_s et h_{bc} expérimentaux.	167
VII.1	Classement des sites de mesure qui ne sont pas zone Entisols selon la lithologie.	183

VII.2	Variation des moyennes de % <i>gravier</i> en profondeur selon la lithologie	183
VII.3	Coefficients de corrélations entre les profondeurs des horizons	197
VII.4	Inter-corrélations des attributs topographiques.	200
VII.5	Corrélations entre les attributs topographiques et les profondeurs des horizons, et prédiction par régressions linéaires multiples des profondeurs des horizons	202
VII.6	Corrélations entre les attributs topographiques et la granulométrie en surface, et prédiction par régressions linéaires multiples de la granulométrie en surface	202
VII.7	Cycles de calcul des profondeurs \widetilde{hE} , \widetilde{hB} et \widetilde{ZE}	210
VII.8	Résumé des cycles de calcul de % <i>argile</i> ₀ , % <i>sable</i> ₀ et % <i>gravier</i> ₀	213
VII.9	Valeurs des coefficients de corrélation multiple après corrections des coordonnées des sites expérimentaux.	216
VII.10	Résumé des régressions linéaires multiples afin de prédire % <i>argile</i> ₂₀	219
VII.11	Résumé des régressions linéaires multiples de prédiction de la granulométrie en profondeur	221
VIII.1	Répartition des surfaces cultivées du bassin versant de Maheshwaram	229
VIII.2	Granulométries et profondeurs des horizons des 18 classes de texture des sols	243
IX.1	Statistiques des paramètres hydrodynamiques de forme λ et η des horizons des 18 classes de sol du bassin.	253
IX.2	Valeurs choisies, pour les différentes classes pédologiques, du ratio θ_s/ε selon l'occupation du sol	259
X.1	Comparaison des cumuls annuels des précipitations et de l'évapotranspiration de référence	278
X.2	Les trois calendriers culturels typiques	279
X.3	Index de développement végétal entre décembre 2002 et février 2003	280
X.4	Répartition des surfaces cultivées du bassin versant de Maheshwaram	282
X.5	Valeurs à maturation du coefficient cultural	282
X.6	Autres valeurs à maturation du coefficient cultural	283
X.7	Valeurs au stade de maturité du <i>LAI</i>	284
X.8	Durées des différents stades de développement végétal	284
X.9	Paramètres de l'extraction racinaire de Li <i>et al.</i> (2001)	286
X.10	Apports journaliers moyens de l'irrigation	287
XI.1	Profondeurs entre lesquelles sont calculés les stocks d'eau expérimentaux, ainsi que la position de la base des horizons E et B.	297
XI.2	Numéros des REC "contenant" les tubes d'accès de la sonde à neutrons, ainsi que leurs propriétés	297
XI.3	Profondeurs entre lesquelles sont calculés les stocks d'eau simulés, ainsi que la position de la base des horizons.	298
XI.4	Valeurs des λ et η de la colonne 5, estimées avec la fonction de pédotransfert de Tomasella et Hodnett (1998).	305
XI.5	Valeur du coefficient correctif des θ_s de chaque colonne.	309

XI.6	Valeurs du coefficient correctif de θ_s	312
XII.1	Cumuls des flux des trois années 2001, 2002 et 2003.	317
A.1	Paramètres hydrodynamiques de l'horizon E d'une rizière	349
A.2	Paramètres hydrodynamiques des classes de texture du bassin versant de Maheshwaram	350
A.3	Paramètres hydrodynamiques des horizons E et B des zones forestières	351
A.4	Paramètres hydrodynamiques des horizons E et B des zones de broussaille ou d'herbe haute	351
B.1	Paramètres hydrodynamiques des classes de texture du bassin versant de Maheshwaram, corrigés après calibration	354
B.2	Paramètres hydrodynamiques des horizons E et B des zones forestières, corrigés après calibration	355
B.3	Paramètres hydrodynamiques des horizons E et B des zones de broussaille ou d'herbe haute, corrigés après calibration	355

Liste des abréviations et symboles principaux

$\%argile$	Pourcentage expérimental de la part massique en argile
$\widetilde{\%argile}$	Pourcentage prédit de la part massique en argile
$\%limon$	Pourcentage expérimental de la part massique en limon
$\widetilde{\%limon}$	Pourcentage prédit de la part massique en limon
$\%sable$	Pourcentage expérimental de la part massique en sable
$\widetilde{\%sable}$	Pourcentage prédit de la part massique en sable
$\%gravier$	Pourcentage expérimental de la part massique en gravier
$\widetilde{\%gravier}$	Pourcentage prédit de la part massique en gravier
$\%argile_z$	Pourcentage expérimental de la part massique en argile à la profondeur z
$\widetilde{\%argile}_z$	Pourcentage prédit de la part massique en argile à la profondeur z
$\%limon_z$	Pourcentage expérimental de la part massique en limon à la profondeur z
$\widetilde{\%limon}_z$	Pourcentage prédit de la part massique en limon à la profondeur z
$\%sable_z$	Pourcentage expérimental de la part massique en sable à la profondeur z
$\widetilde{\%sable}_z$	Pourcentage prédit de la part massique en sable à la profondeur z
$\%gravier_z$	Pourcentage expérimental de la part massique en gravier à la profondeur z
$\widetilde{\%gravier}_z$	Pourcentage prédit de la part massique en gravier à la profondeur z
$\%G_z$	Un pourcentage granulométrique expérimental à la profondeur z i.e., $\%argile_z$, $\%limon_z$, $\%sable_z$ ou $\%gravier_z$
$\widetilde{\%G}_z$	Un pourcentage granulométrique prédit à la profondeur z i.e., $\widetilde{\%argile}_z$, $\widetilde{\%limon}_z$, $\widetilde{\%sable}_z$ ou $\widetilde{\%gravier}_z$
$\%G_{hB}$	Un pourcentage granulométrique moyen prédit de l'horizon B i.e., $\%argile_{hB}$, $\%limon_{hB}$, $\%sable_{hB}$ ou $\%gravier_{hB}$
$\widetilde{\%G}_{hC}$	Un pourcentage granulométrique moyen de la partie poreuse de l'horizon C i.e., $\widetilde{\%argile}_{hC}$, $\widetilde{\%limon}_{hC}$, $\widetilde{\%sable}_{hC}$ ou $\widetilde{\%gravier}_{hC}$
ε	Porosité du sol [L^3/L^3]
$\epsilon_{X Y_1, Y_2, \dots}$	Résidu de la régression de Y_1, Y_2, \dots en X
η	Paramètre hydrodynamique de forme de la courbe de conductivité hydraulique de Brooks et Corey (1964) [-]
Θ	Degré de saturation [-]
θ	Teneur en eau volumique du sol [L^3/L^3]
θ_0	Teneur en eau volumique initiale du sol [L^3/L^3]
θ_{gravi}	Teneur en eau volumique mesurée par gravimétrie (calibration sonde à neutrons) [L^3/L^3]
θ_r	Teneur en eau volumique résiduelle [L^3/L^3]
θ_s	Teneur en eau volumique à saturation du sol [L^3/L^3]
λ	Paramètre hydrodynamique de forme de la courbe de rétention en eau de Brooks et Corey (1964) [-]
$\xi_{X Y_1, Y_2, \dots}^{c, \phi}$	Résidu de la régression des c classes, définies avec le coefficient de flou ϕ , de Y_1, Y_2, \dots en X

ρ_d	Masse volumique sèche du sol [M/L ³]
ρ_s	Masse volumique des grains du sol [M/L ³]
τ	Tortuosité du sol [-]
φ	Coefficient de l'écoulement axisymétrique [-]
ϕ	Coefficient de flou (classification floue) [-]
Ψ	Transformée de Kirchhoff [L ² /T]
a_{jk}	Coefficients d'appartenance (classification floue) [-]
BRGM	Bureau de Recherches Géologiques et Minières
c	Nombre de classes floues (classification floue) [-]
c_p	Paramètre textural du sol du modèle de Brooks et Corey [-]
CEFIRES	Centre Franco-Indien de Recherche sur les Eaux Souterraines
CNTP	Conditions normales de température et de pression, <i>i. e.</i> 18 °C et 1 bar
<i>COH</i>	Convexité horizontale (attribut topographique)[1/L]
<i>COV</i>	Convexité verticale (attribut topographique) [1/L]
<i>CP</i>	Six classes pédologiques rasters Alfisols1, Alfisols2, Alfisols3, Inceptisols, Entisols et les Tanks.
CV	Coefficient de variation [-]
$D_c(t)$	Cumul de percolation à l'instant t [L]
<i>Diff</i>	Diffusion capillaire de l'eau dans le milieu poreux [L ² /T]
d	Diamètre de la particule de la phase solide [L]
d_g	Paramètre d'échelle de diamètre de particule du modèle de la courbe de distribution granulométrique cumulée de Haverkamp et Parlange (1986) [L]
DGPS	Système différentiel de positionnement global
Doubba matty	Horizon à la surface du sol qui est grossier, très clair et sableux (horizon E)
E'	Entropie de partition normalisée (classification floue) [-]
$E_c(t)$	Cumul de l'évaporation réelle à l'instant t [L]
E_M	Évaporation maximale du sol sous une canopée donnée [L/T]
E_R	Évaporation réelle du sol sous une canopée donnée [L/T]
Erra matty	Horizon de sols très rouge et argileux
ET_0	Évapotranspiration potentielle de référence [L/T]
ET_M	Évapotranspiration maximale d'une espèce végétale donnée [L/T]
$Ew_c(t)$	Cumul de l'évaporation sur la canopée à l'instant t [L]
$F(d)$	Fréquence cumulée d'occurrence des particules de diamètre inférieur ou égal à d [-]
$\hat{F}(\hat{d})$	Courbe expérimentale de $F(d)$ [-]
$F_{HP}(d)$	Modèle mathématique de Haverkamp et Parlange (1986) pour $F(d)$ [-]
$f(d)$	Fréquence d'occurrence des particules de diamètre égal à d [-]
f_{racine}	Fraction de densité racinaire présente dans les 10% supérieurs de la zone racinaire [-]
Galsou erra matty	Horizon de sols très grossiers, rouge et argileux
GB	Granite à biotite
GBL	Granite à biotite avec des intrusions de veines de pegmatite et de granite leucocrate
GL	Granite leucocrate

H	Charge totale de l'eau dans le sol [L]
h	Pression capillaire de l'eau [L]
h_1, h_2, h_{3a}	Cinq pressions du modèle de stress hydrique de Feddes <i>et al.</i> (1978) [L]
h_{3b}, h_4	
h_{bc}	Paramètre hydrodynamique d'échelle en pression de la courbe de rétention en eau Brooks et Corey (1964) [L]
h_g	Paramètre hydrodynamique d'échelle en pression de la courbe de rétention en eau van Genuchten (1980) [L]
h_{surf}	Charge d'infiltration à la surface du sol (condition limite de Dirichlet) [L]
hE	Profondeur expérimentale de la fin de l'horizon E [L]
\widetilde{hE}	Profondeur prédite de la fin de l'horizon E [L]
hB	Profondeur expérimentale de la fin de l'horizon B [L]
\widetilde{hB}	Profondeur prédite de la fin de l'horizon B [L]
$I(t)$	Infiltration cumulée d'eau à la surface du sol [L]
$\widehat{I}(t)$	Courbe expérimentale de $I(t)$
$I_\infty(t)$	Infiltration cumulée d'eau à la surface du sol aux temps longs [L]
$I_1(t)$	Infiltration cumulée d'eau mono-dimensionnelle à la surface du sol [L]
$I_3(t)$	Infiltration cumulée d'eau axisymétrique à la surface du sol [L]
$i(t)$	Flux d'infiltration d'eau instantané à la surface du sol [L/T]
i_∞	Flux d'infiltration asymptotique [L/T]
i_1	Flux d'infiltration d'eau instantané mono-dimensionnel à la surface du sol [L/T]
ICRISAT	International Crop Research Institute for the Semi-Arid Tropics
IT	Indice topographique (attribut topographique) [-]
K	Conductivité hydraulique du sol [L/T]
K_0	$K(\theta_0)$, conductivité hydraulique initiale du sol [L/T]
K_c	Coefficient cultural [-]
K_s	Conductivité hydraulique à saturation du sol, paramètre hydrodynamique d'échelle [L/T]
k_M	Paramètre du modèle de la courbe de distribution granulométrique cumulée de Haverkamp et Parlange (1986) [-]
k_m	Paramètre du modèle capillaire pour la courbe de rétention en eau ou de conductivité hydraulique de van Genuchten (1980) [-]
Kharif	Saison de la mousson
\widehat{L}	Capacité d'infiltration expérimentale du sol [L/T]
LAI	Leaf Area Index [-]
LP	Longueur de pente (attribut topographique) [L]
LTHE	Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement
M	Paramètre de forme du modèle de la courbe de distribution granulométrique cumulée de Haverkamp et Parlange (1986) [-]
m	Paramètre hydrodynamique de forme de van Genuchten (1980) [-]
m_{grav}	Fraction en gravier, égale à $\%_{gravier}/100$ [-]
Marrum matty	Horizon supérieur des isaltérites

MNT	Modèle Numérique de Terrain
N	Paramètre de forme du modèle de la courbe de distribution granulométrique cumulée de Haverkamp et Parlange (1986) [-]
n	Paramètre hydrodynamique de forme de van Genuchten (1980) [-]
Nala matty	Horizons de sols grisâtres des zones d'accumulation d'écoulement
NGRI	National Geophysical Research Institute
$P_c(t)$	Cumul des précipitations à l'instant t [L]
P_f	Index de performance du flou (classification floue) [-]
PL	Pente locale (attribut topographique) [-]
POWER	Planner Oriented Watershed modeling system for Environmental Responses
q	Flux d'eau de Darcy [L/T]
R^2	Coefficient de corrélation multiple [-]
R^{*2}	Coefficient de corrélation multiple débiaisé [-]
Rabi	Saison hivernale sur le bassin versant de Maheshwaram
REC	Representative Elementary Columns
REW	Representative Elementary Watershed
S	Sorptivité du milieu poreux [L/\sqrt{T}]
Saoudou matty	Sol caractérisé par la présence de calcite en surface
SD	Surface drainée (attribut topographique) [L^2]
SIG	Système d'Information Géographique
$St_{z_1}^{z_2}$	Stock d'eau de la tranche de milieu poreux isotrope comprise entre les profondeurs z_1 et $z_2 > z_1$ [L]
$T_c(t)$	Cumul de la transpiration réelle à l'instant t [L]
T_M	Transpiration maximale (i.e., potentielle) d'une espèce végétale donnée [L/T]
T_R	Transpiration réelle d'une espèce végétale donnée [L/T]
t	Temps [T]
USDA	Unites States Department of Agriculture
VER	Volume Élémentaire Représentatif
VQ	Veine de quartz
w	Teneur en eau massique [M/M]
w_0	Teneur en eau massique initiale [M/M]
w_s	Teneur en eau massique à saturation [M/M]
Z	Altitude (attribut topographique) [L]
z	Profondeur lue dans l'axe de direction verticale, orienté positivement vers le bas et d'origine le niveau du sol [L]
z_{racine}	Profondeur racinaire maximale de la plante [L]
ZE	Profondeur expérimentale de la fin de la zone d'étude [L]
\widetilde{ZE}	Profondeur prédite de la fin de la zone d'étude [L]
ZNS	Zone Non-Saturée

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Importance de l'étude de la zone non-saturée à l'échelle hydrologique

Le besoin de modéliser les ressources en eau a été ressenti pour la première fois au début des années 70 avec les premiers constats des impacts négatifs causés par les activités humaines sur le cycle hydrologique. À l'heure actuelle, différents indicateurs environnementaux (e.g., pollution des eaux de surface et souterraines, érosion et désertification, tendance au réchauffement climatique global) sont assez pessimistes. Il est de ce fait apparu nécessaire d'intégrer dans la politique de développement l'impact sur l'environnement et plus particulièrement sur la ressource en eau.

La *Zone Non-Saturée* (ZNS) en eau du sol, zone souterraine comprise entre la surface du sol et la surface piézométrique des nappes, est l'interface de contact entre l'atmosphère et les aquifères et, de ce fait, son étude est primordiale à la modélisation des ressources en eau. La Figure 1 schématise le bilan hydrologique à travers la ZNS : à la surface du sol, la lame d'eau de pluie P se répartit en un terme I d'infiltration dans le sol et en un terme de ruissellement de surface $R1$; une partie de la quantité d'eau infiltrée I se déplace alors de façon latérale dans la ZNS selon la pente (écoulement latéral non-saturé $R2$), une autre est reprise par évaporation dans l'atmosphère (terme E) et par extraction racinaire de la végétation (quantité d'eau principalement évacuée dans l'atmosphère par transpiration, terme T) ; une portion de la quantité d'eau infiltrée restante s'accumule dans le milieu non-saturé et l'autre portion percole par gravité dans les nappes (terme I_{eff}).

Le sol de la ZNS est un réservoir non-négligeable en eau douce, puisqu'il alimente toute la végétation. La capacité de rétention en eau de l'ensemble des sols du globe est du même ordre de grandeur que celle de tous les lacs et la quantité d'eau absorbée est environ égale au tiers de celle retenue dans les lacs. La quantité d'eau totale présente dans les sols et les aquifères dépasse d'environ deux ordres de grandeurs la quantité d'eau douce de surface (Kutílek et Nielsen, 1994).

Enfin, la ZNS joue également un rôle crucial dans le transfert des polluants, qu'ils soient d'origine agricole, industrielle ou urbaine. La concentration à laquelle une pollution de surface atteint la nappe est dépendante principalement des caractéristiques de la ZNS, cette dernière pouvant jouer le rôle de

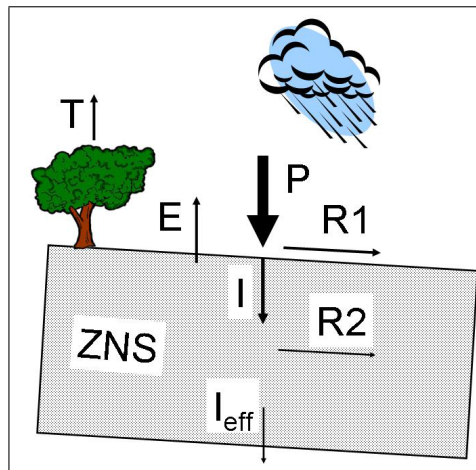


FIG. 1: Schéma du bilan hydrologique dans la ZNS.

tampon.

Le contexte particulier de l'Inde

Le développement d'outils de gestion de la ressource en eau à l'échelle du bassin versant est stratégique pour l'Inde, qui a basé son autosuffisance alimentaire (la "révolution verte") sur l'irrigation à partir des eaux souterraines. Les informations actuellement disponibles laissent en effet supposer une surexploitation de la ressource qui va se traduire, à court ou moyen terme, par une diminution drastique des prélèvements possibles. L'utilisation de modèles adaptés à ce contexte hydrogéologique permet de déterminer la durabilité des pratiques actuelles et d'envisager les alternatives en matière de gestion de l'eau.

C'est dans cette optique d'élaboration de modèle hydrogéologique à grande échelle qu'a été créé le *CEntre Franco-Indien de Recherche sur les Eaux Souterraines* (CEFIREs), issu de la coopération entre le *Bureau de Recherches Géologiques et Minières* (BRGM) et le *National Geophysical Research Institute* (NGRI), centre national de recherche indien en sciences de l'environnement. Le CEFIREs est localisé au sein du NGRI à Hyderabad, capitale de l'État de l'Andhra Pradesh, qui se trouve être un État très affecté par cette diminution critique des ressources en eau souterraine. Le centre a jusqu'à présent concentré ses activités de recherche principalement sur le bassin versant pilote de *Maheshwaram* situé au sud-est de Hyderabad, qui est bien représentatif des aquifères de socle du sous-continent indien et des problèmes qui s'y posent (surexploitation des ressources en eau, qualité des eaux souterraines etc.). La Figure 2 illustre la tendance du niveau de l'eau dans un puits de ce bassin versant, ce qui traduit l'évolution typique des niveaux piézométriques qui n'ont, de façon générale, pas cessé de diminuer.

Le CEFIREs a initié des travaux de recherche sur la ZNS afin de compléter son approche hydrogéologique du bassin versant de Maheshwaram. Le sujet de cette thèse fait partie de cette thématique de recherche en étudiant précisément les flux d'eau dans la zone poreuse isotrope de la ZNS du bassin, appelée zone d'étude. L'objectif est, partant de données d'entrée à la surface du sol, de fournir avec le modèle *Planner Oriented Watershed modeling system for Environmental Responses* (POWER) un flux d'échange

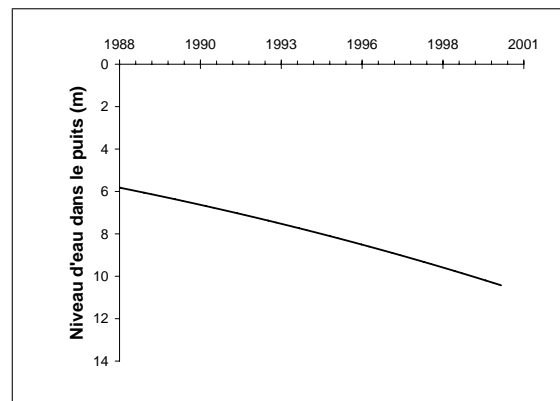


FIG. 2: Exemple de la tendance, depuis 1988, du niveau de l'eau dans un puits du bassin versant de Maheshwaram.

d'eau à la sortie de la zone d'étude (i.e., recharge par les pluies, recharge induite par l'irrigation).

Les recherches de ce doctorat se concentrent sur l'étude des caractéristiques du milieu poreux isotrope de la ZNS, sa paramétrisation et la modélisation des écoulements d'eau avec le modèle POWER. Les travaux seront articulés en quatre parties.

- **La première partie** est un rappel des bases théoriques de l'hydrologie de la ZNS. Elle présentera les équations et les propriétés que POWER utilise afin de simuler l'écoulement de l'eau dans le milieu poreux isotrope de la ZNS. Il s'en dégagera un jeu *de propriétés et de paramètres descriptifs* du milieu isotrope de la ZNS qu'il sera nécessaire de connaître afin de modéliser les écoulements, ce qui conduira à la partie suivante.
- **La deuxième partie** présentera les diverses expérimentations conduites afin d'estimer, sur certains sites du bassin versant de Maheshwaram, les propriétés et les paramètres descriptifs du milieu qui ont été identifiés dans la partie précédente.
- **La troisième partie** traitera de la préparation des données d'entrée de POWER. On commencera par exploiter les mesures ponctuelles de la partie précédente, notamment la spatialisation des observations expérimentales à l'échelle du bassin versant. On y compilera aussi les différentes données climatiques et de végétation (naturelle et cultivée).
- Enfin **la quatrième partie** abordera la modélisation des écoulements d'eau dans la couverture poreuse isotrope du bassin versant. Elle s'ouvrira sur la calibration de POWER et se terminera sur les simulations des moussons 2001 à 2003.

Première partie

RAPPELS THÉORIQUES

Principes de base de l'hydrologie de la zone non-saturée du sol

I.1. Qu'est-ce qu'un milieu poreux ?

Un *milieu poreux* est un système physique à deux phases complémentaires réparties de manière non-uniforme dans l'espace. Les constituants solides forment la *phase solide*, tandis que la *phase fluide* occupe les vides, appelés *pores* (Hillel, 1998). Le sol est un milieu poreux globalement isotrope.

I.1.1. Genèse du sol

Le sol est une très fine couche au contact avec l'atmosphère. Sa genèse est le produit (i) de l'*altération* de la roche sous-jacente, (ii) des phénomènes de *pédogenèse* et (iii) du dépôt éolien et/ou sédimentaire.

I.1.1.a. L'Altération des roches

La majeure partie des roches ne se forment pas à la surface mais en profondeur, sous des pressions et des températures élevées. Lorsque celles-ci se retrouvent à la surface par des phénomènes tectoniques ou volcaniques, elles ne sont plus en équilibre dans les nouvelles conditions de la surface et se désagrègent graduellement : l'altération est la réponse de la roche à un changement d'environnement. Il existe deux types d'altération qui peuvent se dérouler simultanément selon les conditions : l'altération mécanique et l'altération chimique.

L'altération mécanique est consécutive à l'action de forces physiques qui brisent la roche en des blocs, des agglomérats, des grains de plus en plus petits, sans pour autant en changer la composition minéralo-

gique. Parmi les exemples d'altération mécanique, citons (Gobat *et al.*, 1998) :

- l'éclatement dû au gel de l'eau, ce qui s'accompagne d'une augmentation de volume et fissure les roches ;
- l'expansion thermique consécutive aux changements journaliers de température importants (cas des déserts) ; et
- l'activité biologique de la faune (e.g., développement des racines des plantes).

L'altération chimique engendre le morcellement de la roche à la suite de réactions chimiques. Dans ce processus, les minéraux originaux de la roche, instables dans le nouvel environnement atmosphérique, sont transformés en d'autres minéraux stables. La présence d'eau est nécessaire aux trois types d'altérations chimiques suivantes :

- la dissolution des minéraux de la roche dans le solvant eau ;
- l'oxydation des fers composant la roche ;
- l'hydrolyse des minéraux de la roche, qui les transforme en d'autres composés et détruit la structure de la roche.

Signalons aussi l'action importante de la vie¹ dans la désagrégation chimiques des roches (e.g., actions des bactéries).

I.1.1.b. La pédogenèse des sols

Les produits de l'altération des roches situés près de la surface du sol sont soumis aux phénomènes de pédogenèse, c.-à.-d. aux mécanismes biologiques de la faune et l'accumulation de la matière organique, ce qui produit le sol. La phase solide de ce dernier est minérale, mais aussi organique, et est composée de particules fines (Paragraphe I.1.2.a ci-dessous).

Remarquons que le sol peut aussi être formé par accumulation d'un matériau transporté par les écoulements de surface qui a postérieurement sédimenté.

I.1.2. Représentation physique du milieu poreux

I.1.2.a. Les phases du milieu poreux

Le milieu poreux est composé de trois phases (Figure I.1) : phase solide, liquide et gazeuse. La phase solide, de volume V_s et de masse M_s , est composée de particules assimilées à des sphères de diamètre d et l'*United States Department of Agriculture* (USDA) les a classé selon leur dimension, cf. Figure I.2 (e.g., USDA, 1960) :

les particules fines avec un diamètre $d \leq 2000 \mu\text{m}$, et plus particulièrement

- les argiles avec des diamètres $d \leq 2 \mu\text{m}$,

¹Lire à ce propos les idées innovantes de la *Géophysiology* (e.g., Westbroek, 1998), science qui décrit la vie comme étant une force géologique majeure.

- les silts avec des diamètres $2 < d \leq 50 \mu\text{m}$,
- les sables avec des diamètres $50 < d \leq 2000 \mu\text{m}$;

les graviers avec un diamètre $d > 2000 \mu\text{m}$.

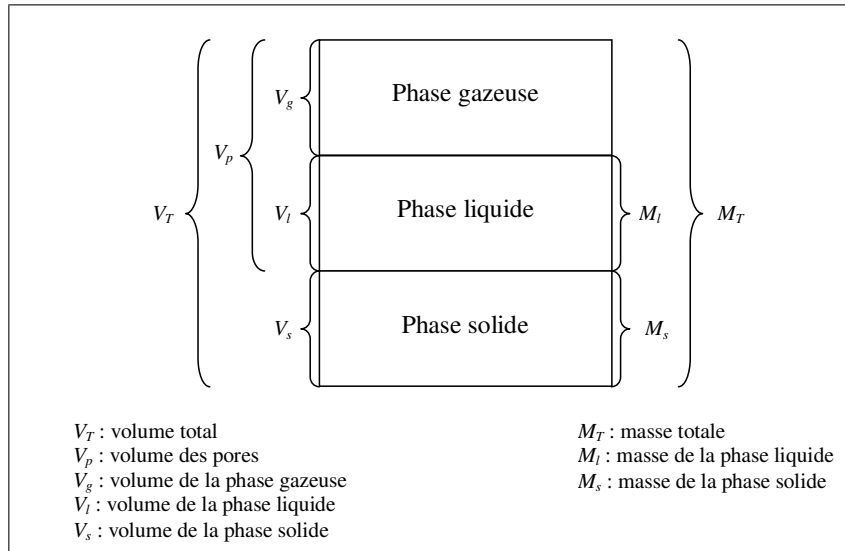


FIG. I.1: Les trois phases composant le milieu poreux (source : Hillel, 1998).

Connaissant la répartition des diamètres des particules solides composant le sol, information qui est donnée par la *courbe granulométrique*, la représentation dans le triangle textural de l'USDA (Figure I.3) conduit au classement du sol selon des classes texturales telles que *Sand*, *Loamy Sand*, *Sandy Clay Loam* etc. (USDA, 1960).

La phase liquide, de volume V_l et de masse M_l , est composée d'un liquide, qui sera de l'eau tout au long de cette étude. On la supposera pure (l'influence des éventuels minéraux dissous sera négligée), incompressible et non-influencée par les variations de température.

La phase gazeuse, de volume V_g et de masse négligeable, est composée d'un gaz, principalement l'air, qui se déplace à l'intérieur des pores avec une vitesse significativement plus rapide que l'eau. Pour simplifier, on suppose que le gaz est toujours à la pression atmosphérique. Le ratio entre la phase liquide et gazeuse est une caractéristique importante de la zone non-saturée. Par ailleurs, le volume occupé par l'eau et l'air, volume de la phase fluide, est égal au volume poral $V_p = V_l + V_g$.

I.1.2.b. Propriétés physiques du milieu poreux

La compréhension et l'étude du comportement hydrodynamique de l'eau dans le milieu poreux nécessite au préalable la caractérisation physique du milieu poreux, qui se fait au travers de différentes propriétés. Avant d'introduire ces propriétés, la notion de *Volume Élémentaire Représentatif* doit être définie.

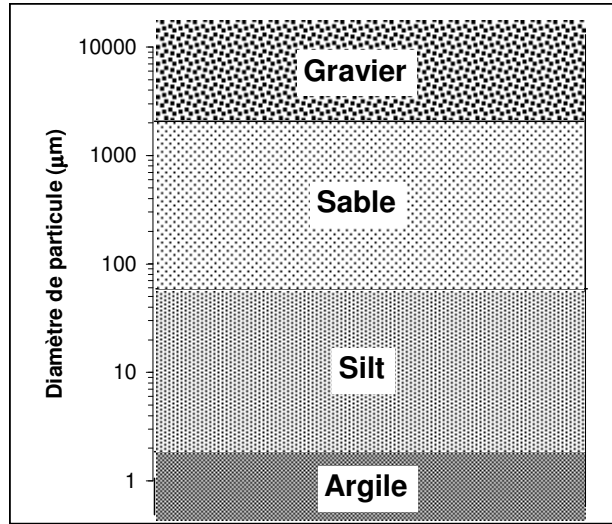


FIG. I.2: Classification de l'USDA des particules selon leur diamètre d (source : USDA, 1960).

Le Volume Élémentaire Représentatif (VER) est l'unité de volume suffisamment grande de sorte que le milieu puisse être considéré comme continu, où les propriétés décrites ci-après soient uniformes et où l'écoulement puisse être décrit par le produit d'un coefficient de transfert avec un gradient d'énergie (e.g., Bear, 1972). Dans ce travail de recherche, les volumes de milieu poreux considérés seront toujours supposés supérieurs ou égaux au VER.

La masse volumique des grains ρ_s [M/L³] est la masse des grains solides M_s divisée par le volume de la phase solide V_s (e.g., Hillel, 1998) :

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s}. \quad [\text{I.1}]$$

Lorsque le milieu poreux est principalement minéral et composé de grains de quartz, ce qui va être supposé par la suite dans cette étude, $\rho_s = 2,65 \text{ g/cm}^3$.

La masse volumique sèche ρ_d [M/L³] est le rapport entre la masse des grains solides M_s et le volume total du milieu poreux V_T (e.g., Hillel, 1998) :

$$\rho_d = \frac{M_s}{V_T}. \quad [\text{I.2}]$$

Les valeurs de ρ_d pour les sols se situent généralement dans l'intervalle $1 \leq \rho_d \leq 2 \text{ g/cm}^3$. Les sols très poreux ont de faibles valeurs de ρ_d .

La porosité ε [L³/L³] du milieu poreux est le rapport entre le volume de la phase poreuse V_p et le volume total du milieu poreux V_T (e.g., Hillel, 1998) :

$$\varepsilon = \frac{V_p}{V_T}. \quad [\text{I.3}]$$

La combinaison de [I.1], [I.2] et [I.3] conduit à l'expression de ε en fonction de ρ_d (e.g., Hillel, 1998) :

$$\varepsilon = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s}. \quad [\text{I.4}]$$

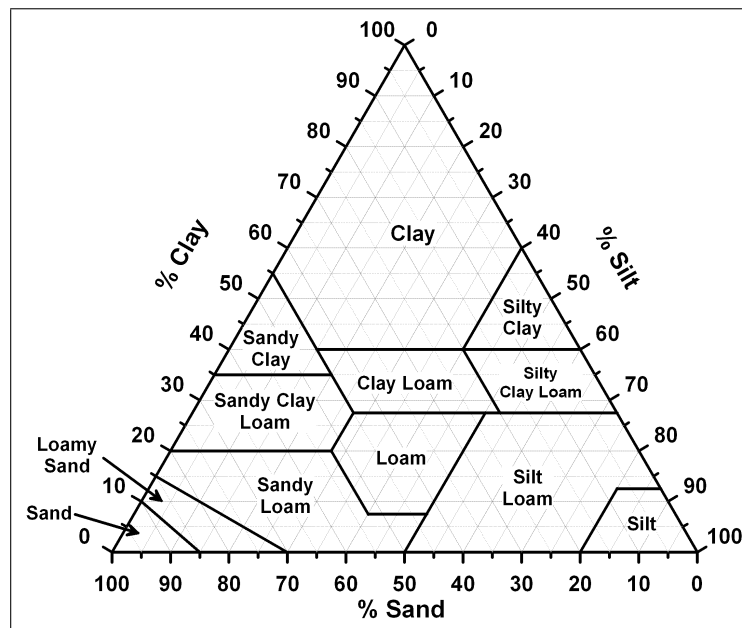


FIG. I.3: Triangle textural de l'USDA (source : USDA, 1960).

Les valeurs de la porosité d'un sol sont en général dans l'intervalle $0.24 \leq \varepsilon \leq 0.62$.

I.1.3. Notions de texture et de structure du milieu poreux

I.1.3.a. Texture du milieu poreux

La texture du milieu poreux dépend de la distribution de la taille des particules le constituant. La courbe granulométrique, qui situe un sol dans le triangle textural de l'USDA, est un indicateur de texture du sol. La Figure I.4 contient un schéma d'illustration : les deux sols ont une texture identique puisqu'ils sont constitués par des particules de même dimension, bien que celles-ci soient arrangées de façon différente.

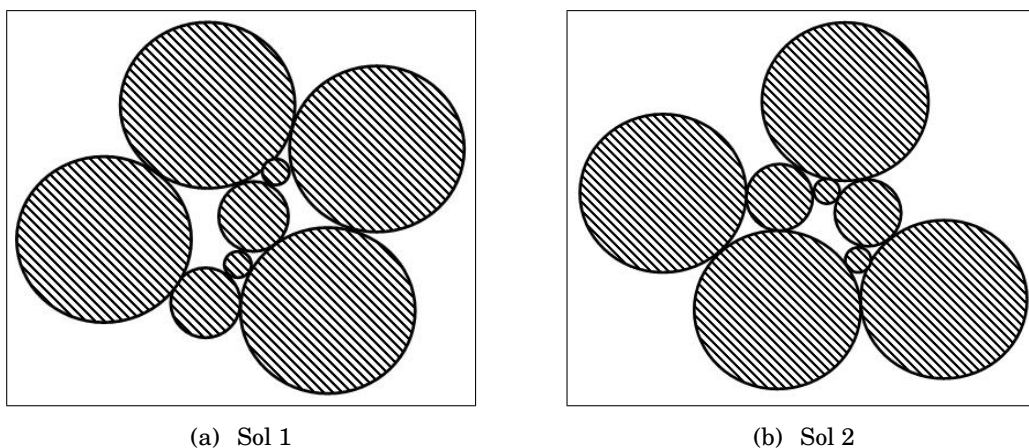


FIG. I.4: Deux exemples schématiques d'arrangement de particules de deux sols de même texture, mais de structure différente.

La texture du milieu poreux résulte en partie de l'action de processus lents et à grandes échelles spatiales, comme l'altération des roches. Par conséquent, **c'est une caractéristique quasi-statique dans le temps dont l'échelle de variation spatiale est celle du paysage.**

La masse volumique des grains solides ρ_s est un exemple de propriété du milieu poreux dépendant de la texture.

I.1.3.b. Structure du milieu poreux

La structure du milieu poreux décrit l'arrangement relatif des particules qui forment la matrice solide. Si l'on revient au schéma de la Figure I.4, les deux sols sont constitués par les mêmes particules, ils ont donc une texture identique, mais agencées de façon différentes, i.e., leurs structures sont dissemblables.

La structure est dépendante de l'histoire du sol, de ce à quoi il a été soumis : elle est très influencée par les activités humaines (pratiques agricoles, urbanisation, industrialisation) ou encore les activités de la faune et de la flore. **C'est une caractéristique du milieu variable dans le temps dont l'échelle de variation spatiale est celle du VER.**

La porosité ε , ou encore la masse volumique sèche ρ_d , est fortement dépendante de la structure.

I.2. Caractérisation hydraulique du milieu poreux

I.2.1. Les teneurs en eau

Deux teneurs en eau sont définies : celle massique et celle volumique.

La teneur en eau massique w [M/M] est le rapport entre la masse de phase liquide M_l et la masse des grains solides M_s (e.g., Hillel, 1998), cf. Figure I.1 :

$$w = \frac{M_l}{M_s}. \quad [\text{I.5}]$$

La teneur en eau volumique θ [L³/L³] est le rapport entre le volume de la phase liquide V_l et le volume total du milieu poreux V_T (e.g., Hillel, 1998) :

$$\theta = \frac{V_l}{V_T}. \quad [\text{I.6}]$$

Elle varie de 0, lorsque le volume de la phase liquide est nul, à θ_s , *teneur en eau volumique du milieu saturé en phase liquide*. La valeur de θ_s est bornée par la porosité ε : au maximum la phase liquide remplit tout le volume des pores V_p , et ainsi dans ce cas extrême $\theta_s = \varepsilon$. Cependant, il est observé expérimentalement que même lorsque le milieu poreux est saturé en phase liquide, il reste toujours des pores remplis d'air,

c'est à dire $\theta_s < \varepsilon$. C'est en particulier le cas lorsque l'infiltration du liquide se fait rapidement ou sous une charge positive (essai d'infiltration). Rogowski (1971) a trouvé statistiquement sur un ensemble de 800 sols que $0.8 \leq \theta_s/\varepsilon \leq 1$.

Les teneurs en eau massique et volumique sont reliées à travers une relation faisant intervenir la masse volumique sèche ρ_d et la masse volumique de l'eau ρ_l :

$$\underbrace{\frac{M_s}{V_T}}_{\rho_d} \times \underbrace{\frac{M_l}{M_s}}_w \times \underbrace{\frac{V_l}{M_l}}_{\frac{1}{\rho_l}} = \frac{V_l}{V_T} = \theta \quad [\text{I.7}]$$

Dans les conditions normales de température et de pression (CNTP) i.e., 18 °C et 1 bar, la masse volumique de l'eau ρ_l vaut 1 g/cm³. Aussi si toutes les masses sont exprimées en gramme et les volumes en cm³ et que l'on suppose être dans les CNTP, [I.7] devient :

$$\theta = w \cdot \rho_d \quad [\text{I.8}]$$

I.2.2. Potentiel de l'eau dans le milieu poreux

La vitesse de l'eau se mouvant dans le sol étant particulièrement faible, son énergie cinétiques est négligeable. Son énergie totale est donc celle de l'énergie potentielle Φ , qui s'exprime selon cinq termes (e.g., Kutílek et Nielsen, 1994) :

$$\Phi = \phi_g + \phi_c + \phi_o + \phi_a + \phi_e \quad [\text{I.9}]$$

avec ϕ_g le *potentiel gravitationnel*, ϕ_c le *potentiel capillaire ou matriciel*, ϕ_o le *potentiel osmotique*, ϕ_a le *potentiel pneumatique* et ϕ_e le *potentiel d'enveloppe*. Le potentiel osmotique ϕ_o exprime un gradient de concentration en éléments chimiques de l'eau du milieu poreux comparé à l'eau pure ; il sera supposé nul par la suite (hypothèse d'eau pure). Le potentiel pneumatique ϕ_a traduit un gradient entre la pression de l'air à l'intérieur des pores et celle de l'atmosphère. Le potentiel d'enveloppe ϕ_e fait référence à l'action de la pression mécanique externe exercée par le milieu sus-jacent, transmise par le film d'eau enveloppant les particules. Ces deux derniers potentiels ϕ_a et ϕ_e seront eux aussi supposés nuls par la suite.

Ainsi, on ne tiendra compte que du potentiel gravitationnel ϕ_g et du potentiel matriciel ϕ_c . L'unité du potentiel est une énergie (des joules [M · L²/T²]) sur une unité de quantité choisie (volume [L³], masse [M] ou poids [M · L/T²]). Exprimés en joule par unité de masse de l'eau Φ_M [L²/T²], ϕ_c et ϕ_g s'écrivent (e.g., Kutílek et Nielsen, 1994) :

$$\phi_c = g \cdot h, \quad [\text{I.10}]$$

$$\phi_g = -g \cdot z, \quad [\text{I.11}]$$

ce qui implique

$$\Phi_M = g \cdot (h - z). \quad [\text{I.12}]$$

avec g [L/T²] l'*accélération de pesanteur au niveau du sol*, z [L] la profondeur lue dans un repère où l'axe vertical est orienté positivement vers le bas et a pour origine le niveau du sol (cf. Paragraphe I.3.1) et h [L] la *pression manométrique de l'eau*. La pression h est par définition négative dans la zone non-saturée en eau, et positive ou nulle dans la zone saturée.

Lorsque le potentiel total est exprimé en énergie par unité de poids de l'eau Φ_P , ce qui va se faire par la suite, son unité se réduit à une longueur [L] et [I.12] s'écrit :

$$\Phi_P = H = h - z \quad [\text{I.13}]$$

définissant ainsi H [L] la *charge totale* ou potentiel total par unité de poids de l'eau. De cette définition, la pression h est aussi appelée par commodité potentiel matriciel (par unité de poids de l'eau).

Remarque Les considérations ci-dessus développées négligent l'influence du phénomène de gonflement du matériau poreux lorsque celui-ci est humidifié. Ce phénomène se produit pour certaines argiles en présence d'eau, en particulier les *Smectites*, où s'observe une diminution de la masse volumique sèche lorsque l'humidité augmente. Or, les milieux poreux étudiés seront dans l'ensemble assez sableux et composés principalement d'argile de type *Kaolinite*, ainsi on négligera ce phénomène de gonflement : **on supposera ainsi que le milieu poreux isotrope étudié est rigide.**

I.2.3. Les courbes de rétention en eau et de conductivité hydraulique

Différentes observations expérimentales ont montré que la pression et la conductivité hydraulique étaient liées à la teneur en eau volumique θ par deux relationnelles fortement non-linéaires, respectivement la *courbe de rétention en eau* $h(\theta)$ et la *courbe de conductivité hydraulique* $K(\theta)$. De nombreux auteurs (e.g., Gardner, 1958; Brooks et Corey, 1964; Brutsaert, 1966; van Genuchten, 1980) ont cherché à développer des modèles pour $h(\theta)$ et $K(\theta)$ afin de passer d'une description discrète des résultats expérimentaux à une description mathématique continue.

Afin de simplifier les écritures mathématiques qui vont suivre, le *degré de saturation* :

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad [\text{I.14}]$$

est utilisé dans les expressions mathématiques. La variable θ_r [L^3/L^3] est souvent appelée la *teneur en eau volumique résiduelle*, teneur en eau minimale pouvant exister dans le milieu poreux. Cette variable a été introduite par les différents auteurs afin d'ajuster de façon plus satisfaisante les modèles aux courbes de rétention en eau et de conductivité hydraulique expérimentales. C'est un artefact qui dépend des observations considérées, c.-à.-d. θ_r varie selon le nombre d'observations expérimentales examinées, donc elle n'a pas de sens physique, **elle sera ainsi considérée égale à zéro dans la suite.** En conséquence :

$$\Theta = \frac{\theta}{\theta_s} \quad [\text{I.15}]$$

et Θ varie dans l'intervalle [0,1].

I.2.3.a. Courbe de rétention en eau

Deux modèles sont particulièrement utilisés : celui de Brooks et Corey (1964) et celui de van Genuchten (1980).

Le modèle de Brooks et Corey de la courbe de rétention en eau s'écrit (Brooks et Corey, 1964) :

$$\begin{cases} \Theta = \left[\frac{h_{bc}}{h} \right]^\lambda & \text{pour } h < h_{bc} \\ \Theta = 1 & \text{pour } h_{bc} \leq h \leq 0 \end{cases} \quad [\text{I.16}]$$

avec h_{bc} [L] le paramètre d'échelle de pression et λ [-] le paramètre de forme de rétention de Brooks et Corey. L'allure de [I.16] se trouve sur la Figure I.5.

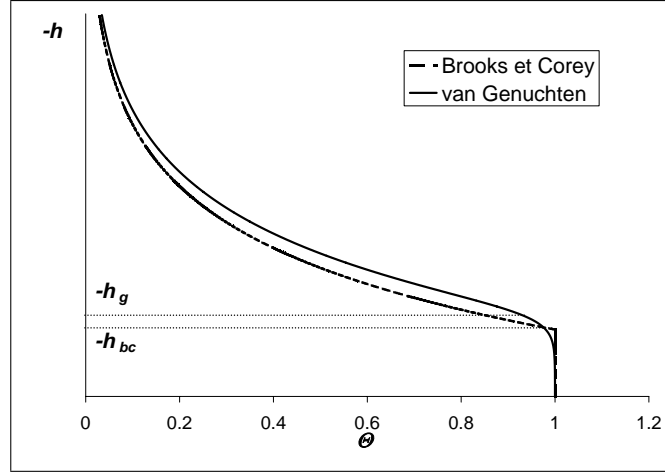


FIG. I.5: Allures en échelle semi-log des courbes de rétention en eau des modèles de Brooks et Corey (1964) et de van Genuchten (1980).

Le modèle de van Genuchten de la courbe de rétention en eau s'écrit (van Genuchten, 1980) :

$$\Theta = \left[1 + \left(\frac{h}{h_g} \right)^n \right]^{-m} \quad [\text{I.17}]$$

avec h_g [L] le paramètre d'échelle de pression, m et n [-] deux paramètres de forme de rétention de van Genuchten. Ces deux derniers sont liés par la relation

$$m = 1 - \frac{k_m}{n} \quad [\text{I.18}]$$

où k_m [-] est un réel, ainsi il est usuel d'évoquer le paramètre $m \cdot n$. L'allure de la courbe de rétention en eau de ce modèle se trouve sur la Figure I.5. La valeur de k_m varie en fonction du modèle capillaire choisi, e.g., le modèle de Mualem (1976) donne $k_m = 1$ et celui de Burdine (1953) conduit à $k_m = 2$.

Les comportements de la courbe de van Genuchten et de celle de Brooks et Corey sont différents dans la partie humide, mais deviennent similaires lorsque $-h$ est grand (Figure I.5) et, par conséquent, il a souvent été supposé dans la littérature que $m \cdot n = \lambda$ (e.g., Lenhard *et al.*, 1989; Morel-Seytoux *et al.*, 1996). Cependant, d'après [I.18], le produit $m \cdot n$ dépend du choix de k_m , alors que λ en est totalement indépendant, ce qui rend l'égalité $m \cdot n = \lambda$ infondée théoriquement. Haverkamp *et al.* (2005a) ont récemment démontré que $m \cdot n$ et λ sont en fait reliés selon :

$$\lambda = \frac{m \cdot n \cdot (m \cdot n + k_m)}{2 \cdot m \cdot n + k_m} \quad [\text{I.19}]$$

lorsque θ_r est prise égale à zéro. Dans le cas particulier où $k_m \gg m \cdot n$, [I.19] conduit effectivement à $\lambda \approx m \cdot n$. Après avoir adopté le modèle capillaire de Burdine ($k_m = 2$) et examiné la base de 660 sols de GRIZZLY (Haverkamp *et al.*, 1998a), Haverkamp *et al.* (2005b) estiment que $\lambda \approx m \cdot n$ lorsque $m \cdot n < 0.8$.

Remarque Les courbes de rétention en eau sont soumises au phénomène d'hystérésis, la courbe de rétention associée à une humidification du milieu poreux ne se confond pas avec la courbe associée au drainage du milieu. De nombreux auteurs ont étudié ce phénomène théoriquement important (e.g., Pouloussis, 1962; Mualem, 1974; Parlange, 1976; Haverkamp *et al.*, 2002), cependant son influence sur le terrain est généralement négligeable comparé à la variabilité spatiale propre des propriétés des sols ; on ne le prendra pas compte par la suite.

I.2.3.b. Courbe de conductivité hydraulique

L'allure de la courbe de conductivité hydraulique est représentée dans la Figure I.6. Cette dernière est très faible pour un sol sec, mais elle augmente assez subitement lorsque le sol est presque saturé.

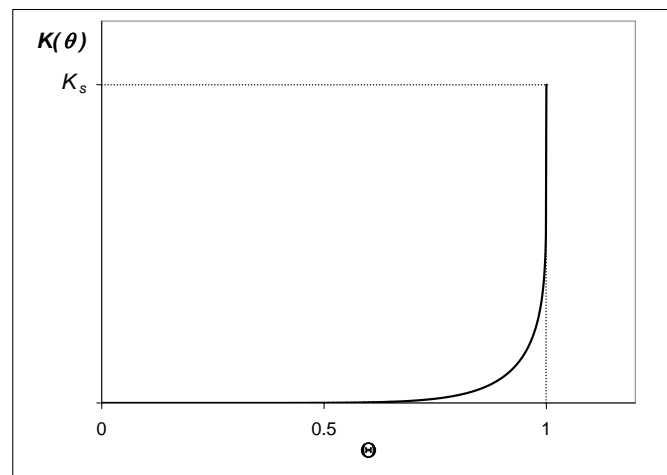


FIG. I.6: Allures schématique de la courbe de conductivité hydraulique.

Le modèle de Brooks et Corey de la conductivité hydraulique s'écrit (Brooks et Corey, 1964) :

$$\frac{K(\theta)}{K_s} = \Theta^\eta \quad [\text{I.20}]$$

avec K_s [L/T] la conductivité hydraulique à saturation, paramètre d'échelle, et η [-] le paramètre de forme de conductivité de Brooks et Corey.

Le modèle de van Genuchten de conductivité hydraulique s'écrit (van Genuchten, 1980) :

$$\frac{K(\theta)}{K_s} = \Theta^2 \cdot \left[1 - \left(1 - \Theta^{\frac{1}{m}} \right)^m \right] \quad [\text{I.21}]$$

lorsque le modèle capillaire de Burdine est choisi.

Comparaison des modèles de Brooks et Corey (1964) et de van Genuchten (1980) On vient de présenter les modèles de Brooks et Corey, et de van Genuchten, qui sont fréquemment utilisés afin de décrire mathématiquement les courbes de rétention en eau et de conductivité hydrauliques. La différence principale entre les deux modèles est que l'expression de la conductivité hydraulique de van Genuchten est basée sur le choix d'un modèle capillaire, ce qui n'est pas le cas du modèle de Brooks et Corey. Plus précisément, van Genuchten a calculé, en utilisant le modèle de Burdine (1953), la relation de la conductivité hydraulique [I.21] à partir de l'équation de rétention en eau [I.17]; il a aussi élaboré une autre expression de la conductivité hydraulique selon le modèle capillaire de Mualem (1976). L'avantage du modèle de van Genuchten est que la relationnelle $K(\theta)/K_s$ fait intervenir uniquement le paramètre de forme de rétention m , alors que le modèle de Brooks et Corey nécessite la connaissance d'un paramètre de forme de conductivité η supplémentaire au paramètre de forme de rétention λ . Cependant, l'expression de la conductivité hydraulique de van Genuchten [I.21] n'est valable que pour les sols particuliers décrits par le modèle capillaire de Burdine, l'utilisation d'un autre modèle capillaire (e.g., Childs et Collis-George, 1950; Millington et Quirk, 1961; Mualem, 1976) donnerait une relationnelle différente, donc le domaine d'application de [I.21] est très restreint. Par ailleurs, en comparant les différents modèles capillaires, il se trouve les paramètres η et λ de Brooks et Corey peuvent être reliés par la relation généralisée suivante :

$$\eta = \frac{2}{\lambda} + 2 + \tau \quad \text{[I.22]}$$

où τ [-] traduit la tortuosité du sol. Les valeurs de τ dépendent du modèle capillaire, i.e., $\tau = 0$ pour Childs et Collis-George (1950); $\tau = 1/2$ pour Mualem (1976); $\tau = 1$ pour Burdine (1953); $\tau = 4/3$ pour Millington et Quirk (1961).

I.2.3.c. Choix des paramètres hydrodynamiques explicatifs

En conséquence de ce qui vient d'être souligné, on utilisera dans la suite (i) soit le modèle [I.16] de Brooks et Corey, soit celui [I.17] de van Genuchten pour la courbe de rétention en eau, et (ii) le modèle [I.20] de Brooks et Corey pour la courbe de la conductivité hydraulique. Les expressions mathématiques évoquées font intervenir trois paramètres d'échelle (θ_s , h_{bc} ou h_g , et K_s) et deux de forme (λ ou $m \cdot n$, et η); ces cinq paramètres sont appelés *paramètres hydrodynamiques*. La valeur de η se calcule en fonction du paramètre de forme de la courbe de rétention en eau choisie : il s'évalue à partir de λ avec [I.22], ou à partir de $m \cdot n$ avec [I.19] puis [I.22]. Ainsi, le jeu choisi des paramètres hydrodynamiques est composé des quatre membres λ ou $m \cdot n$, h_{bc} ou h_g , θ_s et K_s .

I.3. Équations fondamentales de l'écoulement non-saturé dans le milieu poreux

Les relationnelles décrivant l'écoulement de l'eau dans la zone non-saturée sont obtenues par la combinaison de deux équations fondamentales : l'équation de Darcy généralisée et l'équation de continuité.

I.3.1. Système de coordonnées choisi

Dans le cours de cette étude, seront adoptés, selon les cas, les systèmes de coordonnées représentés sur la Figure I.7 : soit (i) le système de coordonnées cartésien direct (x, y, z) où le plan (x, y) horizontal est le niveau du sol, soit (ii) le système de coordonnées cylindrique (r, z) où la direction radiale r [L] est selon le plan horizontal. **Dans les deux systèmes de coordonnées, l'axe z est selon la direction verticale et est orienté positivement vers le bas, l'origine étant le niveau du sol.**

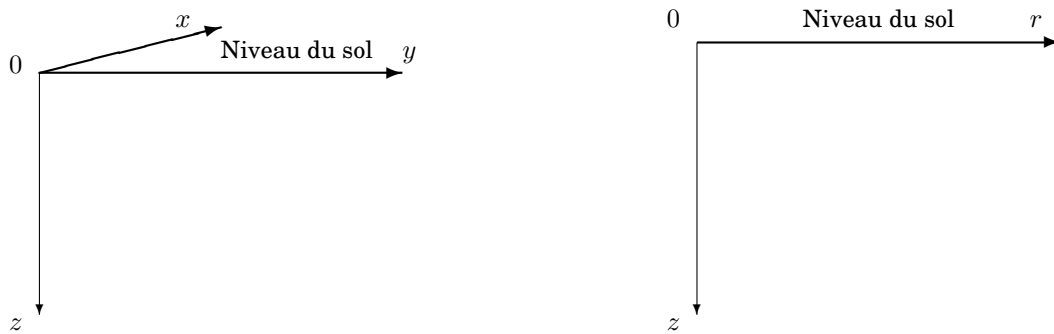


FIG. I.7: À gauche le système de coordonnées cartésien et à droite le système de coordonnées cylindrique choisis pour la représentation dans l'espace.

I.3.2. Équation de Darcy - Buckingham

La loi phénoménologique de Darcy fut introduite par Darcy (1856) pour un milieu poreux saturé et a ensuite été généralisée à la zone non-saturée par Buckingham (1907). Elle lie le flux d'eau q [L/T], c.-à.-d. le volume d'eau traversant une section unitaire par unité de temps, dans le milieu poreux à l'échelle du VER au gradient de la charge hydraulique H , moteur de l'écoulement :

$$\vec{q} = -K(\theta) \cdot \overrightarrow{grad(H)}. \quad [\text{I.23}]$$

Lorsque seuls les flux selon la direction "z" sont considérés, [I.23] devient :

$$q = -K(\theta) \cdot \frac{dH}{dz} = -K(\theta) \cdot \left(\frac{dh}{dz} - 1 \right) \quad [\text{I.24}]$$

I.3.3. Équation de continuité

L'équation de continuité traduit la conservation de la masse au niveau du VER et s'écrit :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -div(\vec{q}) \quad [\text{I.25}]$$

avec t [T] le temps.

En considérant l'écoulement mono-dimensionnel selon la verticale, [I.25] devient :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z}, \quad [\text{I.26}]$$

c'est à dire que la variation temporelle de la teneur en eau dans l'unité de volume considérée est égale à la différence entre le flux d'entrée et le flux de sortie.

I.3.4. Équation de l'écoulement

La combinaison de l'équation de Darcy généralisée [I.23] avec l'équation de continuité [I.25] conduit à l'équation de transfert :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div} \left(K(\theta) \cdot \overrightarrow{\text{grad}(H)} \right), \quad [\text{I.27}]$$

qui décrit entièrement l'écoulement dans le milieu poreux non-saturé.

Dans la suite, on va considérer l'expression du cas de l'écoulement vertical :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \cdot \left(\frac{dh}{dz} - 1 \right) \right]. \quad [\text{I.28}]$$

Cette dernière forme [I.28] de l'équation de transfert peut s'exprimer de différentes manières, selon le choix de la variable explicative.

I.3.4.a. Équation de Fokker-Planck

L'équation de transfert s'écrit en fonction de la teneur en eau volumique θ , cette forme est nommée équation de *Fokker-Planck* :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\underbrace{\text{Diff}(\theta) \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z}}_{\text{terme capillaire}} - \underbrace{K(\theta)}_{\text{terme gravitationnel}} \right] \quad [\text{I.29}]$$

avec

$$\text{Diff}(\theta) = K(\theta) \cdot \frac{dh}{d\theta} \quad [\text{I.30}]$$

la *diffusion capillaire* de l'eau dans le sol [L²/T]. De cette équation [I.29] se dégagent les deux composantes primordiales de l'écoulement vertical : la capillarité et la gravité.

Cependant cette écriture n'est pas adaptée à la description de l'écoulement dans un milieu saturé en eau. En effet, lorsque le milieu devient saturé, la teneur en eau reste constante et égale à θ_s , alors que la pression h continue à évoluer. Par conséquent, il est préférable, en remplacement, d'utiliser une version faisant intervenir la pression h .

I.3.4.b. Équation de Richards

On écrit cette fois-ci l'équation de l'écoulement [I.28] en fonction de h , ce qui conduit à l'équation de Richards (1931) :

$$C(h) \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \cdot \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad [\text{I.31}]$$

qui fait intervenir

$$C(h) = \frac{d\theta}{dh} \quad [\text{I.32}]$$

la *capacité capillaire* de l'eau dans le milieu poreux [L^{-1}].

L'équation de Richards est fortement non-linéaire à cause des dépendances de K et C avec θ , ce qui complique sa résolution numérique.

I.3.4.c. Utilisation de la transformée de Kirchhoff

Une autre écriture possible de l'équation de Richards est la suivante :

$$C(h) \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{\partial}{\partial z} \Psi(h) - K(h) \right] \quad [\text{I.33}]$$

où

$$\Psi(h) = \int_{-\infty}^h K(\bar{h}) \cdot d\bar{h} \quad [\text{I.34}]$$

est le potentiel du flux matriciel [L^2/T] (Gardner, 1958), qui est également appelé la *transformée de Kirchhoff*. Cette écriture est mixte puisqu'elle fait intervenir à la fois h et Ψ .

On peut dériver une écriture équivalente, en n'utilisant que Ψ comme variable explicative :

$$\Upsilon(\Psi) \cdot \frac{\partial \Psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{\partial}{\partial z} \Psi - K(\Psi) \right] \quad [\text{I.35}]$$

avec

$$K(\Psi) = \frac{d\Psi}{dh}$$

et

$$\Upsilon(\Psi) = \frac{d\theta}{d\Psi}.$$

L'avantage de la variable Ψ est de linéariser l'équation de l'écoulement. En effet, Ψ possède un comportement moins abrupte que h dans le domaine sec, comme l'illustre la Figure I.8 : lorsque le sol est sec, i.e., lorsque Θ est petit, une petite variation de Θ entraîne une variation très importante de h , alors que ce n'est pas le cas de Ψ , qui au contraire varie très peu dans le domaine sec. En terme de résolution numérique de l'équation de l'écoulement, qui nous intéresse dans ce travail dont le but est de modéliser les flux d'eau, ce fait a une importance capitale pour les sols du bassin considéré qui sont rarement saturés, e.g., il ne sera pas nécessaire de resserrer le maillage lorsque le sol devient sec.

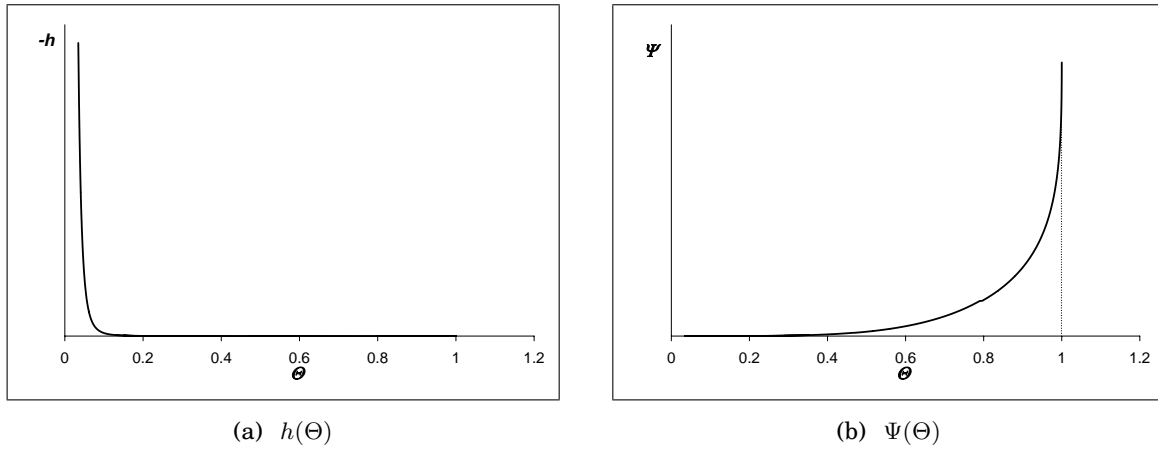
Dans le cas particulier où l'on utilise les modèles [I.16] et [I.20] de Brooks et Corey (1964) pour la courbe de rétention en eau et de conductivité hydraulique, Ψ peut s'exprimer simplement en fonction de h :

$$\begin{cases} \Psi(h) = \frac{K_s \cdot h_{bc}}{1-\lambda \cdot \eta} \cdot \left(\frac{h}{h_{bc}} \right)^{1-\lambda \cdot \eta} & \text{pour } h < h_{bc} \\ \Psi(h) = K_s \cdot \left[\frac{h_{bc}}{1-\lambda \cdot \eta} + (h - h_{bc}) \right] & \text{pour } h \geq h_{bc}, \end{cases} \quad [\text{I.36}]$$

ou en fonction de Θ :

$$\Psi(\Theta) = \frac{K_s \cdot h_{bc}}{1-\lambda \cdot \eta} \cdot \Theta^{\eta-1/\lambda} \quad \text{pour } \Theta < 1. \quad [\text{I.37}]$$

Les expressions de Ψ sont plus complexes (i.e., fonctions beta incomplètes) lorsque l'on utilise le modèle de van Genuchten (1980) pour la rétention en eau et celui Brooks et Corey pour la conductivité hydraulique.

FIG. I.8: Comparaison des allures de h et Ψ en fonction de Θ .

Ainsi, on va combiner l'utilisation de la transformée de Kirchhoff Ψ avec les modèles de Brooks et Corey pour la rétention en eau et la conductivité hydraulique, ce qui présente deux avantages majeurs lors de la résolution numérique de l'équation de l'écoulement : (i) l'équation de l'écoulement [I.35] avec Ψ s'intègre plus aisément que [I.29] ou [I.31] et (ii) Ψ se calcule simplement avec les modèles de Brooks et Corey. Puisque le paramètre η se calcule à partir de λ selon [I.22], le **jeu choisi des paramètres hydrodynamiques est composé des quatre membres λ , h_{bc} , θ_s et K_s** .

I.4. Intégration de l'équation de l'écoulement

L'intégration de l'équation de l'écoulement décrit le comportement hydrodynamique de l'eau dans le milieu poreux. Deux sortes de résolutions sont possibles : (i) analytique, avec une condition initiale particulière, ou (ii) numérique, avec une condition initiale générale. On présentera quelques-unes des solutions analytiques de l'infiltration à la surface du sol avant d'introduire la solution numérique sur laquelle s'appuie le modèle POWER.

I.4.1. Condition initiale et limite de la résolution analytique

La résolution analytique de l'équation de l'écoulement se fait selon un choix de conditions initiales et limites particulières. La condition initiale usuellement choisie dans la littérature est celle où le profil initial de teneur en eau θ est constant dans le milieu et égal à θ_0 , ce qui s'écrit mathématiquement :

$$\theta(z, t) = \theta_0 \quad \text{pour } t = 0 \text{ et } z \geq 0. \quad [\text{I.38}]$$

Deux catégories de condition limite existent : celle de *Dirichlet* et celle de *Neuman*. La première suppose qu'à la limite la condition est de type concentration. Dans le cas de l'infiltration, elle s'écrit

$$\left\{ \begin{array}{ll} \theta = \theta_1 \leq \theta_s & \text{pour } t > 0 \text{ et } z = 0 \\ \text{ou} & \\ h = h_1 & \text{pour } t > 0 \text{ et } z = 0, \end{array} \right. \quad [\text{I.39}]$$

où θ_1 et h_1 sont respectivement la teneur en eau et la pression imposée à la surface du sol. La condition de Neuman suppose qu'à la limite le problème est soumis à un flux q_1 , ce qui s'écrit dans le cas où la limite est la surface du sol $z = 0$:

$$q_1 = -K(\theta) \cdot \left(\frac{dh}{dz} - 1 \right) \quad \text{pour } t > 0 \text{ et } z = 0, \quad [\text{I.40}]$$

par égalisation de q_1 avec la valeur du flux de Darcy [I.24] en surface. Elle correspond au cas limite de l'évaporation à la surface du sol lorsque $q_1 < 0$, ou encore de l'infiltration de l'eau de pluie lorsque $q_1 > 0$.

Selon les situations, l'écoulement dans le sol peut se faire avec une alternance de condition limite de type Dirichlet ou Neuman. Prenons l'exemple d'un sol de conductivité hydraulique à saturation K_s , initialement sec, et soumis entre les instants $t = 0$ et $t = t_{fin}$ à une pluie d'intensité constante $q_1 > K_s$ (Figure I.9). On nomme *infiltrabilité* du sol à l'instant t , notée $i_0(t)$ [L/T], le flux d'infiltration de l'eau à la surface de ce sol lorsque l'infiltration se fait sous charge nulle (Hillel, 1971). Le flux $i_0(t)$, qui représente le flux maximal de l'eau pouvant s'infiltrer sous pression atmosphérique à l'instant t , est très important initialement, supérieur à q_1 , et décroît rapidement, devenant inférieur à q_1 , pour tendre vers une valeur constante égale à K_s ; on note t_{stag} l'instant tel que $i_0(t_{stag}) = q_1$. Lors de la pluie d'intensité q_1 , le flux d'infiltration de l'eau de pluie $i(t)$ à l'instant t évolue selon quatre phases temporelles (Figure I.9).

Lorsque $0 \leq t \leq t_{stag}$, on a $i(t) = q_1$ et la condition limite est de type Neuman, l'infiltration se faisant sous le flux q_1 .

Lorsque $t_{stag} < t \leq t_{fin}$, l'intensité de la pluie est supérieure à l'infiltrabilité du sol, i.e., le sol ne peut pas absorber toute l'eau de pluie et, si le ruissellement n'est pas possible, il se forme une lame d'eau stagnante d'épaisseur $h_{surf}(t)$. La condition devient cette fois-ci de type Dirichlet, l'infiltration se faisant sous la charge positive croissante $h_{surf}(t)$, i.e., $h(0, t) = h_{surf}(t)$ avec $dh_{surf}(t)/dt = q_1 - i(t) > 0$.

Lorsque $t_{fin} < t \leq t_{evap}$, la pluie s'est arrêtée mais la lame d'eau stagnante est toujours présente. La condition limite est de type Dirichlet et avec cette fois-ci la charge positive $h_{surf}(t)$ décroissante, $dh_{surf}(t)/dt = -i(t) < 0$, jusqu'à l'instant noté t_{evap} où la lame d'eau s'est totalement infiltrée.

Lorsque $t > t_{evap}$, l'écoulement se fait de nouveau avec une condition limite de type Neuman : un flux négatif d'évaporation q_{evap} s'applique à la surface du sol et $i(t) = q_{evap} \leq 0$.

I.4.2. Niveaux d'intégration de l'équation de l'écoulement

Le cas de l'écoulement mono-dimensionnel selon la verticale est traité pour plus de simplicité, cf. le diagramme de la Figure I.10 (Haverkamp *et al.*, 1998b), mais les notions dégagées sont les mêmes pour les cas tridimensionnels.

I.4.2.a. Le premier niveau d'intégration

La première intégration sur le temps t conduit au profil spatio-temporel de teneur en eau volumique dans le milieu poreux $\theta(z, t)$ (Figure I.10) et requiert :

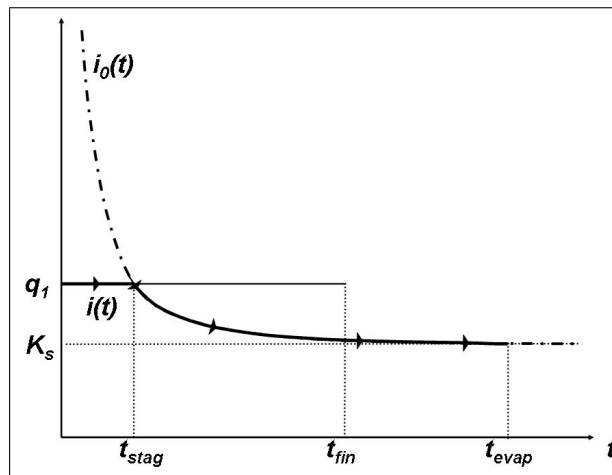


FIG. I.9: Exemple de l'infiltration dans le cas d'une pluie d'intensité constante $q_1 > K_s$. Les flèches indiquent les valeurs prises par $i(t)$.

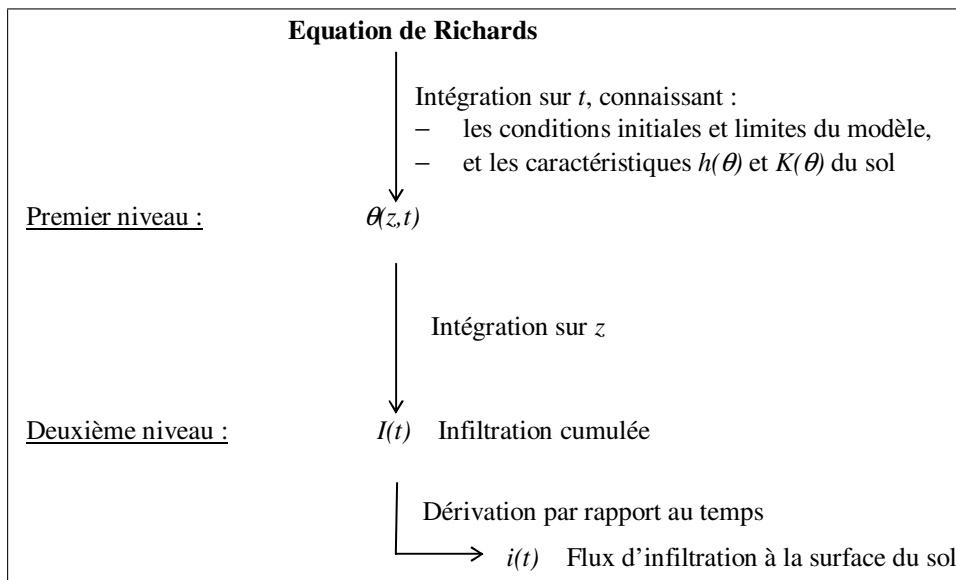


FIG. I.10: Schéma d'intégration de Richards (Haverkamp *et al.*, 1998b).

- la connaissance de la condition initiale [I.38] et à la limite ([I.39] ou [I.40]), soit deux paramètres ;
- la maîtrise des modèles de Brooks et Corey de la courbe de rétention en eau $h(\theta)$ et de la conductivité hydraulique $K(\theta)$ du sol, fonctionnelles intervenant dans l'écriture de l'équation de Richards, soit la connaissance des valeurs des quatre paramètres hydrodynamiques λ , h_{bc} , θ_s et K_s .

Cela fait au total de six paramètres à manipuler. À ce premier niveau d'intégration, $\theta(z, t)$ exprime le volume d'eau présent par volume de matériau poreux à la profondeur z et au temps t , ce qui traduit directement la capacité de rétention en eau du matériau $h(\theta)$.

I.4.2.b. Le deuxième niveau d'intégration

L'intégration suivante de $\theta(z, t)$ sur la profondeur z conduit au deuxième niveau d'intégration et calcule le stock d'eau dans le sol à l'instant t sur la tranche d'épaisseur $[0, z_f]$, où z_f est la profondeur du front d'infiltration. Cette seconde intégration de l'équation de Richards supprime un degré de liberté au système

et, en conséquence, ne requiert plus que la connaissance de cinq paramètres. Dans le cas de l'infiltration, l'accroissement de ce stock d'eau est égal à l'infiltration cumulée d'eau $I(t)$ [L] à l'instant t . La dérivation par rapport au temps de $I(t)$ calcule, à l'instant t , le flux d'infiltration à la surface du sol, noté $i(t)$.

I.4.3. Exemples de solutions analytiques particulières de l'équation de l'écoulement

De nombreuses solutions analytiques ont été développées par divers auteurs (e.g., Green et Ampt, 1911; Philip, 1957a; Talsma et Parlange, 1972; Haverkamp *et al.*, 1990). On évoquera d'abord les solutions extrêmes de Green, et Ampt et Talsma et Parlange, avant de considérer la solution de Philip.

I.4.3.a. Solutions extrêmes de Green et Ampt et Talsma et Parlange

Green et Ampt (1911) ont élaboré une solution 1D verticale en supposant que le profil d'humidification $\theta(z, t)$ est un échelon, où la zone humidifiée est saturée et se déplace verticalement "en piston". Cette solution, très souvent utilisée, a pour avantage d'être très simple et efficace. Talsma et Parlange (1972) ont quant à eux conçu une équation de l'infiltration 1D verticale en supposant que les valeurs de la diffusivité D et de la dérivé de la conductivité hydraulique $dK/d\theta$ augmentent rapidement et de façon similaire.

Les solutions particulières de Green et Ampt et de Talsma et Parlange sont des équations extrêmes du phénomène de l'infiltration : la solution de Green et Ampt correspond au cas où l'infiltration verticale ne se fait que sous l'effet de la gravité, alors que celle de Talsma et Parlange équivaut à une infiltration verticale contrôlée uniquement par la capillarité ; la courbe d'infiltration d'un sol "réel" se trouve entre ces deux extrêmes (Haverkamp *et al.*, 1998b).

Philip (1957a) a développé une solution particulière qui traite du cas de l'infiltration horizontale et introduit la *sorptivité*, qui est une caractéristique importante du sol.

I.4.3.b. Solution de Philip - notion de sorptivité

La solution de Philip est basée sur la séparation de l'infiltration en ses deux composantes : la gravité, d'une part, et la capillarité, d'autre part. Dans un premier temps, Philip (1957a) a intégré l'équation de Fokker-Planck [I.29] en négligeant la force gravitationnelle, c'est à dire en considérant une infiltration horizontale consécutive uniquement aux phénomènes de capillarité. Il a ensuite supposé que la véritable infiltration verticale se calcule à partir d'une correction de l'infiltration horizontale. Ses résultats montrent que cette correction est négligeable vers les temps initiaux de l'infiltration, que le cas de l'infiltration horizontale décrit bien l'initialisation de l'infiltration verticale, i.e., **les phénomènes de la capillarité prédominent sur ceux de la gravité aux temps initiaux de l'infiltration. L'expression de la lame**

d'eau infiltrée verticalement s'approxime aux temps initiaux par l'expression de l'infiltration horizontale.

Lorsque la force gravitationnelle est ignorée dans l'équation de Fokker-Planck [I.29], ce qui revient à considérer une infiltration uniquement horizontale, cette dernière s'écrit :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[Dif(\theta) \cdot \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] \quad [I.41]$$

avec x l'abscisse lue selon la direction horizontale (Figure I.7). Philip a considéré en condition initiale un profil de teneur en eau uniforme [I.38] et une condition à la limite de Dirichlet [I.39] avec la teneur en eau θ_1 imposée en $x = 0$. Sous ces conditions, [I.41] admet une solution de la forme $\theta(\chi)$ où χ est la *transformée de Boltzmann* :

$$\chi(\theta) = x \cdot t^{-1/2}. \quad [I.42]$$

L'intégration de $\chi(\theta)$ sur x conduit au deuxième niveau d'intégration, c.-à.-d. à l'infiltration horizontale cumulée à la surface I , qui s'écrit (Philip, 1957b) :

$$I_1(t) = S(\theta_0, \theta_1) \cdot \sqrt{t} \quad [I.43]$$

avec $I_1(t)$ l'infiltration mono-dimensionnelle à l'instant t et $S [L/\sqrt{T}]$ la *sorptivité* du milieu poreux définie selon :

$$S(\theta_0, \theta_1) = \int_{\theta_0}^{\theta_1} \chi(\theta) \cdot d\theta. \quad [I.44]$$

La sorptivité $S(\theta_0, \theta_1)$ est une caractéristique physique propre au sol qui traduit, lorsque la condition initiale est θ_0 et la condition limite est θ_1 , sa capacité à absorber de l'eau en absence de gravité.

Philip a ensuite généralisé l'expression de l'infiltration horizontale [I.43] au cas 1D vertical par le biais d'une série en \sqrt{t} et des coefficients correctifs :

$$I_1(t) = S(\theta_0, \theta_1) \cdot \sqrt{t} + \alpha_1 \cdot t + \alpha_2 \cdot t^{3/2} + \alpha_3 \cdot t^{5/2} + \dots \quad [I.45]$$

où les α_i sont les coefficients correctifs. Cependant cette série géométrique est divergente et donc elle n'est valable que pour un temps limité. On remarque que

$$\lim_{t \rightarrow 0} I_1(t) = S(\theta_0, \theta_1) \cdot \sqrt{t}. \quad [I.46]$$

c.-à.-d. que l'infiltration verticale égale l'infiltration horizontale aux temps initiaux.

Parlange (1975) a proposé une approximation très précise de [I.44] faisant intervenir la diffusivité Dif :

$$S^2(\theta_0, \theta_1) = \int_{\theta_0}^{\theta_1} [\theta_1 + \theta - 2 \cdot \theta_0] \cdot Dif(\theta) d\theta. \quad [I.47]$$

Cette équation [I.47] montre clairement que la valeur de $S(\theta_0, \theta_1)$ est fonction de la condition initiale θ_0 et à la limite θ_1 . Si on décompose la sorptivité de la façon suivante :

$$S(\theta_0, \theta_1) = \underbrace{S(0, \theta_s)}_1 \cdot \underbrace{\frac{S(\theta_0, \theta_s)}{S(0, \theta_s)}}_2 \cdot \underbrace{\frac{S(\theta_0, \theta_1)}{S(\theta_0, \theta_s)}}_3, \quad [I.48]$$

on voit se dégager trois termes qui correspondent à l'effet sur la sorptivité :

1. du sol ;
2. de la condition initiale θ_0 ; et
3. de la condition limite θ_1 .

Le terme $S(0, \theta_s)$ est la **sorptivité spécifique du sol**, indépendante de la condition initiale et à la limite. Lorsque l'on a $\theta_1 = \theta_s$, e.g., lors d'un essai d'infiltration à charge nulle, le troisième terme de la décomposition de $S^2(\theta_0, \theta_s)$ vaut 1, et en première approximation :

$$S^2(\theta_0, \theta_s) \approx S^2(0, \theta_s) \cdot \underbrace{\frac{\theta_s - \theta_0}{\theta_s} \cdot \frac{K_s - K_0}{K_s}}_{\text{condition initiale}} \quad [\text{I.49}]$$

pour $\theta_0 < 0.8 \cdot \theta_s$ (de Condappa, 2000). La sorptivité $S^2(\theta_0, \theta_s)$ dévie de $S^2(0, \theta_s)$ d'un terme uniquement fonction de la condition initiale.

Dans la suite, on utilisera la sorptivité pour interpréter des essais d'infiltration expérimentale, afin d'estimer les paramètres hydrodynamiques d'échelle K_s et h_{bc} , cf. Paragraphe I.5.4.a. La condition limite est alors de type Dirichlet, avec la charge d'infiltration constante et positive h_{surf} imposée à la surface du sol et $\theta_1 = \theta_s$. On doit calculer $S(\theta_0, h_{surf})$, ce qui se fait utilisant [I.47] :

$$\begin{aligned} S^2(\theta_0, h_{surf}) &= \int_{\theta_0}^{\theta_s(h_{surf})} [\theta_s + \theta - 2 \cdot \theta_0] \cdot Dif(\theta) d\theta \\ &= \int_{\theta_0}^{\theta_s} [\theta_s + \theta - 2 \cdot \theta_0] \cdot K(\theta) \cdot \frac{dh}{d\theta} \cdot d\theta + \int_0^{h_{surf}} 2(\theta_s - \theta_0) \cdot K_s \cdot dh \\ &= S^2(\theta_0, \theta_s) + 2(\theta_s - \theta_0) \cdot K_s \cdot h_{surf} \end{aligned} \quad [\text{I.50}]$$

On approxime $S^2(\theta_0, \theta_s)$ par [I.49], et on calcule ensuite $S^2(0, \theta_s)$ avec [I.47] en utilisant les modèles de Brooks et Corey (1964) pour $h(\theta)$ et $K(\theta)$, ce qui conduit à :

$$S^2(0, \theta_s) = -c_p \cdot \theta_s \cdot K_s \cdot h_{bc} \quad [\text{I.51}]$$

où

$$c_p = \frac{2\lambda \cdot \eta \cdot (\lambda \cdot \eta - 1) + \lambda \cdot (2\lambda \cdot \eta - 1)}{(\lambda \cdot \eta - 1)(\lambda \cdot \eta - 1 + \lambda)} \quad [\text{I.52}]$$

est le paramètre textural du sol du modèle de Brooks et Corey.

I.4.3.c. Solution tri-dimensionnelle

Smettem *et al.* (1994) et Haverkamp *et al.* (1994) ont généralisé les solutions analytiques 1D au cas 3D. Pour ce faire, ils ont proposé une formulation mathématique pour un écoulement axisymétrique qui se base sur la formulation de l'équation mono-dimensionnelle $I_1(t)$:

$$I_3(t) = I_1(t) + \frac{\varphi \cdot S^2(\theta_0, h_{surf})}{R \cdot (\theta_s - \theta_0)} \cdot t \quad [\text{I.53}]$$

avec $I_3(t)$ l'infiltration axisymétrique, R [L] le rayon du dispositif d'infiltration et φ [-] traduit l'effet de la gravité dans l'infiltration axisymétrique. La variable φ varie dans l'intervalle [0.6,0.8] et la valeur de 0.7 est conseillée (Haverkamp *et al.*, 1994). Cette équation [I.53] est particulièrement adaptée à la description locale d'un essai d'infiltration lorsque l'infiltration est tri-dimensionnelle et quasi-axisymétrique.

Haverkamp *et al.* (1994) expriment par ailleurs la solution exacte de l'infiltration axisymétrique sous la forme d'une série, s'inspirant des travaux de Philip (1957b) :

$$I_3(t) = S \cdot \sqrt{t} + (A \cdot S^2 + B \cdot K_s) \cdot t, \quad [\text{I.54}]$$

et

$$i_3(t) = \frac{S}{2\sqrt{t}} + A \cdot S^2 + B \cdot K_s \quad [\text{I.55}]$$

avec

$$A = \frac{\varphi}{R \cdot (\theta_s - \theta_0)} \quad [\text{I.56}]$$

et

$$B = \frac{2 - \beta}{3} \left[1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \right] + \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \quad [\text{I.57}]$$

lorsque la relation [I.20] de Brooks et Corey est utilisée pour la conductivité hydraulique. Ces auteurs ont aussi développé des expressions aux temps longs :

$$I_\infty(t) = (A \cdot S^2 + K_s) \cdot t + C \cdot \frac{S^2}{K_s} \quad [\text{I.58}]$$

et

$$i_\infty(t) = i_\infty = A \cdot S^2 + K_s \quad [\text{I.59}]$$

avec $I_\infty(t)$ [L] la lame d'eau infiltrée aux temps longs, i_∞ [L/T] le flux d'infiltration asymptotique et

$$C = \frac{\ln\left(\frac{1}{\beta}\right)}{2 \left[1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \right] (1 - \beta)}. \quad [\text{I.60}]$$

I.4.4. Solution numérique développée par Ross (2003)

Ross (2003) a imaginé une solution numérique du problème de l'infiltration qui ne s'applique pas à résoudre l'équation de Richards proprement dite. L'auteur travaille directement au deuxième niveau d'intégration (Figure I.10), i.e., au niveau du flux : sa méthode est de type "*Flux - Volume*". Extrêmement rapide et précise, elle est utilisée dans le modèle POWER afin de résoudre numériquement l'équation de Richards. On va la présenter brièvement.

I.4.4.a. Définitions

Ross utilise la transformée de Kirchoff définie par [I.34], puisqu'elle linéarise, dans le cas d'un écoulement selon la verticale, le terme du potentiel de la charge dans l'équation de Darcy [I.24] :

$$q = K(\theta) - \frac{d\Psi}{dz}. \quad [\text{I.61}]$$

Ross calcule Ψ à l'aide des modèles de Brooks et Corey (1964), ce qui conduit aux relations simples [I.36] ou [I.37].

L'équation [I.61], reportée dans l'équation de conservation de la masse [I.26], conduit à l'équation de Richards. Afin de résoudre cette dernière numériquement, l'espace et le temps sont discrétisés, ce qui

transforme alors l'équation différentielle en un ensemble fini d'équations algébriques dont les solutions approximent celles de l'équation différentielle. La méthode de Ross, qui travaille avec des considérations de flux, a pour avantage de fonctionner sans besoins d'itérations.

I.4.4.b. Discrétisation de l'espace et du temps

La discrétisation spatiale se fait en divisant le sol en N_c couches (Figure I.11). Chaque couche j , $j \in \{1, \dots, N_c\}$, a une épaisseur ΔE_j et un nœud de calcul localisé à la profondeur z_j où sont évaluées les variables h_j , Θ_j , $\Psi_j = \Psi(h_j)$ et $K_j = K(h_j)$ représentatives de la couche. Les flux entrant et sortant de la couche j sont notés q_{j-1} et q_j respectivement ; le flux à la surface du sol q_0 est fonction de la condition limite considérée et le flux q_{N_c} est pris égal à la conductivité hydraulique du fond de la dernière couche, en supposant que le gradient de charge y est unitaire.

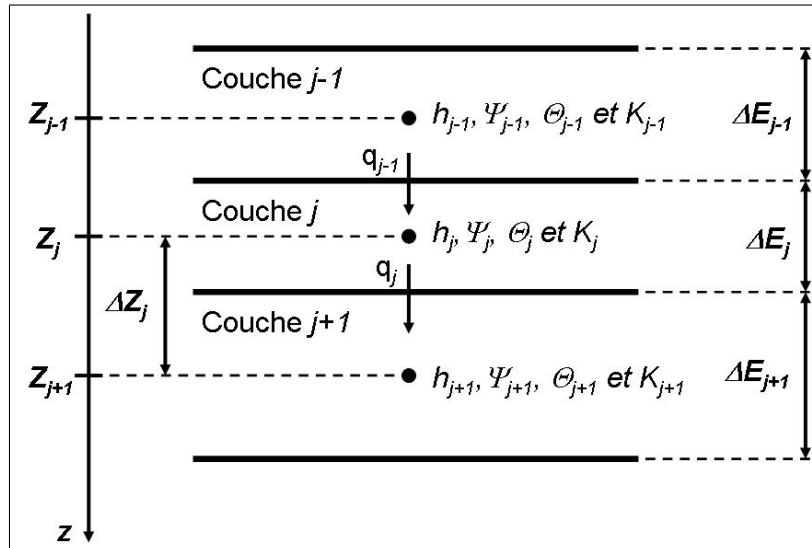


FIG. I.11: Discrétisation spatiale de la méthode de Ross, $j \in \{2, \dots, N_c - 1\}$ (source : Ross, 2003).

L'intégration de l'équation de conservation de la masse [I.26] dans la couche j calcule le stock d'eau Q_j [L] de la couche j :

$$\frac{dQ_j}{dt} = q_{j-1} - q_j. \quad [\text{I.62}]$$

Le stock s'exprime aussi selon la teneur en eau de la couche j , $Q_j = \Delta E_j \cdot \theta_j = \Delta E_j \cdot \Theta_j \cdot \theta_{sj}$ avec θ_j la teneur en eau volumique et θ_{sj} la teneur en eau volumique à saturation de la couche j .

La partie gauche de [I.62] est discrétisée temporellement de la façon suivante :

$$\frac{\Delta Q_j}{\Delta t} = q_{j-1}^\sigma - q_j^\sigma \quad [\text{I.63}]$$

entre les instants t et $t + \sigma \cdot \Delta t$ avec $\sigma \in [0, 1]$ une fraction du pas de temps Δt . La variation ΔQ_j se calcule selon $\Delta Q_j = \Delta E_j \cdot \Delta \Theta_j \cdot \theta_{sj}$.

Un développement limité de Taylor en Θ à l'ordre 1 de $q_j = f(\Theta_j, \Theta_{j+1})$ permet d'évaluer q_j^σ selon

$$q_j^\sigma = q_j^0 + \sigma \cdot \left[\frac{\partial q_j}{\partial \Theta_j} \Big|_0 \cdot \Delta \Theta_j + \frac{\partial q_j}{\partial \Theta_{j+1}} \Big|_0 \cdot \Delta \Theta_{j+1} \right], \quad j \in \{1, \dots, N_c - 1\} \quad [\text{I.64}]$$

où l'indice 0 indique le début du pas de temps, c.-à.-d. l'instant t . L'expression [I.64] reportée dans [I.63] conduit au système linéaire à N_c équations suivant :

$$\begin{cases} a_j \cdot \Delta \Theta_{j-1} + b_j \cdot \Delta \Theta_j + c_j \cdot \Delta \Theta_{j+1} = d_j, \quad j \in \{1, \dots, N_c\} \\ a_j = \frac{\partial q_{j-1}}{\partial \Theta_{j-1}} \Big|_0 \\ b_j = \frac{\partial q_{j-1}}{\partial \Theta_j} \Big|_0 - \frac{\partial q_j}{\partial \Theta_j} \Big|_0 - \frac{\Delta E_j \cdot \theta_{sj}}{\sigma \cdot \Delta t} \\ c_j = -\frac{\partial q_j}{\partial \Theta_{j+1}} \Big|_0 \\ d_j = -\frac{q_{j-1}^0 - q_j^0}{\sigma} \end{cases} \quad [\text{I.65}]$$

où $a_1 = c_{N_c} = 0$ puisque Θ_0 et Θ_{N_c+1} ne sont pas définis. Utiliser Θ permet de vérifier que la conservation de la masse est assurée.

Le pas de temps Δt est choisi / ajusté au cours du calcul de sorte que l'on ne dépasse pas, quelque soit la couche, un taux maximum de variation de Θ , noté $\Delta \Theta_{max}$.

I.4.4.c. Résolution du système d'équation [I.65] pour un sol uniforme

Supposons que les couches j et $j + 1$ aient des paramètres hydrodynamiques égaux, notés $\lambda_j, \eta_j, K_{si}, h_{bcj}$ et θ_{si} . La principale difficulté est de connaître la valeur du flux q_j à l'interface entre la couche j et $j + 1$, alors que les variables Ψ et K sont connues aux nœuds de calcul (Figure I.11) : on doit donc extrapoler ces deux propriétés hydrodynamiques au niveau des interfaces. Ross propose de calculer q_j selon [I.61], ce qui entraîne :

$$q_j = \zeta \cdot K_j + (1 - \zeta) \cdot K_{j+1} - \frac{\Psi_{j+1} - \Psi_j}{\Delta z_j} \quad [\text{I.66}]$$

c.-à.-d. qu'il prend la valeur moyenne de Ψ et extrapole K dans l'espace en fonction d'un coefficient de poids $\zeta \in [0, 1]$.

En général ζ est pris constant, ce qui ne sera pas le cas ici. Ross démontre en effet que cela peut entraîner des flux orientés dans le mauvais sens lorsque des couches du sol sont sèches (Θ est petit ou h est grand). Il propose plutôt pour ce cas de calculer ζ à chaque pas de temps et en chaque nœud afin que le flux calculé soit nul si la pression est hydrostatique au nœud j , i.e., $h_j = h_{j+1} - \Delta z_j$, ce qui remplacé dans [I.66] mène à

$$\zeta = \frac{\frac{\Psi(h_{j+1} - \Delta z_j) - \Psi_{j+1}}{\Delta z_j} + K_{j+1}}{K_{j+1} - K(h_{j+1} - \Delta z_j)}. \quad [\text{I.67}]$$

L'utilisation du modèle de Brooks et Corey [I.36] lorsque le sol de la couche j est sec, $h_j = h_{j+1} - \Delta z_j < h_{bcj}$, conduit à approximer [I.67] sous la forme de la série

$$\zeta \approx \frac{1}{2} + \frac{1 + \lambda \cdot \eta}{12} \cdot \left[\vartheta - \frac{1}{2} \vartheta^2 + \frac{19 - (\lambda \cdot \eta)^2}{60} \vartheta^3 - \frac{9 - (\lambda \cdot \eta)^2}{40} \vartheta^4 \right] \quad [\text{I.68}]$$

avec $\vartheta = -\Delta z_j / h_{j+1}$ supposé petit. Le poids ζ vaut 0.5 lorsque $\vartheta \rightarrow 0$, lorsque les couches j et $j + 1$ sont très sèches. Par ailleurs, lorsque $h_{j+1} - \Delta z_j \geq h_{bcj}$, c'est à dire que les couches j et $j + 1$ sont saturées, [I.67] implique $\zeta = 0$.

La résolution au niveau de la couche j se fait en reportant [I.66] dans le système d'équation [I.65], tout en utilisant les relations [I.20] et [I.37], ainsi que l'approximation [I.68].

I.4.4.d. Résolution du système d'équation [I.65] pour un sol hétérogène

Supposons cette fois-ci que les couches j et $j + 1$ aient des paramètres hydrodynamiques différents. À l'interface il y a continuité de la pression h_j et du flux q_j , mais pas du potentiel Ψ_j (Figure I.12). Soient Ψ_{j1} le potentiel juste au-dessus de l'interface, Ψ_{j2} le potentiel juste au-dessous, et q_{j1} le flux vers l'interface et q_{j2} le flux venant de l'interface. On a dans ce problème $q_{j1} = q_{j2}$ et $\Psi_{j1} \neq \Psi_{j2}$.

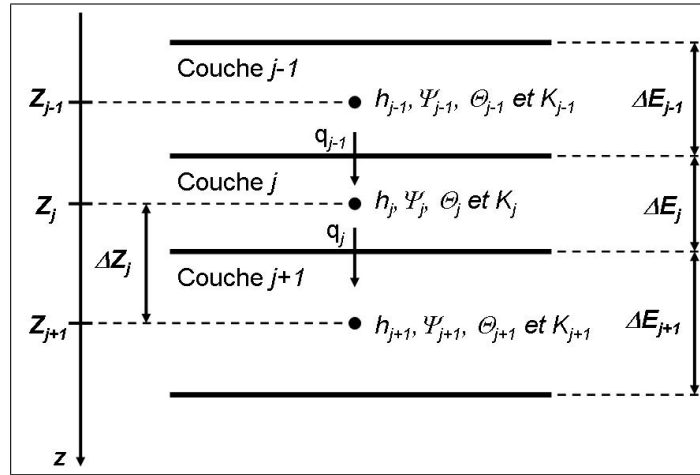


FIG. I.12: Cas où les couches j et $j + 1$ ont des propriétés hydrodynamiques différentes (source : Ross, 2003).

En comparaison au cas où les couches étaient uniformes, l'équation à résoudre en plus est $q_j = q_{j1} = q_{j2}$, ce qui, exprimé dans la relation [I.66], mène à

$$q_j = \zeta \cdot K_j + (1 - \zeta) \cdot K_{j1} - \frac{\Psi_{j1} - \Psi_j}{\Delta E_j/2} = \zeta \cdot K_{j2} + (1 - \zeta) \cdot K_{j+1} - \frac{\Psi_{j+1} - \Psi_{j2}}{\Delta E_{j+1}/2}. \quad [\text{I.69}]$$

Cette dernière expression est utilisée dans le système d'équation [I.65] en remplacement de [I.66].

I.4.4.e. La condition à la limite

La condition à la limite au niveau de la couche de surface peut être de deux types :

Condition de type Dirichlet Dans la nature, elle équivaut généralement à la formation d'une lame d'eau à la surface du sol. Une équation incluant la charge d'infiltration h_0 doit être introduite :

$$\begin{cases} \frac{\Delta h_0}{\Delta t} = q_{pluie}^\sigma - q_{evapo}^\sigma - q_0^\sigma \\ q_0^\sigma = q_0^0 + \sigma \cdot \left[\frac{\partial q_0}{\partial h_0} \right]_0 \cdot \Delta h_0 + \frac{\partial q_0}{\partial \Theta_1} \Big|_0 \cdot \Delta \Theta_1 \end{cases} \quad [\text{I.70}]$$

avec q_{pluie} et q_{evapo} les intensités de pluie et d'évaporation.

Condition de type Neuman Si aucune lame d'eau ne se forme suite la pluie d'intensité q_{pluie} , la condition à la limite est $q_0^\sigma = q_{pluie}^\sigma - q_{evapo}^\sigma$.

I.4.4.f. Cas lorsque la couche j est saturée

Le système d'équation [I.65] n'est pas valable. En effet, $\Theta_j = 1$ et $\Delta\Theta_j = 0$. La variation de stock $\Delta\Theta_j$ ne peut pas être utilisée et en remplacement on utilise la transformée de Kirchhoff Ψ_j , qui est variable en milieu saturé, dans le développement de Taylor [I.64]. La conductivité hydraulique et la teneur en eau étant constantes dans la couche j saturée, les flux calculés seront exacts.

I.5. Méthodes d'estimation des paramètres hydrodynamiques

L'intégration de l'équation de Richards nécessite la connaissance des valeurs des quatre paramètres hydrodynamiques λ , h_{bc} , θ_s et K_s intervenant dans le modèle de Brooks et Corey (Section I.4). Cette problématique est primordiale en science du sol et a mobilisé de nombreux auteurs autour de trois stratégies principales : mesures expérimentales des caractéristiques des sols (Paragraphe I.5.1), élaborations de relations statistiques entre les différents paramètres hydrodynamiques sur de grandes banques de données de sol (Paragraphe I.5.2) et mesures expérimentales indirectes des paramètres hydrodynamiques (Paragraphe I.5.4).

I.5.1. Mesures expérimentales des caractéristiques des sols

Il est possible d'estimer les paramètres hydrodynamiques par des mesures *in-situ* de caractéristiques des sols. Différentes méthodes de mesure existent et une revue assez exhaustive est proposée par Haverkamp *et al.* (1999).

I.5.1.a. Teneur en eau volumique θ

La mesure de θ peut se faire par gravimétrie. Un échantillon du milieu poreux est prélevé et placé dans un récipient hermétique. Il est ensuite pesé avant et après séchage dans une étuve à 105 °C pendant 48h (e.g., Topp et Ferré, 2002). La différence de masse est égale à la masse de l'eau présente dans l'échantillon et permet ainsi de calculer la teneur en eau massique w avec [I.5], qui est ensuite transformée en teneur en eau volumique θ connaissant ρ_d selon [I.8]. Cette méthode directe est simple, mais cependant destructive, puisqu'elle laisse sur le site un trou, ce qui limite la répétitivité des mesures sur un site donné.

Il est aussi possible d'estimer l'humidité de façon non-destructive avec une sonde à neutron (e.g., Daudet et Vachaud, 1977; Vachaud *et al.*, 1978). Cette dernière possède une faible source radioactive qui émet des neutrons "rapides"; lorsque la source radioactive est introduite dans le sol via un tube d'accès, les neutrons rapides perdent leur énergie en percutant les atomes d'hydrogène présents dans le sol : ils deviennent "lents" ou thermalisés. Le comptage des neutrons lents donne ainsi une indication de la présence environnante d'atomes d'hydrogène; lorsque qu'il est supposé que ces atomes appartiennent

principalement aux molécules d'eau, cet instrument permet d'estimer la teneur en eau volumique du sol à l'aide d'une droite d'étalonnage. Néanmoins une calibration de l'instrument est requise pour chaque site.

I.5.1.b. Pression h

La mesure directe de la pression h de l'eau se fait principalement à l'aide de tensiomètres, dispositifs formés d'une bougie poreuse connectée à un tube contenant de l'eau, le tout relié à un outil de mesure de pression tel que le manomètre à eau ou à mercure, ou encore un capteur de pression. Expérimentalement, l'utilisation du tensiomètre n'est pas aisée parce que le contact entre la bougie poreuse et le milieu poreux doit se faire le mieux possible. Par ailleurs, un tensiomètre ne peut pas mesurer de pressions plus petites que - 800 cm d'eau.

I.5.1.c. Conductivité hydraulique K

La conductivité hydraulique n'est pas mesurable directement. Elle est estimable en laboratoire où l'échantillon de milieu poreux est transporté et un écoulement sous conditions maîtrisées est imposé ; l'utilisation de la loi de Darcy - Buckingham [I.24] conduit à l'estimation de K et en particulier K_s . Le défaut principal de cette étude en laboratoire est le remaniement de l'échantillon lors de son transport au laboratoire. Il est aussi possible d'estimer la conductivité K *in-situ* avec par exemple la méthode de drainage interne. Elle consiste "à effectuer sur un site un apport d'eau important (équivalent à une lame d'au moins 200 mm) et à suivre la redistribution de l'eau dans le profil immédiatement après la disparition de la lame, en couvrant la surface du sol de façon à éviter tout transfert à travers cette surface" (Vachaud *et al.*, 1978). Les profils de pression et de teneur en eau sont mesurés à l'aide de tensiomètres et d'une sonde à neutron et la loi de Darcy - Buckingham permet une nouvelle fois d'estimer K .

Ces différentes méthodes de mesure ont pour avantage leur précision, mais sont cependant, en général, onéreuses et nécessitent des ressources importantes en temps et en équipement. Par conséquent, de nombreux auteurs se sont intéressés à des méthodes statistiques d'estimation des caractéristiques hydrodynamiques, notamment grâce aux valeurs des paramètres texturaux facilement accessibles.

I.5.2. Méthodes statistiques de prédiction des paramètres hydrodynamiques : fonctions de pédotransfert

Des auteurs ont cherché à établir des relations statistiques, appelées *fonctions de pédotransfert*, entre, d'une part, des propriétés du sol aisément mesurables, telles que la distribution granulométrique, la masse volumique sèche, la matière organique et, d'autre part, les paramètres des courbes de rétention en eau et de conductivité hydraulique. Cette approche est très commode puisqu'elle peut être utilisée aussi bien à l'échelle spatiale locale qu'à celle du bassin versant. Cependant, ces fonctions sont à utiliser avec précaution parce qu'elles ont été générées par des études statistiques de banques de données de sol et

sont ainsi représentatives des sols de ces banques ; elles ne sont pas forcément extrapolables aux sols de notre étude.

I.5.2.a. Prédiction des paramètres de rétention en eau

Les efforts se sont surtout portés sur la courbe de rétention en eau et s'articulent autour de trois approches (Haverkamp *et al.*, 1999; Wösten *et al.*, 2001).

Type 1 : Prédiction discrète du potentiel matriciel h Des relations linéaires multiples sont calculées entre, d'un côté, le potentiel matriciel expérimental et, de l'autre côté, la distribution granulométrique, la porosité, le contenu en matière organique et la masse volumique sèche (Gupta et Larson, 1979). Cette méthode est empirique et discrète, et n'adopte pas un modèle particulier continu pour la courbe de rétention. Rawls *et al.* (1982) ont développé un modèle de régression linéaire qui utilise la distribution granulométrique, la teneur en matière organique et la masse volumique sèche comme variables de régression. Afin d'améliorer les prédictions, ces deux auteurs ont postérieurement introduit, en plus, les teneurs en eau à - 1500 kPa et - 33 kPa. Ce premier type de fonction de pédotransfert présente plusieurs désavantages : (i) les régressions linéaires multiples ont été calculées avec des valeurs de potentiel matriciel mesurées en laboratoire, donc sur des sols ayant subi un certain remaniement, limitant leur représentativité, (ii) un grand nombre d'équations de régression sont nécessaires pour quantifier entièrement la courbe de rétention en eau et surtout (iii) ce type de pédotransfert ne prédit pas de valeurs pour les paramètres hydrodynamiques.

Type 2 : Prédiction de la fonctionnelle du potentiel matriciel $h(\theta)$ Un modèle mathématique particulier pour $h(\theta)$ est supposé (e.g., Brooks et Corey, Paragraphe I.2.3.a) et les paramètres hydrodynamiques correspondants sont obtenus par optimisation sur les données des banques de sol (e.g., Clapp et Hornberger, 1978; Wösten et van Genuchten, 1988; Vereecken *et al.*, 1989). Ce type de pédotransfert est plus adapté à la modélisation des écoulement dans la zone non-saturée puisqu'il donne une estimation des paramètres de l'expression mathématique de la courbe de rétention en eau $h(\theta)$. Cosby *et al.* (1984) se sont concentrés sur les relations entre les propriétés texturales et les moyennes et les écart-types des paramètres de Brooks et Corey (Tableau I.1(a)). Rawls et Brakensiek (1985) ont développé des modèles de régressions afin de prédire les paramètres de Brooks et Corey en fonction de la granulométrie du sol, mais aussi de sa porosité (Tableau I.1(b)).

Type 3 : Prédiction du potentiel matriciel h par des méthodes semi-physiques L'étude des relations entre les paramètres hydrodynamiques de forme (e.g., λ et η de Brooks et Corey) et la distribution granulométrique entamée par les fonctions de type 2 sont approfondies. On va étudier plus précisément ce troisième type de fonction de pédotransfert puisqu'il sera utilisé dans la suite.

I.5.2.b. Fonctions de pédotransfert semi-physiques

Dans les fonctions de pédotransfert semi-physiques de Type 3, l'étude est fondée sur l'hypothèse de similarité de forme entre la courbe de rétention en eau et la courbe de granulométrie cumulée. La première

étape est d'associer la courbe de rétention en eau à la distribution cumulée des rayons des pores du milieu poreux. La loi de tension capillaire de Laplace, appliquée au milieu poreux, associe le rayon r_p [L] du pore à la pression manométrique de l'eau h qu'il contient. Dans les CNTP, cette loi s'approxime selon :

$$r_p \approx -\frac{0.149}{h} \quad [\text{I.71}]$$

avec les unités de longueur en centimètres et $h < 0$ (ZNS). Lorsque la pression de l'eau du sol vaut $h < 0$, la loi de Laplace implique que tous les pores de rayon inférieur ou égal à r_p , calculé par [I.71], sont remplis d'eau. En d'autre terme, à la pression h correspond la distribution de pores de rayon inférieur ou égal à r_p (Figure I.13). C'est ainsi que les phénomènes de capillarité associent la courbe de rétention en eau à la distribution cumulée des rayons des pores. À noter que lorsque $h = 0$ (milieu saturé en eau), [I.71] donne un rayon de pore r_p infini, c'est à dire qu'en théorie tous les pores du milieu sont remplis d'eau.

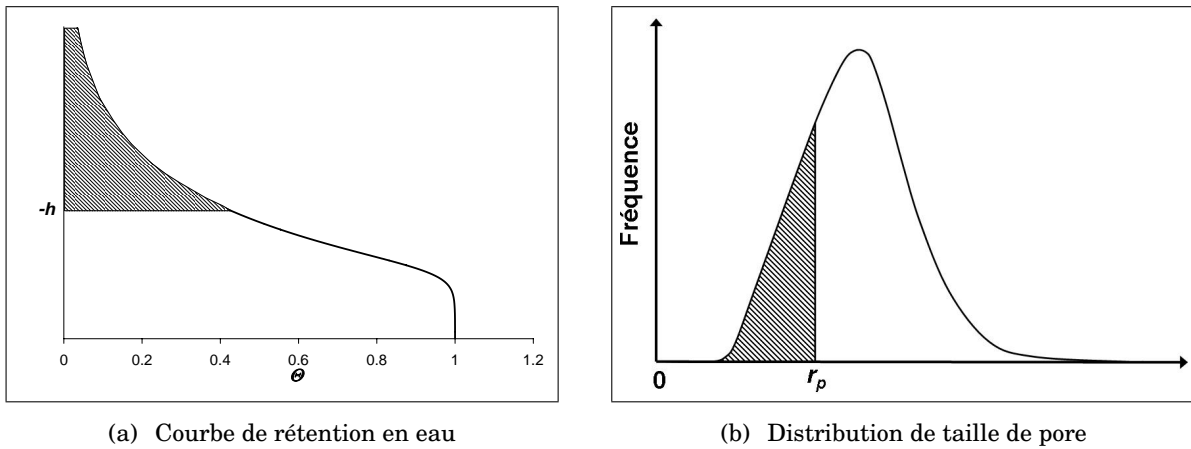


FIG. I.13: Equivalence entre la pression h de l'eau du sol et la distribution de taille de pore.

L'étape suivante est de relier la distribution cumulée des rayons des pores à la distribution cumulée des diamètres de particules du sol. Pour ce faire, Arya et Paris (1981) ont divisé la courbe granulométrique cumulée en plusieurs fractions de diamètres de particules et ont supposé que les particules de la fraction j s'assemblent indépendamment de celles des autres fractions. Ils ont ainsi assigné un rayon de pore moyen r_{pj} à la fraction j et ont ensuite proposé une expression non-linéaire entre r_{pj} et le diamètre moyen d_j de particule équivalent. Haverkamp et Parlange (1986) ont supposé quant à eux que r_p et d sont continûment reliés de façon linéaire, ce qui leur permet ensuite d'exprimer la courbe granulométrique cumulée sous une forme similaire à l'écriture [I.17] de la courbe de rétention en eau du modèle de van Genuchten (1980), notée $F_{HP}(d)$:

$$F_{HP}(d) = \left[1 + \left(\frac{d_g}{d} \right)^N \right]^{-M} \quad [\text{I.72}]$$

avec

$$M = 1 - \frac{k_M}{N} \quad [\text{I.73}]$$

et d_g [L] le paramètre d'échelle de diamètre de particule, N et M [-] deux paramètres de forme et k_M [-] fonction entre autre du modèle capillaire choisi.

En faisant de la sorte, i.e. en formulant la courbe granulométrique cumulée de façon similaire à la

courbe de rétention en eau de van Genuchten, Haverkamp et Reggiani (2002) ont tenté d'estimer les paramètres hydrodynamiques du modèle de van Genuchten à partir de la granulométrie expérimentale. Ils trouvent des résultats satisfaisants pour les seuls paramètres de forme.

I.5.2.c. Prédiction des paramètres de conductivité hydraulique

Des auteurs se sont également intéressés à développer des fonctions de pédotransfert pour prédire la conductivité hydraulique. Ces pédotransferts se basent sur des modèles capillaires afin de décrire la structure des pores, c.-à.-d. la tortuosité. Elles font intervenir des relations empiriques liant les paramètres hydrodynamiques avec la tortuosité (e.g., Mualem, 1976). La difficulté principale réside dans la prédiction de K_s qui est un paramètre très dépendant de la structure du sol, telle que la présence de macropores, de graviers, fissures etc., et dont la prédiction, très difficile, ne peut pas aisément se transposer à un milieu poreux différent (Haverkamp *et al.*, 1999).

I.5.3. Variabilité temporelle et spatiale des paramètres hydrodynamiques

Malgré de nombreuses recherches et de nombreuses publications, les fonctions de pédotransfert sont décevantes dans l'ensemble, puisqu'elles sont statistiques, non déterministes et non robustes. Par ailleurs, leur avantage est aussi leur défaut principal : elles ne reposent principalement que sur l'information texturale, donc elles ne peuvent pas décrire convenablement la structure du sol. Or, on va voir que les paramètres hydrodynamiques dépendent en majeure partie de la structure du sol.

Les fonctions de pédotransfert introduites précédemment ont été testées sur les sols de la base de données GRIZZLY (Haverkamp *et al.*, 1998a). En considérant les deux catégories de paramètres hydrodynamiques suivantes :

- un paramètre de forme λ , sans unité,
- trois paramètres d'échelle θ_s , h_{bc} et K_s , ayant une unité,

il a été montré que les prédictions des fonctions de pédotransfert sont convenables pour les paramètres de forme, en particulier les semi-physiques de type 3, mais ne le sont pas pour les paramètres d'échelle. **Ces études démontrent que les paramètres de forme sont très dépendants de la texture du milieu poreux, alors que les paramètres d'échelle sont liés principalement à la structure.** Ainsi :

- **les trois paramètres d'échelle θ_s , h_{bc} et K_s sont très variables spatialement et temporellement, et ne peuvent pas être prédits par les fonction de pédotransferts** qui sont principalement basées sur l'information texturale,
- au contraire, **le paramètre de forme λ a une variabilité moindre et peut-être prédit via les fonctions de pédotransferts.**

En conséquence, les stratégies de mesure, à l'échelle spatiale du bassin versant, de ces deux types de paramètres hydrodynamiques vont être différentes. **Le paramètre de forme est estimé assez aisément via les fonctions de pédotransfert si l'on connaît la distribution granulométrique des**

sols du bassin versant. Le cas des paramètres d'échelle, tels que K_s qui est un paramètre primordial pour modéliser les écoulements, est nettement plus compliqué. **La mesure des paramètres hydrodynamiques d'échelle ne se fera pas avec les méthodes expérimentales décrites au Paragraphe I.5.1, ni par des fonctions de pédotransfert, mais par des méthodes indirectes où le couplage des caractéristiques du milieu poreux avec les équations de l'écoulement permet d'estimer les paramètres hydrodynamiques d'échelle par inversion des mesures de flux d'eau.**

I.5.4. Méthodes de mesures expérimentales par inversion du flux d'infiltration

On s'intéresse à la mesure de l'infiltration de l'eau, c'est à dire que l'on travaille au deuxième niveau de l'intégration de l'équation de Richards. La Figure I.14 montre les allures typiques des courbes de l'infiltration cumulée $I(t)$ et du flux d'infiltration $i(t)$ mesurées lors d'un essai d'infiltration. Le propre de cette méthode est d'ajuster une solution analytique particulière de l'équation de Richards aux courbes expérimentales, en considérant la condition à la limite de Dirichlet [I.39] et, par voie de conséquence, d'estimer les paramètres hydrodynamiques d'échelle. On dit que l'on a *inversé le flux d'infiltration*. Différentes expérimentations ont été développées, deux sont les plus utilisées : l'essai d'infiltration avec l'infiltromètre à disque et celle qui utilise l'infiltromètre à cylindre.

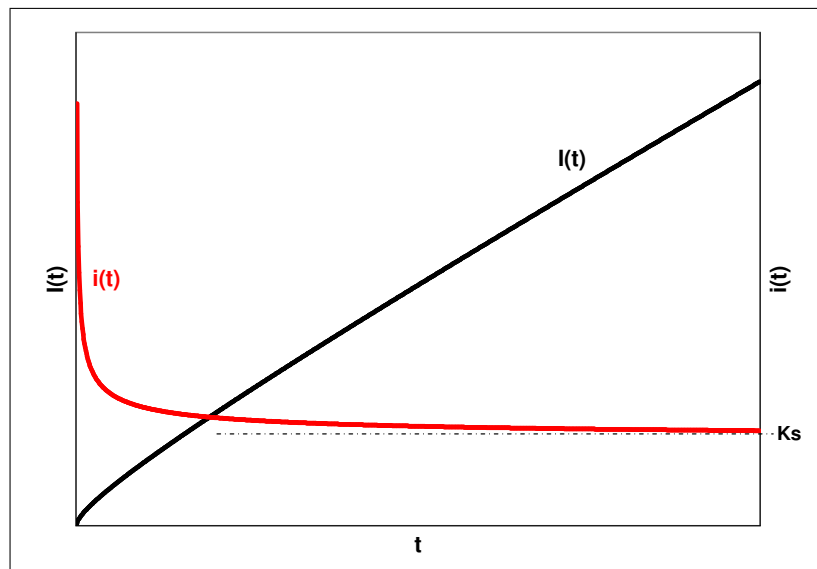


FIG. I.14: Courbes typiques de l'infiltration cumulée $I(t)$ et du flux d'infiltration $i(t)$ lors d'un essai d'infiltration, K_s la conductivité hydraulique à saturation.

L'infiltromètre à disque est un appareillage permettant de réaliser un essai d'infiltration avec une charge imposée pouvant être légèrement négative, ce qui rend possible la détermination de la conductivité hydraulique près de la saturation, tout en s'affranchissant d'un éventuel écoulement à travers les

macropores². Il s'agit d'un disque muni d'une membrane poreuse surmontée d'un réservoir d'alimentation et d'un système de dépressurisation, qui impose la charge d'infiltration au niveau de la membrane par un système de vase de Mariotte (e.g., Perroux et White, 1988). Le contact hydraulique entre le sol et la membrane du disque est essentiel et se fait à l'aide d'une couche de sable fin de quelques millimètres d'épaisseur. Les conditions initiales et limites étant maîtrisées, le traitement de l'infiltration expérimentale se fait généralement avec la solution tri-dimensionnelle de Wooding (1968), qui suppose l'existence d'une relation de type exponentielle entre K et h . Un exemple d'application se trouve en Vandervaere (1995).

L'infiltromètre à cylindre est un appareillage des plus simples puisqu'il consiste en un cylindre légèrement enfoncé dans le sol, afin d'éviter les fuites d'eau latérales, dans lequel une hauteur d'eau est maintenue constante et le volume infiltré est mesuré. Certains dispositifs sont constitués de deux cylindres concentriques dans lesquels la hauteur d'eau est maintenue identique, la mesure de la quantité d'eau infiltrée se faisant dans le cylindre interne, le cylindre externe servant à imposer une condition d'écoulement mono-dimensionnelle dans le cylindre interne. Dans la suite de ce travail, les essais d'infiltration *in-situ* se feront selon cette méthode avec un seul cylindre puisque c'est une méthode très simple avec un équipement expérimental minime aisément transportable. Le protocole expérimental et le traitement des courbes expérimentales d'infiltration se feront selon la méthode dite de *Beerkan* (Haverkamp *et al.*, 1997).

I.5.4.a. Méthode de Beerkan

Le but recherché par la méthode de Beerkan est d'estimer les quatre paramètres hydrodynamiques du sol λ , θ_s , h_{bc} et K_s par le biais de manipulations expérimentales les plus simples possibles. En contre partie, le traitement théorique est aussi complet que possible, en combinant l'utilisation de fonctions de pédotransferts et l'ajustement d'un modèle choisi de l'infiltration aux courbes d'infiltration expérimentales, Figure I.15 (Haverkamp *et al.*, 1997; de Condappa, 2000; Braud *et al.*, 2005b).

Le protocole expérimental est très simple. Il "suffit" d'effectuer un essai d'infiltration sous charge positive h_{surf} constante à l'aide d'un infiltromètre à cylindre et de prélever :

- environ 500 g de sol, afin d'en déterminer la granulométrie ;
- un volume connu de sol non-remanié, afin d'en déterminer la masse volumique sèche ρ_d en utilisant [I.2]; et
- un échantillon de sol d'humidité initiale et un autre d'humidité finale immédiatement à la suite de l'essai d'infiltration, utilisés pour le calcul de w_0 et w_s selon [I.5].

L'analyse granulométrique du sol donne la fréquence cumulée d'occurrence des diamètres de particules (Paragraphe I.1.2.a). Après séchage à l'étuve du volume non-remanié, ainsi que des échantillons d'humidité, la masse volumique ρ_d et la teneur en eau massique initiale w_0 et finale w_s du sol sont connues ; les

²L'écoulement à travers des macropores ne peut s'initier que si la pression h de l'eau est positive

f	Moyenne				Écart-type			
	$\log(h_{bc})$	$1/\lambda$	θ_s	$\log(K_s)$	$\log(h_{bc})$	$1/\lambda$	θ_s	$\log(K_s)$
c_1	1.5400	3.1000	50.5000	-0.6000	0.7200	0.9200	8.2300	0.4300
c_2	0	0.1570	-0.0370	-0.0064	0.0012	0.0492	-0.0805	0.0011
c_3	-0.0095	-0.0030	-0.1420	0.0126	0	0	-0.0070	0
c_4	0.0063	0	0	0	-0.0026	0.0144	0	0.0032

(a) Cosby *et al.* (1984), avec $f = c_1 + c_2 \cdot Ar + c_3 \cdot Sa + c_4 \cdot Li$

f	$\ln(h_{bc})$	$\ln(\lambda)$	θ_r	$\ln(K_s)$
c_1	5.33967380	-0.78428310	-0.01824820	-8.96847000
c_2	0.18450380	0	0.00513488	-0.02821200
c_3	0	0.01775440	0.00087269	0
c_4	-2.48394546	-1.06249800	0.02939286	19.52348000
c_5	-0.00213853	-0.00273493	-0.00015395	-0.00941250
c_6	-0.61745089	0	0	0
c_7	0	-0.00005304	0	0.00018107
c_8	-0.04356349	-0.03088295	-0.00108270	0.07771800
c_9	0	1.11134946	0	-8.39521500
c_{10}	0.50028060	-0.00674491	-0.00235940	0
c_{11}	0.00000540	0	0	-0.00000350
c_{12}	0.00895359	0.00798746	0.00030703	0.02733000
c_{13}	-0.00001282	-0.00000235	0	0.00001730
c_{14}	-0.00855375	-0.00610522	-0.00018233	-0.01949200
c_{15}	-0.00072472	0	0	0.00143400
c_{16}	0	0	0	0
c_{17}	0.00143598	0.00026587	0	-0.00298000

(b) Rawls et Brakensiek (1985), valable pour $5 < Ar < 60 \%$ et 5

$$\begin{aligned}
 &< Sa < 70 \%, \text{ avec } f = c_1 + c_2 \cdot Ar + c_3 \cdot Sa + c_4 \cdot \varepsilon + c_5 \cdot Ar^2 + c_6 \cdot Ar \cdot \\
 &\varepsilon + c_7 \cdot Sa^2 + c_8 \cdot Sa \cdot \varepsilon + c_9 \cdot \varepsilon^2 + c_{10} \cdot Ar \cdot \varepsilon^2 + c_{11} \cdot Ar^2 \cdot Sa + c_{12} \cdot Ar^2 \cdot \varepsilon + \\
 &c_{13} \cdot Ar \cdot Sa^2 + c_{14} \cdot Ar^2 \cdot \varepsilon^2 + c_{15} \cdot Sa^2 \cdot \varepsilon + c_{16} \cdot Ar^2 \cdot Sa^2 + c_{17} \cdot Sa^2 \cdot \varepsilon^2
 \end{aligned}$$

TAB. I.1: Deux modèles de régression pour les paramètres hydrodynamiques de Brooks et Corey. Ar, Sa et Li désignent respectivement les pourcentages granulométriques en argile, sable et limon.

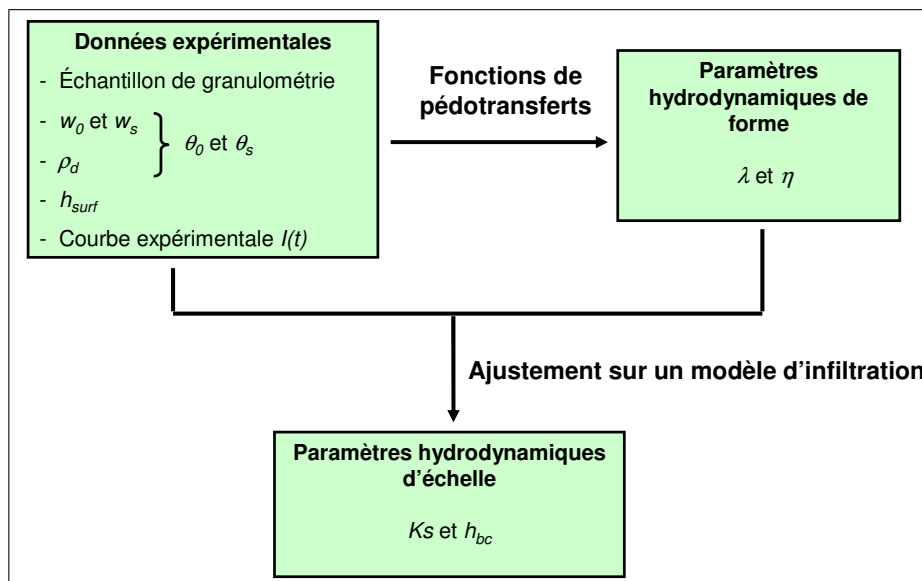


FIG. I.15: Stratégie de la méthode de Beerkan (de Condappa, 2000).

teneurs en eau volumiques sont calculées ensuite par multiplication des teneurs en eau massiques avec la masse volumique sèche [I.8].

La fonction de pédotransfert de Type 3 de Haverkamp et Reggiani (2002) (semi-physiques) , utilisée avec les données de granulométrie, estime le paramètre de forme $m \cdot n$, qui conduit ensuite à λ en utilisant l'équation [I.19]. On ne se sert pas des fonctions de Type 2 puisque les résultats de ces dernières sont sujets à caution : (i) les mesures expérimentales des banques de sols n'ont pas toutes été fait selon les mêmes conditions et (ii) les ajustements sur les données ne considèrent pas une valeur fixe de θ_r , qui pourtant selon Haverkamp *et al.* (2005a) a une très grande influence sur les résultats.

L'ajustement d'un modèle de l'infiltration à la courbe d'infiltration expérimentale permet l'estimation des paramètres d'échelle K_s et h_{bc} . Ce modèle peut-être soit une solution analytique, soit une solution numérique de l'équation de Richards, avec en condition initiale un profil uniforme [I.38] et une condition à la limite de Dirichlet [I.39]. Dans cette étude, on va choisir la solution analytique approximative de l'infiltration de Haverkamp *et al.* (1994), introduite en Paragraphe I.4.3.

La précision de l'estimation des paramètres hydrodynamiques dépend de la "qualité" de la courbe d'infiltration : K_s est d'autant mieux estimée que le régime quasi-permanent de l'infiltration est atteint, alors que l'estimation de h_{bc} est la meilleure pour les points compris dans la phase de transition entre le régime temporaire et quasi-permanent de l'infiltration (de Condappa et Soria, 2002; Soria, 2003). Par conséquent, on s'attachera expérimentalement à développer au maximum la courbe d'infiltration $I(t)$, de sorte à estimer le plus correctement K_s .

I.6. Conclusion du chapitre

Dans ce chapitre, nous avons exposé les bases théoriques de ce travail. Le milieu étudié est un milieu poreux isotrope, qui se caractérise par deux propriétés fondamentales :

- sa texture, qui traduit la distribution de la taille des particules le constituant et qui est quasi-statique dans le temps avec une échelle de variation spatiale de l'ordre du paysage ; et
- sa structure, qui décrit l'arrangement relatif des particules qui forment la matrice solide et qui est variable dans le temps selon une échelle de spatiale de l'ordre du VER.

L'écoulement d'eau dans le milieu poreux est régi par l'équation [I.31] de Richards, qui fait intervenir les variables h et K . On a présenté deux modèles de descriptions de ces deux variables : celui de Brooks et Corey (1964) et celui de van Genuchten (1980). On a souligné que le modèle [I.21] relatif à la courbe de conductivité hydraulique $K(\theta)$ de van Genuchten n'était valable que pour un modèle capillaire donné, ce qui n'est pas le cas du modèle [I.20] de Brooks et Corey : on choisit ainsi de décrire la conductivité hydraulique avec le modèle de Brooks et Corey.

La résolution de l'équation de Richards peut se faire avec le potentiel de Kirchhoff Ψ , défini par [I.34], ce qui conduit à [I.35]. Or, il se trouve que le calcul de $\Psi(h)$ est aisé lorsque l'on utilise les relations Brooks et Corey (1964) pour $h(\theta)$ et $K(\theta)$, ce qui conduit à la relation [I.36], continue quelque soit la valeur de h , i.e., l'état de saturation du milieu. Ainsi, cette combinaison du potentiel de Kirchhoff avec les relationnelles de Brooks et Corey est particulièrement judicieuse pour résoudre l'équation de Richards. On va donc aussi utiliser le modèle [I.16] de Brooks et Corey pour la rétention en eau $h(\theta)$.

Les deux relations de Brooks et Corey sélectionnées pour $h(\theta)$ et $K(\theta)$ font intervenir les cinq paramètres θ_s , h_{bc} , λ , K_s et η . Or, η peut se calculer avec la relation [I.22], connaissant λ , aussi le jeu des quatre paramètres hydrodynamiques que l'on retient est :

- θ_s , h_{bc} et K_s , trois paramètres d'échelle fonction de la structure du sol et, donc, très variables spatialement et temporellement ; et
- λ , paramètre de forme fonction de la texture du sol et, donc, avec une variabilité moindre.

Les mesures de ces quatre paramètres hydrodynamiques feront en partie l'objet de la partie suivante. On utilisera la méthode de Beerkan qui, réalisant cette séparation des paramètres dépendant de la structure et de la texture, estime :

- θ_s , h_{bc} et K_s avec l'aide d'un essai d'infiltration, la mesure de la teneur en eau à saturation donnant θ_s et l'ajustement à la courbe d'infiltration expérimentale évaluant h_{bc} et K_s ; et
- λ à partir de la granulométrie du sol, utilisant la fonction de pédotransfert de Haverkamp et Reggiani (2002).

Deuxième partie

DESCRIPTION ET INVESTIGATIONS EXPÉRIMENTALES DU MILIEU POREUX DU BASSIN VERSANT

Introduction à la deuxième partie

Cette seconde partie est consacrée à la présentation du bassin versant de Maheshwaram et à l'exposition des différentes manipulations expérimentales conduites afin de mesurer les propriétés des sols.

On commencera par décrire le bassin versant dans le Chapitre II. On évoquera le contexte géographique, météorologique, géologique et pédologique. On s'attardera plus précisément sur les processus d'altération des roches granitiques et de pédogenèse qui sont à l'origine sol étudié dans ce travail.

À partir du Chapitre III, on abordera les différentes investigations expérimentales conduites sur le bassin versant. L'objectif de toutes ces mesures est de récolter l'ensemble des informations nécessaires à la modélisation des écoulements dans le milieu poreux. Les résultats obtenus sont représentatifs de l'échelle des mesures, i.e., locale de l'ordre du mètre-carré, et seront spatialisés à l'échelle du bassin versant dans la partie suivante, afin de générer les paramètres d'entrée de la modélisation hydrodynamique.

Trois types d'investigation locale ont été conduites sur différents sites :

- l'observation et la caractérisation des profils de sols, c'est à dire l'identification des horizons pédologiques, de leurs profondeurs et de leurs propriétés texturales ;
- les mesures des teneurs en eau volumique initiale et à saturation, ainsi que le suivi régulier à la sonde à neutrons de l'évolution des profils d'humidité des sols durant les deux moussons 2002 et 2003 ; et
- la réalisation de la méthode de Beerkan, introduite au Paragraphe I.5.4.a, afin d'estimer localement les valeurs des paramètres hydrodynamiques.

La première investigation, l'étude des profils des sols, a pour objectif principal de sonder les différentes unités pédologiques que l'on introduira en Chapitre II, et surtout de caractériser leurs propriétés texturales. Ceci sera traité au Chapitre III.

Les Chapitres IV et V évoqueront respectivement la deuxième et la troisième investigation expérimentale. Le Chapitre IV s'intéressera aux mesures *in-situ* de la teneur en eau volumique du sol $\theta(z, t)$, variable propre au premier niveau d'intégration (Figure I.10), donnant une description "capacitive" du milieu poreux. Seront évoqués une partie des résultats expérimentaux de la méthode de Beerkan, qui estime la teneur en eau volumique initiale θ_0 et à saturation θ_s , ainsi que les mesures de la sonde à neutrons, qui

évaluent *in-situ* les profils de teneur en eau volumique.

Enfin, le Chapitre V sera consacré à la mesure expérimentale de la lame d'eau infiltrée, variable du deuxième niveau d'intégration de l'équation de Richards (Figure I.10), faite lors de la réalisation de la méthode de Beerkan.

Description du bassin versant de Maheshwaram

II.1. Le contexte indien

L'Inde est un pays de 3 287 590 km², soit environ six fois la superficie de la France, divisé en 23 États (Figure II.1). Sa population est supérieure au milliard d'habitants, avec une densité démographique moyenne sur tout le pays d'environ 314 habitants au km², mais dépassant les 20 000 habitants au km² dans la capitale New Delhi (Département des statistiques des Nations Unies, <http://unstats.un.org/>).



FIG. II.1: Carte administrative de l'Inde (source : <http://www.mapsofindia.com/>).

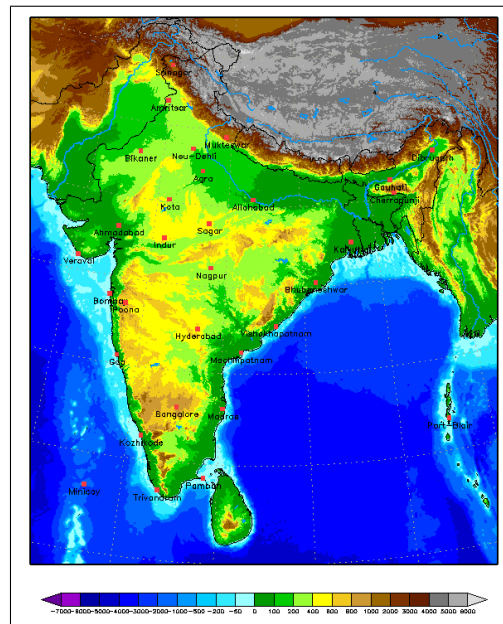


FIG. II.2: Carte physique de l'Inde (source : <http://www.klimadiagramme.de/>).

II.1.1. La géographie

La carte physique de l'Inde se trouve dans la Figure II.2. L'altitude varie de 0 m le long des côtes à plus de 8 500 m dans la chaîne de l'Himalaya. Au pied des montagnes au nord, de la plaine du Gange au Rajasthan, le relief est plutôt plat. Le pays est parcouru du sud au nord par un immense plateau qui s'élève entre 200 et 600 m d'altitude, bordé à l'ouest par une chaîne de petites montagnes sud-nord, appelées Ghâts de l'ouest, s'élevant à 1 500 m d'altitude.

La répartition de la ressource en eau est très inégale. Une partie du pays est enclin aux sécheresses : le Rajasthan, le Gujrat, le Madhya Pradesh, l'Orissa et l'Andhra Pradesh sont les États les plus touchés. *A contrario* le Bengale de l'Ouest, le Bihar et les petits États du nord-est sont sujets à des inondations. La chaîne himalayenne donne naissance aux fleuves majeurs du nord de l'Inde, dont les bassins de drainage, essentiellement formés de sédiments non consolidés, forment des zones riches pour l'agriculture et les réserves en eau souterraine du pays. Au contraire, le sud compte peu de rivières pérennes et ses bassins se situent en majorité dans des roches cristallines où les réserves en eau souterraines sont faibles (Engerrand, 2002).

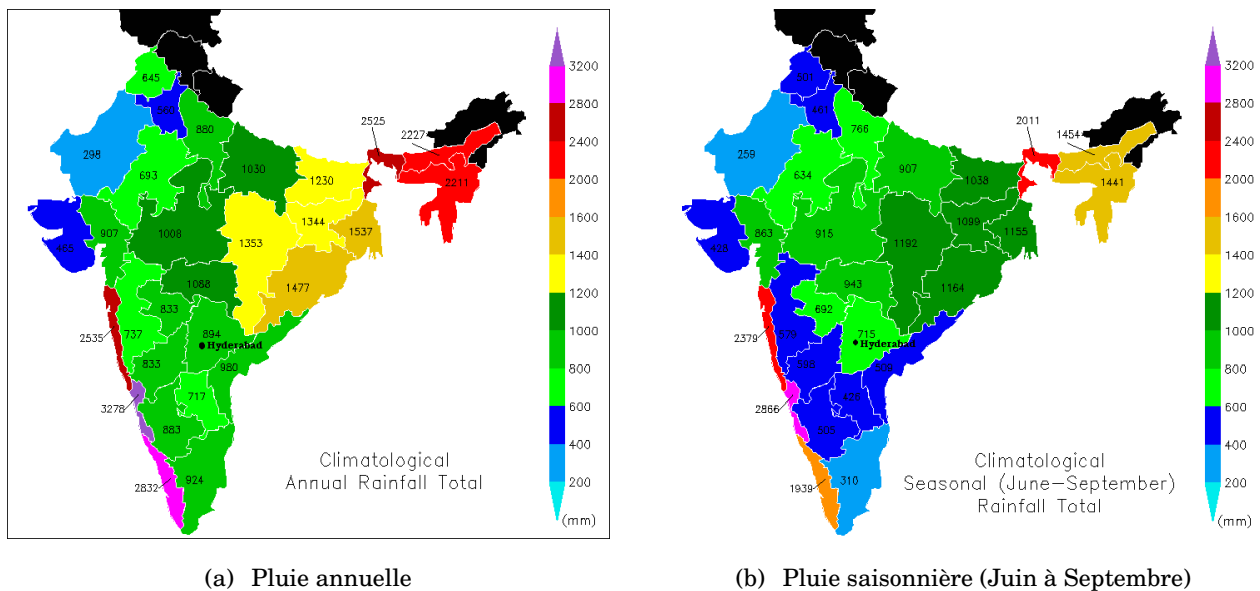
II.1.2. La pluie

La distribution des pluies est très marquée, aussi bien spatialement que temporellement (Figure II.3). Au nord du pays, les cumuls annuels sont très importants à l'est, avec au maximum les 11 000 mm et les records mondiaux de l'État du Meghalaya, et diminuent graduellement vers l'ouest, étant minimum dans le Rajasthan avec 300 mm. La distribution spatiale est aussi variable dans le sud, le cumul étant plus faible à l'intérieur du pays qu'au bord des côtes. La présence des Ghâts de l'ouest entraîne un fort gradient pluviométrique entre les zones côtières de l'ouest et l'intérieur des terres.

La répartition des pluies dans l'année est fortement hétérogène. Les trois quarts du cumul annuel tombent durant la saison de la mousson, qui est de juin à septembre pour la majorité du pays (mousson venant du sud-ouest), comme l'illustre la comparaison des deux cartes.

II.1.3. Les sols

La distribution des sols est en partie similaire à la répartition de la géologie (Figure II.4). Les formations géologiques récentes ont engendré des Inceptisols au niveau du bassin du Gange et des Aridisols et Spodosols dans les régions arides du Rajasthan et du Gujrat. Les Vertisols se sont développés au-dessus des Trappes du Déccan et les Alfisols au-dessus des anciennes roches cristallines datant du Précambrien. Enfin la zone côtière humide du sud-ouest est formée d'une grande bande d'Ultisols et les Entisols bordent les grands fleuves du nord.



(a) Pluie annuelle

(b) Pluie saisonnière (Juin à Septembre)

FIG. II.3: Distribution spatiale des pluies en Inde; données climatiques de 1871 à 2000 (source : <http://www.monsoondata.org/>).

II.2. Le bassin versant de Maheshwaram

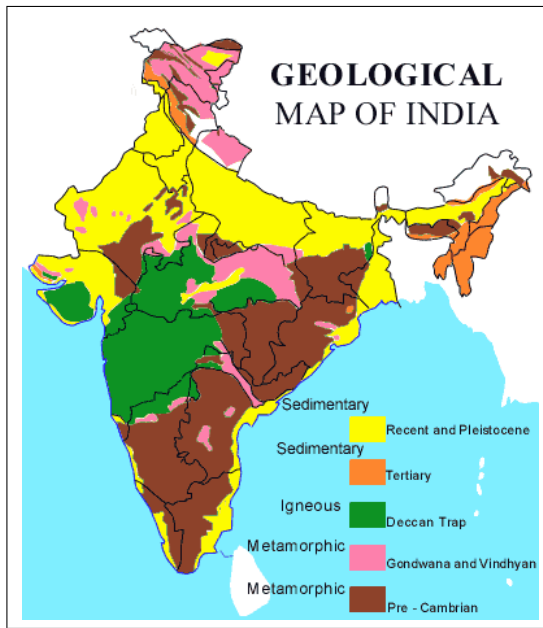
II.2.1. Localisation

Les travaux du CEFIRES se concentrent principalement sur le bassin versant de Maheshwaram qui est situé à l'intérieur des terres dans l'État de l'Andhra Pradesh, à une trentaine de kilomètres au sud-est de Hyderabad, capitale de l'État (Figure II.5). Sa surface, d'environ 53 km², est localisée entre les longitudes 78°24'30" - 78°29'00" et les latitudes nord 17°06'20" - 17°11'00". La région se trouve dans la zone des Alfisols du Plateau du Deccan, avec une altitude moyenne de 600 m.

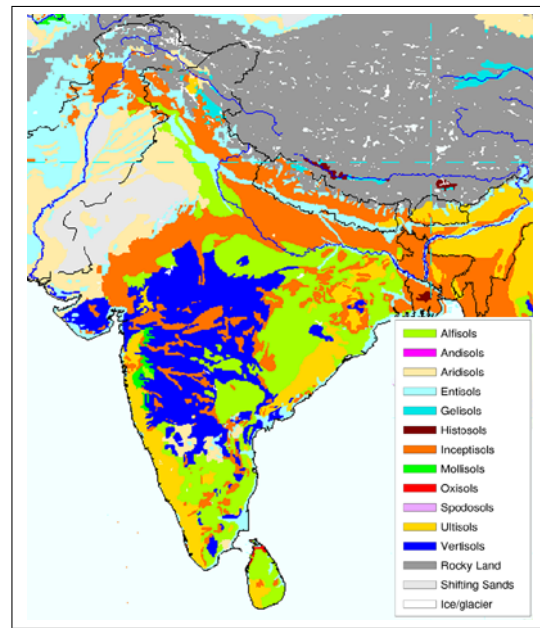
II.2.2. Météorologie

Le bassin se trouve près de Hyderabad, où selon la carte de la Figure II.3, le cumul annuel moyen des précipitations est de 894 mm. Les cumuls annuels de la région de Hyderabad, le Tèlangana, sont en fait légèrement plus faibles : la moyenne annuelle de 1976 à 1995 est de 804 mm (Figure II.6.a), ce qui, d'après Brouwer et Heibloem (1986), qualifie le climat de cette région de *subtropical*. Engerrand (2002) a calculé une moyenne de 796 mm de 1901 à 1998 et remarque des alternances de périodes sèches et humides tous les 3-4 ans, bien que la quantité de pluie annuelle soit fortement variable d'une année sur l'autre. L'auteur, s'appuyant sur l'étude d'auto-corrélogrammes des pluies journalières de 1994 à 2000, souligne l'existence de phénomènes structurés dans le temps, de périodicité annuelle. La Figure II.6.b illustre cette structure temporelle : la région, soumise à la mousson venant du sud-ouest, alterne entre la saison sèche, de novembre à mai, et celle humide, de juin à octobre.

En coopération avec l'Andhra Pradesh Groundwater Board, le CEFIRES a mis en place en 2000 une



(a) Carte géologique (source : <http://www.mapsofindia.com/>).



(b) Carte des sols (source : <http://www.nrcs.usda.gov/>).

FIG. II.4: Cartes des sols de l'Inde.

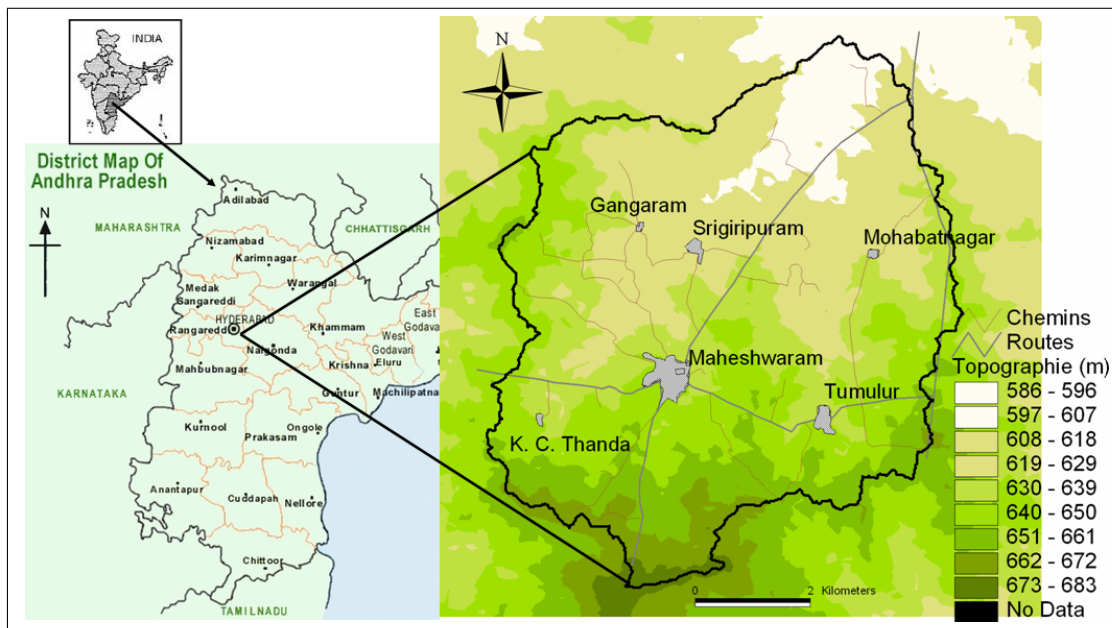
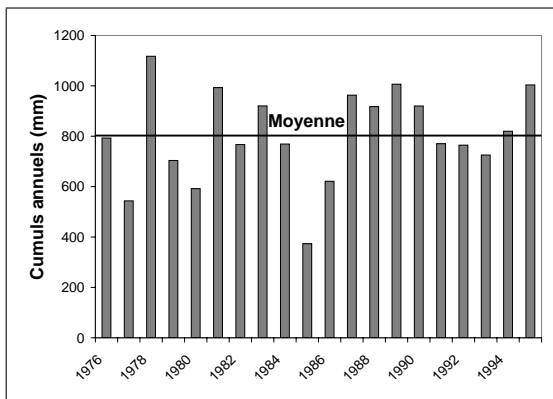
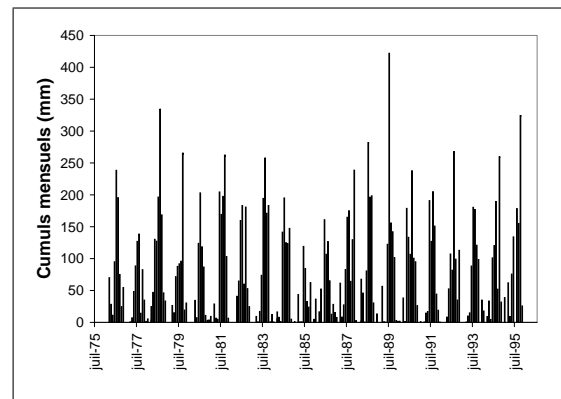


FIG. II.5: Localisation du bassin versant de Maheshwaram.



(a) Pluies annuelles



(b) Pluies mensuelles

FIG. II.6: Évolution des cumuls de pluie à Hyderabad - 1976 à 1995.

station météorologique près du village de Maheshwaram. Depuis septembre 2000 on y mesure :

- l'évaporation de l'eau et l'humidité de l'air ;
- le cumul de la pluie journalière ;
- le pluviogramme de la pluie journalière (ce qui conduit à la courbe de précipitation cumulée journalière) ;
- les températures maximales et minimales ; et
- la vitesse moyenne du vent à 2 m de hauteur.

La Figure II.7 contient les données pluviométriques disponibles. Le cumul de septembre 2001, 443 mm, est particulièrement élevé en raison d'un événement pluvieux très important à la fin du mois, où il a plu en deux jours plus de 230 mm. Les pluies des années 2001 et 2003 sont légèrement au-dessus de la moyenne de Hyderabad (804 mm), alors que l'année 2002 est notablement en-dessous.

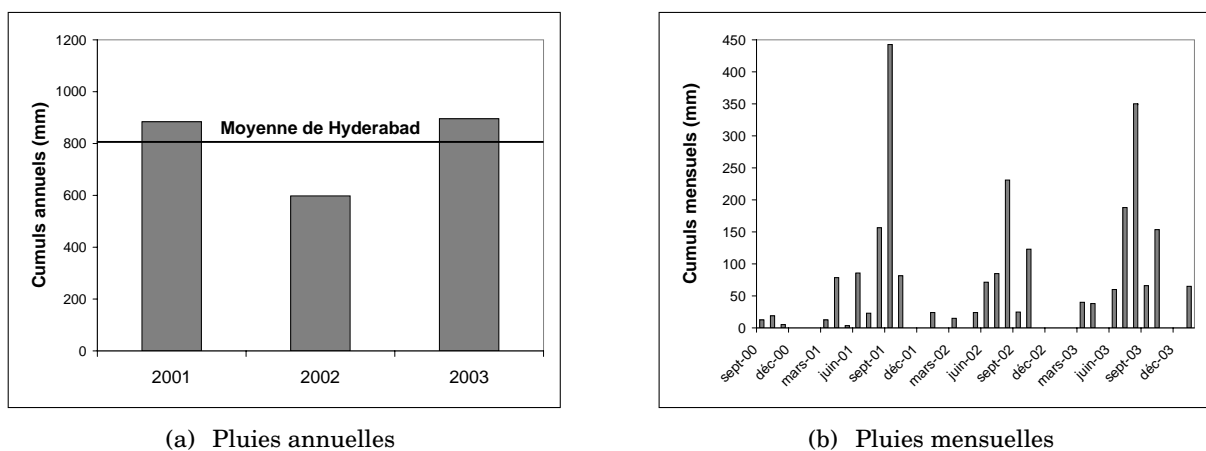


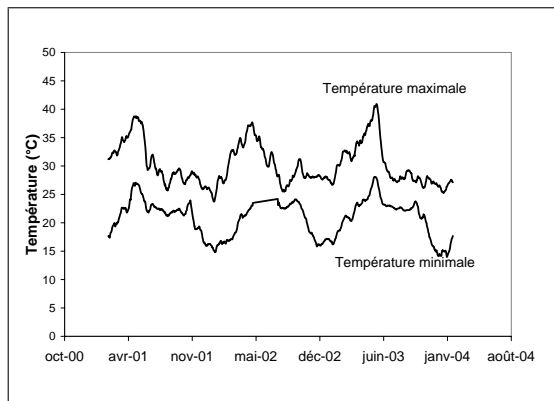
FIG. II.7: Évolution des cumuls de pluie à Maheshwaram - septembre 2000 à février 2004.

Les températures sont maximales au mois de mai (Figure II.8.a), dépassant quelques fois les 40 °C, et commencent ensuite à diminuer en juin, avec le début de la mousson, jusqu'à se stabiliser en août ; elles n'évoluent pas de façon significative jusqu'à la fin de la mousson. En novembre, elles diminuent de nouveau pour devenir minimales en janvier, étant quelquefois inférieures à 15 °C. Ensuite, la tendance s'inverse puisqu'elles augmentent assez régulièrement jusqu'en mai.

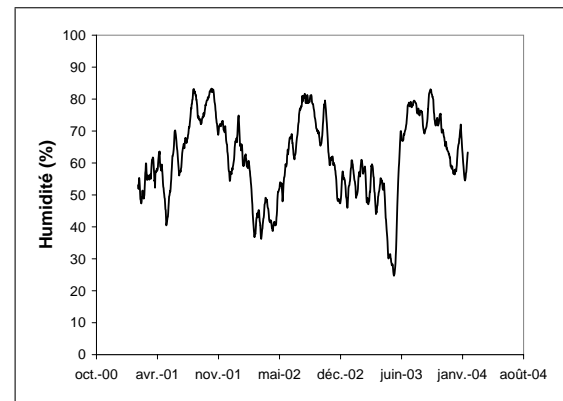
L'allure des humidités est aussi en "dent de scie" (Figure II.8.b). Elles sont maximales d'août à octobre, lorsque la mousson a pris son plein essor, pouvant dépasser les 90 %. Elles diminuent alors progressivement, jusqu'à être minimales de février à juin, avec quelques valeurs inférieures à 30 % avant le début de la mousson (fin mai). La tendance s'inverse ensuite avec le premières pluies.

II.2.3. Contexte hydrologique du bassin

Six villages sont de taille remarquable et le bassin versant porte le nom du plus important d'entre eux, Maheshwaram (Figure II.5). L'activité principale du bassin est l'agriculture et l'irrigation se fait uniquement, à de rares exceptions près, par pompage privé des eaux souterraines, aucune rivière n'étant



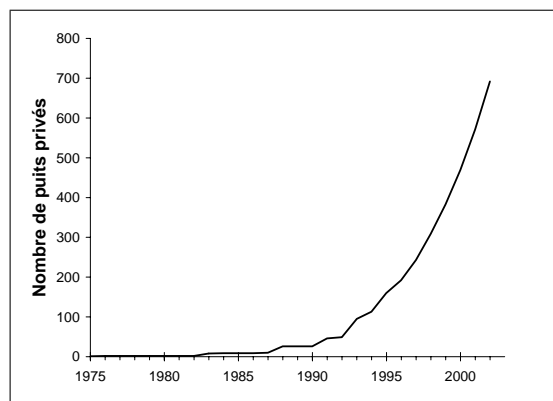
(a) Moyennes glissantes sur 15 jours des températures maximales et minimales



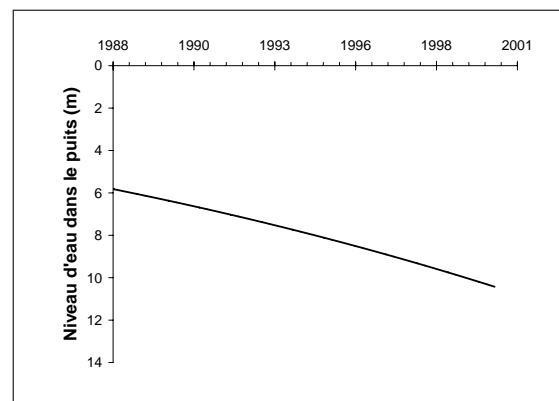
(b) Moyenne glissante sur 15 jours de l'humidité moyenne

FIG. II.8: Évolution des températures et des humidités à Maheshwaram - septembre 2000 à février 2004.

pérenne dans le bassin. Le nombre de puits privés a très fortement augmenté ces dix dernières années (Figure II.9.a). Ceci entraîne une tendance générale à la diminution des niveaux piézométriques du bassin



(a) Évolutions du nombre de puits privés depuis 1975



(b) Exemple de la tendance du niveau de l'eau dans un puits depuis 1988

FIG. II.9: Contexte de la ressource en eau souterraine du bassin versant de Maheshwaram.

versant, comme l'illustre l'exemple de la tendance du niveau de l'eau dans un puits, Figure II.9.b.

En raison de son contexte, ce bassin est bien représentatif de la diminution drastique de la ressource en eau souterraine qui se développe dans les zones indiennes subtropicales à arides.

II.3. Géologie du bassin et genèse des sols

II.3.1. Géologie du bassin versant

Le bassin versant est situé en contexte granitique d'âge Archéen, antérieur à 2.5 Ga (Moyen, 2000). La carte géologique du bassin de la Figure II.10, élaborée au sein du CEFIRES, définit les trois unités

géologiques principales couvrant la zone d'étude.

- *Le granite à biotite*, caractérisé par une texture grenue avec des biotites formant des agrégats planaires centimétriques. C'est la formation la plus représentée sur le bassin.
- *Le granite leucocrate*, contenant moins de biotite et plus de muscovite, est caractérisé par une texture grenue où la taille des grains est infracentimétrique à millimétrique. Ce granite a la particularité de former des boulders et il est principalement localisé sur les hauts topographiques à l'ouest du bassin.
- *Le granite à biotite avec intrusions de veines de pegmatite et de granite leucocrate* d'épaisseur décimétrique. Ce granite constitue l'encaissant du granite leucocrate.

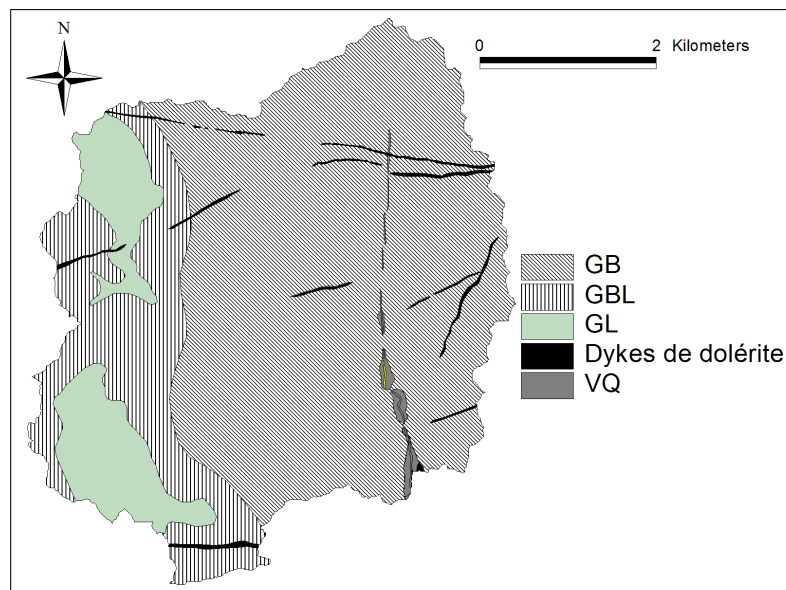


FIG. II.10: Carte de la géologie du bassin versant de Maheshwaram. *GB* indique le granite à biotite, *GBL* le granite à biotite avec intrusions de veines de pegmatite et de granite leucocrate, *GL* le granite leucocrate et *VQ* la veine de quartz.

Par ailleurs ces trois types de granite sont recoupés par des dykes de dolérite larges de quelques mètres et une veine de quartz subverticale d'environ 20 m d'épaisseur et d'orientation NS.

II.3.2. Altération des granites

L'altération des granites dans la zone d'étude est principalement le résultat de l'altération météorique des biotites (transformation en argile telle que la *kaolinisation*), qui entraîne une désagrégation de la roche, et conduit à la formation d'une *altérite* granitique plus ou moins riche en argile.

Dans la zone d'étude de climat subtropical, l'altération météorique se produit à une vitesse de l'ordre de 2 m/Ma (Wyns, 2002). Le processus est principalement de nature chimique avec une *hydrolyse* des minéraux de la roche, ce qui les transforme en d'autres minéraux, principalement des matériaux riches en argile, en équilibre aux conditions de température et de pression à la surface (Tardy, 1971; Tardy,

1993).

Différents paramètres influencent la vitesse et le type d'altération (Pye, 1986; Cho *et al.*, 2003) :

- le climat principalement, l'eau étant nécessaire pour activer le processus d'hydrolyse et une température élevée catalysant les réactions ;
- la nature chimique et minéralogique de la roche, l'ordre de stabilité des minéraux, c'est à dire de résistance à l'altération, étant du plus stable au moins stable, quartz > muscovite > K-feldspar > biotite > amphibole ;
- la surface spécifique du grain (rapport de la masse à la surface), les roches à grain fin s'altérant plus rapidement que celles à gros grain ; et
- la topographie, une pente moyenne faible favorisant l'infiltration de l'eau de pluie.

Lors de l'hydrolyse, la taille du grains diminue par dissolution de la matière : il y a *désagrégation du matériau originel*. Par ailleurs, une partie des composés dissous se recombine et cristallise pour donner naissance à de nouveaux minéraux : il y a *néoformation*. Ces nouveaux minéraux sont principalement des argiles, des oxydes et des hydroxydes, de la calcite ou encore du gypse (Ruellan et Dosso, 1993).

Le produit ultime de l'altération engendre deux types d'argiles : les *argiles particulières* et les *argiles minéralogiques*. On appellera *argiles particulières* la fraction des particules de diamètre inférieur ou égal à 2 μm issues de la désagrégation prolongée de la roche mère, dont elles ont gardé la composition minéralogique. Des grains de quartz ou de micas de taille inférieure à 2 μm sont des exemples d'argile particulière. Les sables et les limons proviennent aussi directement cette désagrégation.

Les *argiles minéralogiques* sont par définition des minéraux néoformés constitués de feuillets à couche de silice ou d'alumine, qui sont issus de la recombinaison de la silice et de l'alumine issues de l'hydrolyse de la roche mère (précipitation de la silice et de l'alumine dissoutes dans l'eau). C'est ainsi que l'hydrolyse des micas conduit à la kaolinite, qui est une argile minéralogique. La majorité des argiles minéralogiques sont de tailles inférieures à 2 μm , mais certaines sont plus grandes et se retrouvent ainsi dans la fraction granulométrique limoneuse.

En climat chaud et assez humide, qui est le cas du climat subtropical du bassin versant de Maheshwaram, l'hydrolyse des roches est particulièrement active. Les particules les plus fines, i.e., les argiles particulières, sont éliminées rapidement, et des argile minéralogiques prédominent, les néoformations étant favorisées par la forte hydrolyse des roches.

II.3.3. Le profil d'altération du granite

L'altération des roches de socle, et plus particulièrement du granite, se fait de façon graduelle selon la profondeur, ce qui crée le *profil d'altération* schématisé en Figure II.11 (Wyns, 1991). Lachassagne et Wyns (2004) et Dewandel *et al.* (2005) y définissent plusieurs compartiments géologiques du haut vers le bas.

Les Altérites et plus précisément les *Allotérites* et *Isaltérites*, sont le résultat de l'altération ultime *in-situ* du granite. C'est une couche meuble d'une dizaine de mètre d'épaisseur située près de la surface du sol, où l'eau d'infiltration est la plus disponible pour le processus d'hydrolyse des minéraux. Au sommet du profil d'altération se trouve l'allotérite, qui est un milieu riche en argile où, du fait des changements de volume conséquents à l'altération minéralogique, la structure de la roche mère n'est plus conservée (Jones, 1985; White *et al.*, 2001). Au niveau de l'isaltérite sous-jacente, les processus d'altération n'ont entraînés qu'une légère modification de volume et la structure originelle de la roche mère y est toujours perceptible (Gardner, 1980; Cleaves, 1993; White *et al.*, 2001). Dans le cas de roche à grains grossiers, e.g., les granites, la base des isaltérites est fréquemment feuilletée.

Le Granite fissuré a une épaisseur pouvant atteindre la soixantaine de mètres, ou plus, dans les zones de fractures tectoniques. Il est caractérisé par la présence de fissures sub-horizontales et sub-verticales, dont la fréquence diminue avec la profondeur. Des observations récentes (Wyns *et al.*, 1999; Lachasagne *et al.*, 2001; Cho *et al.*, 2003; Wyns *et al.*, 2003) montrent que ces fissures sont les conséquences des contraintes engendrées par le gonflement des minéraux au cours du processus d'altération, en particulier de la biotite (Wyns, 2003). Lorsque la texture de la roche est relativement isotrope, ce qui est le cas du granite par exemple, les fissures générées sont orthogonales au plus faible vecteur de contrainte, i.e., sub-parallèles à la surface topographique. Cette fissuration horizontale est maximale au sommet de l'horizon fissuré, donnant un aspect feuilleté.

Le Substratum rocheux sain ne présente que localement quelques fractures d'origines tectoniques.

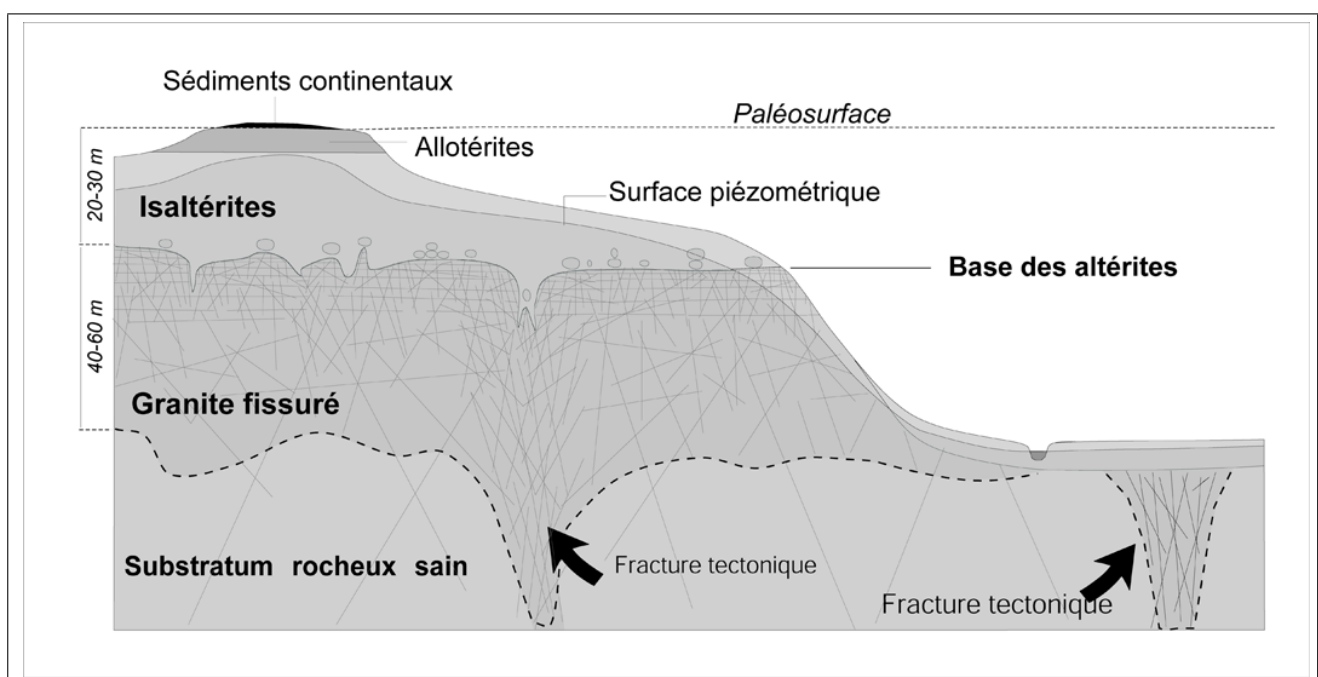


FIG. II.11: Profil d'altération typique d'un système d'aquifère de socle (source : Wyns, 1991).

II.3.4. Le profil d'altération du bassin versant de Maheshwaram

II.3.4.a. Observation du profil

Le profil d'altération du bassin versant de Maheshwaram est observable dans de nombreux *dugwells*, puits ouverts larges d'une quinzaine de mètres, creusés principalement dans les années 70 pour l'irrigation des cultures. Ces ouvrages, remplis d'eau dans le passé, sont pour la plupart secs aujourd'hui et sont ainsi des sites d'observation essentiels du profil d'altération du granite.

La Figure II.12 présente un profil typique d'un *dugwell* de Maheshwaram, qui contient de haut en bas (Dewandel *et al.*, 2005) :

- la couverture fine de sol, dont l'épaisseur est de l'ordre du demi-mètre et peut ne pas exister dans les zones d'érosion ;
- une fine couche d'isaltérite non-feuilletée de 1 à 3 m d'épaisseur, que l'on distinguera en deux catégories au Paragraphe II.3.5 ;
- une couche épaisse, de 10 à 15 m, d'isaltérite feuilletée (ou granite feuilletée), où l'on observe la préservation inhabituelle d'un réseau de fissures sub-horizontales et sub-verticales ;
- le granite fissuré d'environ 15 à 20 m d'épaisseur ; et
- la roche saine.

II.3.4.b. Hypothèse d'érosion du profil

L'absence dans ce profil d'altération des allotérites, l'épaisseur relativement constante et faible des isaltérites non-feuilletées, ainsi que la présence de fissures dans l'horizon feuilleté, ne sont pas en concordance avec le profil d'altération classique présenté en Figure II.11. Dewandel *et al.* (2005) montrent que le profil est en effet tronqué, puisque seul l'horizon fissuré originel est conservé, et qu'ainsi les zonages d'altération de la Figure II.11, globalement horizontaux et ne suivant pas la topographie, ne représentent pas exactement la situation actuelle du bassin.

La Figure II.13 schématise le processus de d'érosion dans le temps. Le profil d'altération du *Jurassique - Crétacé* aurait été très semblable à celui de la Figure II.11. Les altérites et une partie du granite fissuré auraient été fortement érodés durant le *Tertiaire - Quaternaire*, probablement à la suite des différentes élévations de la péninsule Indienne. La partie de l'horizon fissuré mis à nu se serait de nouveau altérée, formant l'actuel horizon d'isaltérites non-feuilletée, et le feuilletage d'une grande partie de l'ancien horizon fissuré, formant l'actuel horizon de granite feuilleté. La progression du front d'altération s'est fait dans un régime instable où l'érosion de surface est prépondérante par rapport à la production, conduisant à la suppression continue des allotérites (Dewandel *et al.*, 2005).

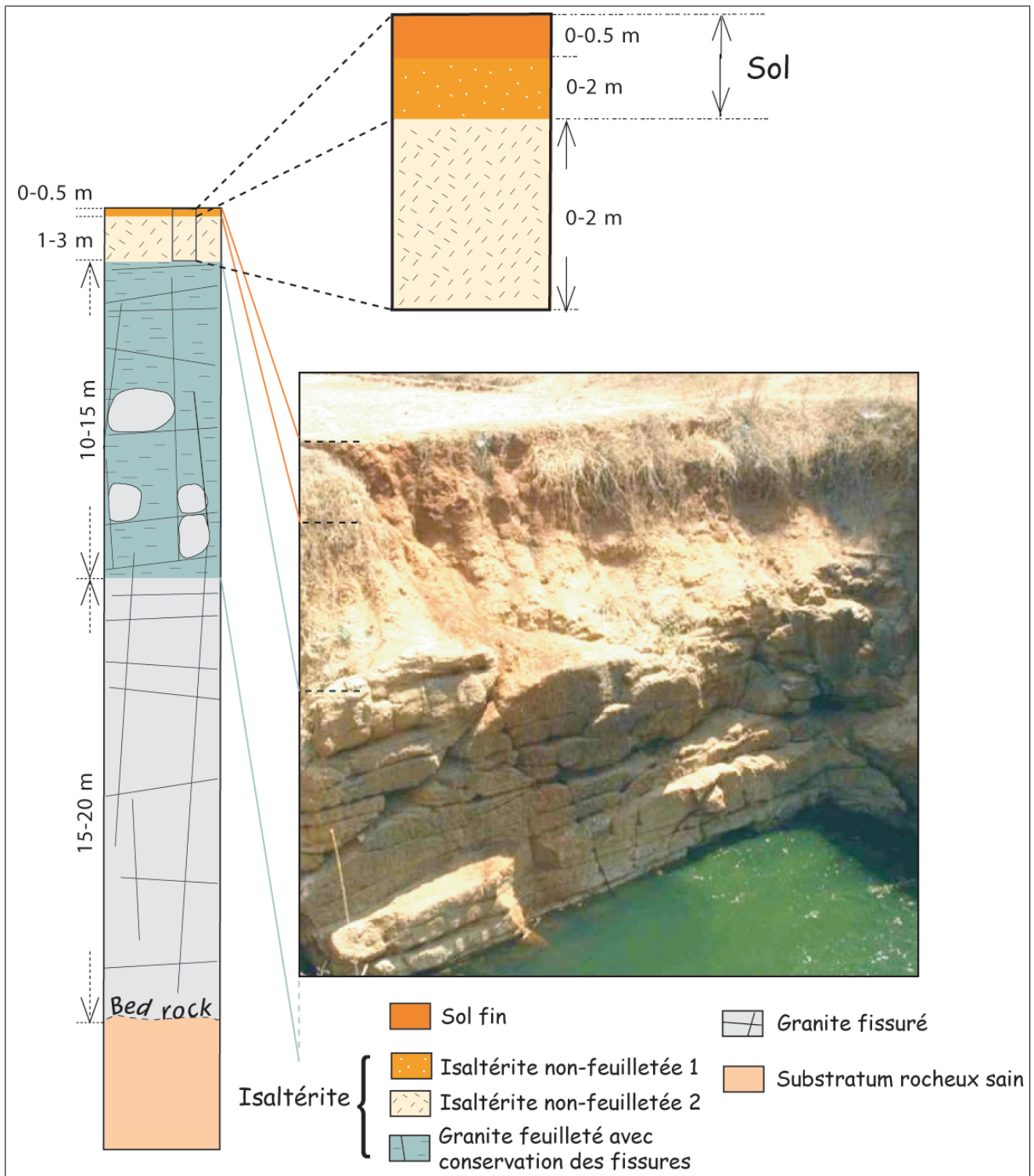


FIG. II.12: Profil d'altération typique de Maheshwaram - Vue à l'intérieur d'un dugwell.

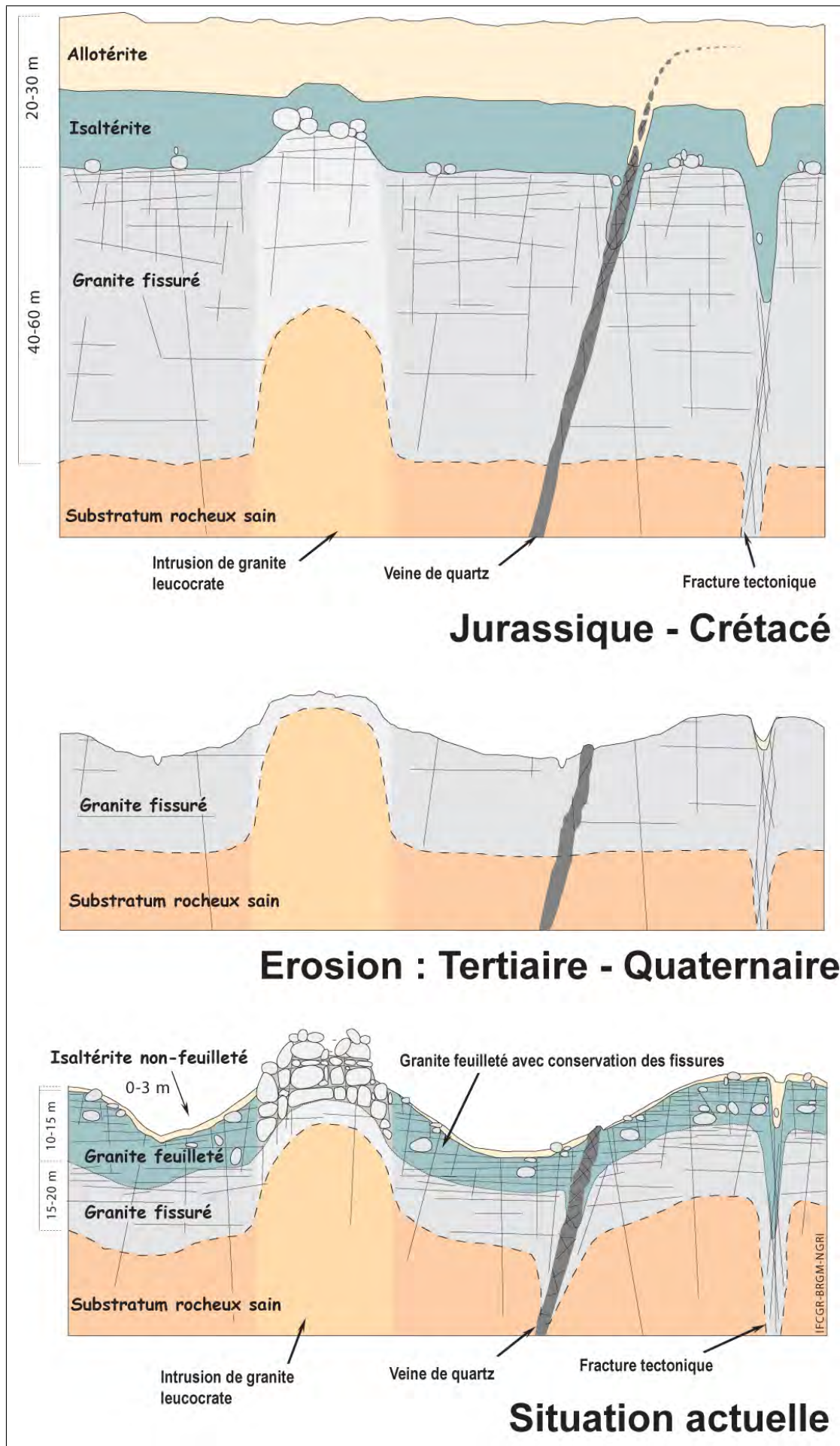
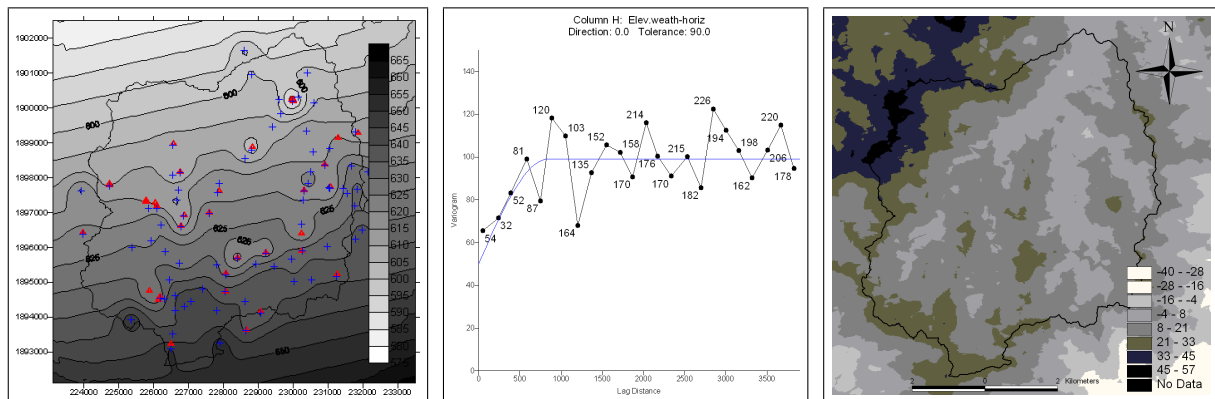


FIG. II.13: Modèle d'érosion du profil d'altération (source : Dewandel *et al.*, 2005).

II.3.4.c. Investigation de la profondeur des isaltérites

Le CEFIRES a mené plusieurs campagnes de prospection géophysique afin d'évaluer les épaisseurs des différents horizons d'altération. Krishnamurthy *et al.* (2000) ont effectué des sondages de résistivité électrique en 79 localités du bassin et Dewandel *et al.* (2005) ont spatialisé leurs observations expérimentales pour obtenir, entre autre, l'élévation du sommet du granite fissuré (Figure II.14.a). L'interpolation s'est faite en krigeant selon le variogramme sphérique de la Figure II.14.b, qui a été ajusté sur celui expérimental.



(a) Élévation en mètre du sommet du granite fissuré (source : Dewandel *et al.* 2005). (b) Variogramme sphérique calé (source : Dewandel *et al.* 2005). (c) Profondeur en mètre, à partir de la surface du sol, des isaltérites.

FIG. II.14: Résultats des prospections géophysiques du CEFIRES.

La soustraction de l'élévation du sommet du granite fissuré à la topographie mène à la profondeur de la base des isaltérites, i.e., la base du granite feuilleté (Figure II.14.c). La grille est négative en certaines zones alluviales, où les isaltérites peuvent être en fait très peu épaisses (Figure II.11). On utilisera cette profondeur au Chapitre VII, lors de la spatialisation des observations ponctuelles des textures des sols.

Dans ce travail de thèse, on va se concentrer sur le milieu surplombant les isaltérites feuilletées, qui contient en particulier le sol. Ce milieu se forme par des processus de *pédogenèse*, qui se déroulent en parallèle à l'altération de la roche et dont la cinétique est plus rapide.

II.3.5. Pédogenèse des sols du bassin versant de Maheshwaram

II.3.5.a. Définition de la pédogenèse

Les sols se forment au sommet du profil d'altération par pédogenèse, qui se compose principalement de deux processus de cinétique plus rapide que celle de l'altération du granite : (i) des mécanismes biologiques et d'accumulation de la matière organique et (ii) des mécanismes de libération, de migration et d'accumulation des constituants (Ruellan et Dosso, 1993).

Mécanismes biologiques et accumulation de la matière organique La vie se développe sur le matériau du sommet du profil d'altération, où sa pénétration est favorisée, et en retour cette première favorise la plupart des mécanismes d'altération (désagrégation, hydrolyse, néoformation). Les activités des êtres vivants à l'origine de la formation des sols sont de différentes nature, on peut citer (Ruellan et Dosso, 1993; Gobat *et al.*, 1998) :

- le creusement de galeries (e.g., racines et vers de terre) ;
- la formation de liens entre les particules (argiles, limons, sables) ; ou encore
- la dissolution des minéraux, ce qui provoque la formation de nouveaux minéraux (e.g., argiles et calcite).

Par ailleurs, après la mort, les matières organiques s'accumulent principalement au sommet du matériau, avant de s'y décomposer plus ou moins rapidement (Ruellan et Dosso, 1993; Gobat *et al.*, 1998).

Mécanismes de libération, de migration et d'accumulation des constituants Les constituants issus de l'altération des roches et des activités biologiques sont soumis à des phénomènes migratoires au sein du matériau sommital du profil d'altération, certains d'entre eux pouvant atteindre les nappes. On peut citer, par exemple, les mouvements (Ruellan et Dosso, 1993; Gobat *et al.*, 1998) :

- des particules solides (e.g., brassage du milieu par l'activité biologique, transport par gravité) ; ou
- sous forme soluble, conséquents notamment de l'hydrolyse des minéraux.

Ces mouvements se font principalement :

- “verticalement, du haut vers le bas, sous l'effet de la gravité ou des actions biologiques ;
- verticalement, du bas vers le haut, sous l'effet de la capillarité ou des actions biologiques ;
- sur des distances qui varient du micron à la centaine de mètres” (Ruellan et Dosso, 1993).

Ces phénomènes de migration redistribuent, dans le matériau sommital du profil d'altération, les constituants créés par l'altération et l'activité de la vie. Ceci génère des volumes (Ruellan et Dosso, 1993; Gobat *et al.*, 1998) :

- appauvris en un ou plusieurs constituants, appelés volumes *éluviaux* ;
- enrichis de façon relative, du fait du départ d'autres éléments, ou de façon absolu, par accumulation d'un ou plusieurs constituants, appelés volumes *illuviaux*.

Le matériau, situé au sommet du profil d'altération et soumis à cette pédogenèse, forme le sol. Bien que la cinétique de la pédogenèse soit plus rapide que celle de l'altération du granite, ces deux processus sont intimement liés : la pédogenèse ne peut se faire que sur le matériau proche de la surface, rendu meuble par l'altération, ce qui en retour accélère, au sommet du profil, l'altération du matériau granitique. De plus, il se produit aussi dans le sol les dynamiques de l'altération, en particulier l'hydrolyse, i.e., on constate dans les sols (i) la désagrégation du matériau originel, ce qui entraîne la disparition progressive, dans le climat subtropical du bassin, des argiles particulières, et (ii) la néoformation de nouveaux minéraux et, en particulier, des argiles minéralogiques.

Par ailleurs, les sols peuvent aussi se former par des cycles d'érosion / de dépôt hydriques ou éoliens.

II.3.5.b. Pédogenèse des sols de Maheshwaram

La pédogenèse actuelle des sols du bassin versant de Maheshwaram se déroule au sommet des isaltérites non-feuilletées de la Figure II.12. Un profil typique du sol et de la partie sommitale de l'isaltérite non-feuilletée du granite à biotite se trouve dans la Figure II.15 et il s'en dégage plusieurs observations :

- la présence du filon de quartz sur la gauche de la photo, vertical et remontant jusqu'au niveau du sol, confirme que le milieu a conservé en partie la structure de la roche mère et que, de ce fait, il s'agit bien d'une isaltérite ;
- ce filon de quartz est complètement désagrégé près de la surface du sol, ce qui forme une ligne de cailloux de quartz qui délimite la partie supérieure de l'isaltérite non-feuilletée ; et
- le sol pédologique, c.-à-d. le milieu affecté par les phénomènes de pédogenèse, se compose d'un *horizon E*, qui désigne selon la taxonomie pédologique (e.g., Ruellan et Dosso 1993) un horizon d'éluviation, et d'un *horizon B*, qui désigne un horizon d'illuviation .

Le volume ultime de la pédogenèse, qui est un milieu où la structure du granite originel est totalement absente, se réduit à un horizon E d'une trentaine de centimètres. Il est soumis à une érosion hydrique forte en surface et est, de ce fait, très peu épais sur cette photo, étant même inexistant en d'autre position du bassin. À ce décapage superficiel, s'ajoute le lessivage vertical, par les eaux d'infiltration, des argiles de l'horizon E, au profit de l'horizon d'accumulation B sous-jacent. Il y a aussi néoformation, dans l'horizon B, des complexes d'argiles minéralogiques, qui adsorbent les oxydes de fer issus de l'hydrolyse de la biotite, ce qui donne cette couleur rouge prononcée à l'horizon B et permet de délimiter la limite inférieure du sol. Enfin, en-dessous de l'horizon B, se trouve le matériau non ou peu affecté par les processus de pédogenèse, que l'on nomme en taxonomique pédologique *horizon C*.

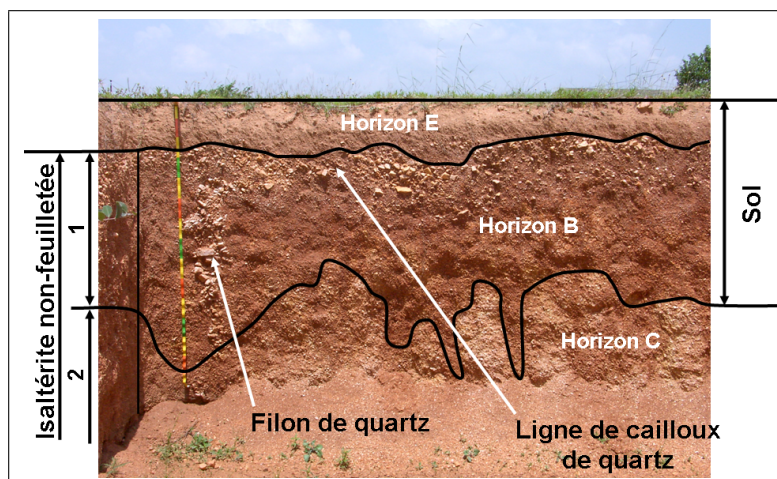


FIG. II.15: Profil typique du sol et de la partie sommitale de l'isaltérite non-feuilletée.

Ce profil type démontre que la partie supérieure des isaltérites et la partie inférieure du sol se confondent, la pédogenèse se faisant sur les isaltérites non-feuilletées proches de la surface du sol, affectant le sommet de ces dernières. Ceci nous amène à distinguer deux sortes d'isaltérites non-feuilletées du granite à biotite (cf. Figures II.12 et II.15) :

l'isaltérite non-feuilletée 1 qui est affectées par les phénomènes de pédogenèse, i.e., en particulier par la néoformation de nouveaux composés, et les mécanismes de migration verticale descendante des argiles (l'horizon B sur la photo du profil de sol); et

l'isaltérite non-feuilletée 2 qui n'est pas affectée par cette pédogenèse (l'horizon C sur la photo du profil de sol).

Le sol, au sens pédologique, est le milieu compris entre la surface du sol et la base de l'isaltérite non-feuilleté 1 (Figure II.15). Les sols observables sur le bassin sont "jeunes" et résultent d'une pédogenèse actuelle, puisque l'érosion de surface inhibe l'accumulation et l'épaississement des matériaux nés de la pédogenèse avancée.

Il faut remarquer que ces sols, d'apparence rouge et typiques des zones du granite à biotite, sont prépondérants sur le bassin, mais on observe aussi :

- des sols bruns (Figure II.16), qui sont issus de la pédogenèse, selon des mécanismes identiques à ceux que l'on vient de présenter, sur les produits de l'altération du granite leucocrate (des boulders de granite leucocrate sont visibles sur la photo); et
- des sols alluviaux grisâtres (Figure II.17), qui ne résultent pas la pédogenèse *in-situ* sur l'isaltérite, mais sont le produit de diverses phases de dépôts sédimentaires et d'érosion hydrique.

L'information sur les différents sols du bassin est résumée sur la carte pédologique, que l'on va introduire maintenant.



FIG. II.16: Sols bruns situés dans les zones de granite leucocrate

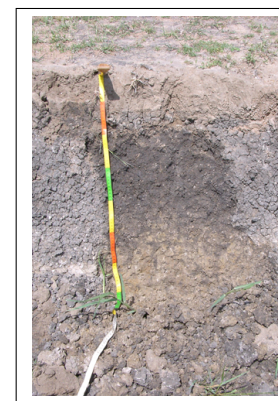


FIG. II.17: Sols alluviaux

II.4. Description pédologique des sols

II.4.1. La carte pédologique des sols

Une carte pédologique des sols du bassin versant de Maheshwaram a été élaborée dans les années 80. Malheureusement, la source de cette carte et sa notice explicative ne sont pas disponibles. Comme il est habituel dans la cartographie pédologique, la distinction des 17 unités cartographiques s'est faite

à priori avec l'étude de la géomorphologie du bassin et l'étude des propriétés des sols en quelques sites (observations des horizons, analyses d'échantillons). On a digitalisé cette carte afin de l'incorporer au Système d'Information Géographique (SIG) du bassin (Figure II.18).

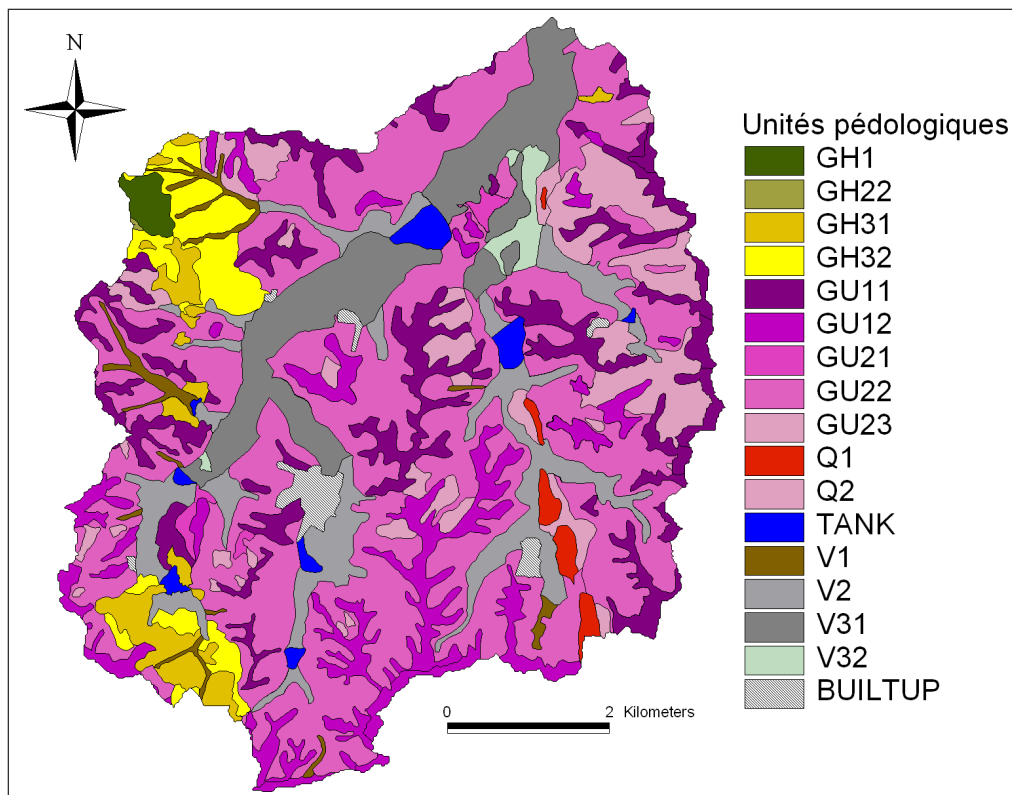


FIG. II.18: Carte pédologique des sols du bassin versant de Maheshwaram.

La légende accompagnant la carte définit les unités pédologiques comme suit :

- en première lettre, G indique un lien génétique avec le granite sous-jacent (sols évolués, formés *in-situ* par pédogenèse sur l'isaltérite), V une évolution relativement indépendante (sols peu évolués de vallées, formés par dépôts sédimentaires) et Q fait référence aux sols de la veine de quartz ;
- la seconde lettre, H ou U fait référence à la topographie (H pour des collines et U pour des plaines ondulées) ;
- le premier chiffre est fonction de la courbure du relief (1 position de crête, 2 bas de pente ou 3 zone de bas-fond) ;
- le deuxième chiffre, s'il existe, fait référence à une sous-différenciation topographique (telle qu'une pente particulièrement prononcée) ; et
- *BUILTUP* et *TANK* désignent respectivement l'extension des villages et les zones de réservoir d'eau superficielle (lacs).

II.4.2. Taxonomie des sols du bassin versant

La carte pédologique utilise la taxonomie de l'USDA (1960) et est hiérarchisée de la façon suivante :

A Les ordres des sols

A.I Les sous-ordres

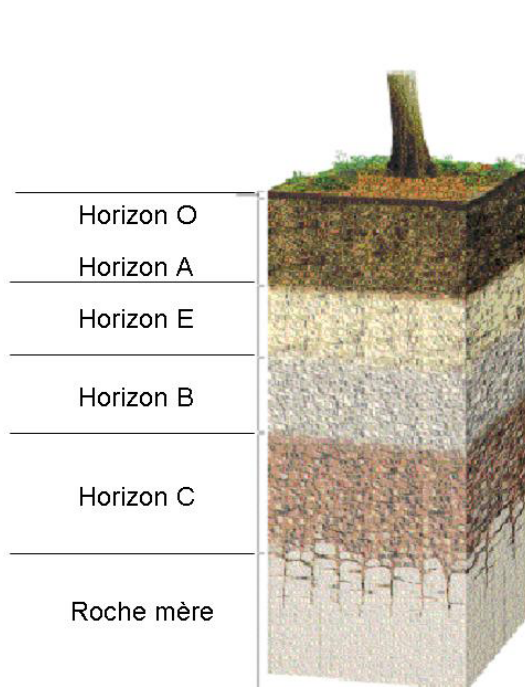
A.I.1 Les grands groupes

A.I.1.a Les sous-groupes

Les unités de la carte pédologique sont définies à partir des grands groupes des trois ordres de sol *Alfisol*, *Inceptisol* et *Entisol*. Avant de décrire chacun de ces trois ordres, nous allons définir les différents horizons de sols qui les caractérisent.

II.4.2.a. Les différents horizons pédologiques du profil du sol

Le profil type du sol et du milieu sous-jacent est composé de la superposition des horizons pédologiques, de haut en bas, suivants (Ruellan et Dosso, 1993) :



- l'Horizon O, situé en surface, est un horizon d'accumulation de la matière organique (détritus organiques plus ou moins décomposés) ;
- l'Horizon A, situé en surface ou sous l'horizon O, est un horizon où (i) de la matière minérale s'est mélangée avec de l'humus provenant de l'horizon O, ou (ii) la structure et les propriétés chimiques du sol ont été modifiées par les pratiques agricoles ou les activités de la vie ;
- l'Horizon E est un horizon d'éluviation, où se produit un lessivage vertical des argiles au profit de l'horizon B sous-jacent, y laissant une concentration importante en sable ;
- l'Horizon B est horizon d'illuviation formé sous le E, caractérisé par une accumulation des argiles et aussi la présence de précipités de carbonate ;
- l'Horizon C est une couche peu affectée par les processus de pédogenèse ; et
- une transition de plus en plus consolidée vers la roche mère.

Rappelons que le fort taux en argile de l'horizon B résulte de deux phénomènes se déroulant simultanément : (i) l'accumulation des argiles transportées par l'eau d'infiltration (lessivage de l'horizon E sus-jacent) et (ii) la précipitation des composés issus de l'hydrolyse des minéraux en des complexes d'argiles minéralogiques (néoformation).

Les succession des horizons O, A, E et B forment le sol, c'est à dire le milieu affecté par les processus de pédogenèse. L'horizon C est, du point de vu pédologique, le milieu de transition entre le sol et la roche, et peut présenter localement des traits de pédogenèse (Ruellan et Dosso, 1993).

Sur le bassin de Maheshwaram, le milieu superficiel du profil d'altération du granite est très érodé et, de fait, **le sol au sens pédologique est très peu épais, il se réduit dans ce cas à l'horizon E et l'horizon B.**

II.4.2.b. L'ordre des Alfisols

Les Alfisols sont caractérisés par la présence d'un horizon E et d'un horizon B sous-jacent (USDA, 1960). En terme de granulométrie, la concentration en argile est faible en surface et augmente rapidement dans les premiers décimètres.

Les sols de cet ordre, soumis au régime d'humidité appelé *ustic*, c.-à.-d. à l'alternance de saisons sèches et humides (régime climatique de mousson en zone subtropicale), appartiennent au sous-ordre des *Ustalfs*. Dans ce sous-ordre, deux grands groupes de sols sont observés dans les plaines et les vallons du bassin : les *Haplustalfs* et les *Rhodustalfs*. Les *Rhodustalfs* ont la particularité d'avoir leur horizon B de coloration très rouge (USDA, 1960), ce qui, dans le bassin versant de Maheshwaram, est dû à l'adsorption partielle des ions fers oxydés sur les complexes d'argiles minéralogiques (altération du granite à biotite); ce sont les sols les plus rencontrés sur le bassin.

II.4.2.c. L'ordre des Entisols

Les Entisols n'ont pas d'horizon caractéristique et sont très peu évolués, sans liens apparents avec la roche sous-jacente (USDA, 1960). Ils sont le produit des phases d'érosion et de dépôt, ils forment les sols alluviaux. Ces sols, souvent humides et mal drainés, sont de coloration grisâtre, le fer étant réduit dans ce milieu peu oxygéné.

Deux sous-ordres sont observés dans le bassin versant : celui des *Fluvents* et celui des *Orthents*. Les sols du sous-ordre *Fluvents* se trouvent dans les talwegs. Le grand groupe de sols correspondant au régime d'humidité *ustic* est l'*Ustifluvents*. Les sols du sous-ordre *Orthents* n'ont pas de caractéristiques particulières et, sur le bassin, le grand groupe de sols appartenant à ce sous-ordre est l'*Ustorthents* (USDA, 1960).

II.4.2.d. L'ordre des Inceptisols

Les Inceptisols sont des sols peu évolués, qui présentent un développement minimal d'horizons (USDA, 1960). Ils sont plus différenciés que les Entisols, mais pas autant que les Alfisols, avec l'absence des horizons E et B. Ce sont des sols plus jeunes que les Alfisols, situés par exemple dans des zones de pente, qui n'ont pas ou peu subi de phénomène d'éluviation / illuviation.

Les sols de cet ordre soumis au régime d'humidité *ustic* appartiennent au sous-ordre des *Ochrepts* et, plus particulièrement, au grand groupe de sol *Ustochrepts* (USDA, 1960). Ils sont présents au niveau des crêtes.

II.4.2.e. Répartition des grands groupes de sol dans les unités pédologiques

La définition des grands groupes de sols, précédemment définis en fonction des unités de la carte pédologique (Figure II.18), se trouve au Tableau II.1 et conduit à la carte de répartition de ces grands groupes de la Figure II.19. On remarque l'existence d'unités mitoyennes à deux grands groupes de sols (e.g., Haplustalfs - Rhodustalfs ou Ustifluvents - Ustochrepts) : en effet, il est courant *in-situ* qu'un sol ne soit pas caractéristique d'un seul grand groupe de sol et soit un mélange. D'autre part, les unités cartographiques Q1 et Q2, et TANK correspondent respectivement aux sols de la veine de quartz et des Tanks, qui n'ont pas de description pédologique particulière.

	Haplustalfs	Rhodustalfs	Ustochrepts	Ustifluvents	Ustorthents
GH1			✓		
GH22			✓		
GH31			✓		
GH32	✓		✓		
GU11		✓	✓		
GU12					✓
GU21	✓	✓			
GU22	✓	✓			
GU23		✓	✓		
V1			✓		✓
V2	✓		✓		
V31			✓	✓	
V32				✓	

TAB. II.1: Répartition des grands groupes de sols pédologiques dans les unités cartographiques de la Figure II.18.

À la lecture du Tableau II.1, il se dégage la répartition des ordres de sol selon la géomorphologie et leurs liens génétiques avec la roche mère :

- les Alfisols (les Haplustalfs et les Rhodustalfs) sont principalement localisés dans les plaines ondulées du bassin et ont un lien génétique avec le granite sous-jacent (sols formés par pédogenèse actuelle sur le sommet des isaltérites) ;
- les Inceptisols (les Ustochrepts) sont principalement situés sur les collines et les positions de crêtes, et ont aussi un lien génétique avec le granite originel (sols également formés par pédogenèse actuelle sur le sommet des isaltérites) ; et
- les Entisols (les Ustifluvents et les Ustorthents) sont formés dans les bas-fonds, les zones d'accumulation des écoulements, et sont des sols allochtones sans liens génétiques avec le granite sous-jacent.

Les Alfisols (Rhodustalfs et les Haplustalfs) sont les sols les plus représentés sur le bassin (Figure II.19).

On remarque cependant ce qui semble être un erreur : d'après la notice de la carte pédologique, l'unité V2 possède les traits de l'Haplustalfs et de l'Ustochrepts (Tableau II.1). Or, la lettre V indique l'absence de lien génétique avec le granite sous-jacent (sol alluvial), il doit de ce fait s'agir d'une erreur, l'unité V2 étant située en zone de bas fond (Figure II.18), elle a, à priori, les traits d'un Ustifluvents. On corrigera cette erreur à la suite à nos observations expérimentales.

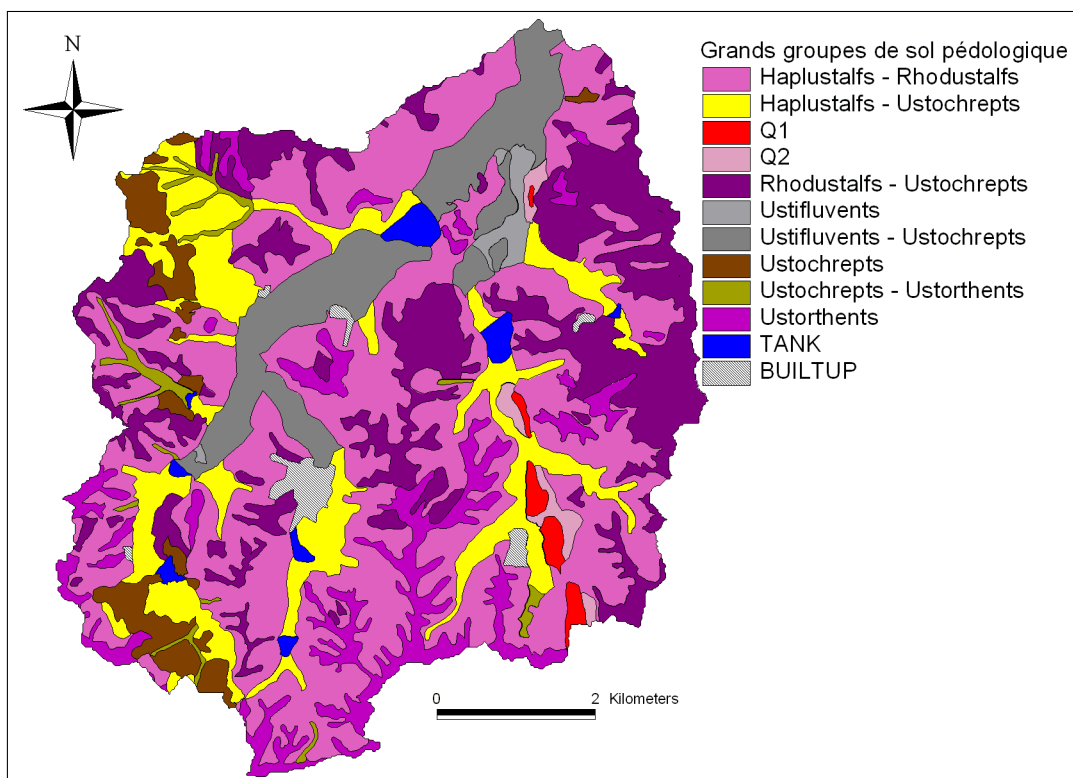


FIG. II.19: Carte des grands groupes de sols pédologique.

Etude expérimentale de la texture des sols

III.1. Introduction

Trois ordres taxonomiques de sols viennent d'être introduits au sein de la Section II.4 : les Alfisols, les Inceptisols et les Entisols. Cette description pédologique est qualitative et, par conséquent, elle n'est pas utilisable telle quelle à des fins de modélisation. Il est nécessaire de la compléter par la description quantitative de la texture des sols de ces ordres. Tout d'abord, l'identification de ces différents sols s'est faite sur le terrain avec l'aide des villageois, ce qui a conduit à une "*taxonomie locale*" des sols. Ensuite, les caractérisations granulométriques des sols ont été réalisées sur différents sites dans des fosses d'observation.

III.2. Taxonomie locale des sols

Nous entendons par *Taxonomie locale* la connaissance locale des sols, c'est à dire l'expérience des sols que possèdent les agriculteurs. De la consultation d'une dizaine d'agriculteurs ressort la description de différents profils de sol, à comparer avec la description du profil pédologique (Paragraphe II.3.5) et de la taxonomie des sols (Paragraphe II.4.2).

III.2.1. Les différents horizons de la taxonomie locale

Ces horizons sont nommés selon la langue locale, le *Télougou*¹, *matty* voulant dire sol.

¹On trouve en Inde une multitude de langues ou dialectes régionaux, qui varient selon les États, mais aussi à l'intérieur même d'un État. Le Télougou est la langue officielle de l'Andhra Pradesh.

Doubba matty *Doubba* signifie gros. *Doubba matty* désigne un horizon de sol grossier, très clair et sableux, rencontré à la surface du sol et très perméable. Il correspond à l'horizon E observé dans la Figure II.15.

Erra matty *Erra* signifie rouge. *Erra matty* est un horizon très rouge et argileux, rencontré en certains endroits au niveau du sol, ou sous un horizon Doubba, et dans les zones de bas de pente. C'est un horizon moins perméable, possédant une grande capacité de rétention en eau, très prisé de ce fait par les agriculteurs.

Galssou erra matty *Galssou* signifie grossier, en terme de sol. *Galssou erra matty* est un horizon de sol rouge qui se différencie du précédent par la présence importante de graviers et que l'on trouve dans les zones relativement pentues. Il est moins prisé par les fermiers que l'horizon Erra matty puisqu'il est plus perméable avec une capacité de rétention en eau moindre du fait des graviers. Il s'agit de l'isaltérite non-feuilletée 1 des Figures II.12 et II.15.

Nala matty *Nala* signifie noir. *Nala matty* est utilisé pour les horizons de sols grisâtres, rencontrés dans les zones d'accumulation. On les trouve dans les zones alluviales et ce sont des horizons aux sols argileux. Les perméabilités sont faibles et les capacités de rétention en eau importantes. Ce sont des sols compacts dans lesquels les racines se développent difficilement.

Saoudou matty *Saoudou* est la calcite. *Saoudou matty* est un sol caractérisé par la présence de calcite en surface, dans les zones de fortes érosions, ou en profondeur, fréquemment au commencement d'un horizon d'illuviation (e.g., nodules calcaires). C'est un sol très mauvais du point de vue agricole, les carbonates de calcium modifiant localement la minéralogie des sols de façon néfaste pour les plantes. Lorsque qu'ils sont observés en surface du sol, ces carbonates sont présents sous la forme d'une fine couche ou croute de quelques millimètres dont la perméabilité, très faible, inhibe l'infiltration de l'eau.

Marrum matty *Marrum* est le terme désignant la roche granitique très altérée, i.e., l'ensemble des isaltérites décrites en Paragraphe II.3.4, *Marrum matty* désigne en particulier l'horizon superficiel du marrum, correspondant à l'isaltérite non-feuilletée 2 de la Figure II.12. Ce dernier est un milieu qui devient de plus en plus grossier et consistant selon la profondeur. Deux sortes de Marrum matty sont évoqués :

- le *Goundou marrum matty*, *Goundou* signifiant rond, où la présence de graviers ronds est très importante ; et
- le *Shapa marrum matty*, *Shapa* signifiant poisson, où le milieu est feuilleté.

Le Goundou marrum est en général observé en premier selon la profondeur, vient ensuite le shapa marrum dont la structure feuilletée se rapproche de plus en plus des isaltérites feuilletée (granite feuilleté). Selon les agriculteurs, ce sont des milieux très peu perméables, et les sols Shapa marrum ont une capacité de rétention en eau assez importante, du fait du feuilletage du milieu.

III.2.2. Comparaison de la taxonomie locale avec celle de la carte pédologique

Les descriptions des horizons données par les fermiers sont équivalentes à celles utilisées en pédologie :

- *doubba matty* correspond à l'horizon d'éluviation E ;
- *erra matty* équivaut à l'horizon sous-jacent d'illuviation B ;
- *galssou erra matty* correspond à la zone de transition entre l'horizon B et l'horizon C ; et
- *marrum matty* désigne l'horizon C.

Rappelons que les sols du bassin versant de Maheshwaram sont très érodés et que, par conséquent, le matériau ultime de la pédogenèse, qui est un matériau fin, s'accumule peu ou pas du tout. On remarquera, dans les résultats expérimentaux qui vont suivre, que l'on observe plus fréquemment l'horizon *galssou erra matty* que celui *erra matty*, ce premier correspondant aux isaltérites non-feuilletées 1 (Figure II.15). *Stricto sensu*, l'horizon *galssou erra matty* définit un horizon C affecté par la pédogenèse (horizon Ct), mais par souci de simplification, **on confondra l'*erra matty* et le *galssou erra matty* en un même horizon d'illuviation B et l'horizon C désignera un milieu non-affecté par la pédogenèse**, dont le sommet est l'isaltérite non-feuilletée 2 (Figures II.12 et II.15).

Enfin, remarquons que les agriculteurs ont identifié les horizons qui caractérisent les unités les plus représentées sur la carte pédologique (Figure II.18), c.-à.-d. :

- la succession des horizons *doubba matty* (horizon E), puis *erra* et/ou *galssou erra matty* (horizon B), qui caractérisent les Rhodustalfs ; et
- l'horizon *nala matty*, formé de dépôts de matériau allochtone, qui caractérise les Entisols.

III.3. Localisation des sites de mesure et protocole expérimental

III.3.1. Creusement des fosses d'observation et prélèvement des échantillons

Au total 44 sites ont fait l'objet de mesures, le choix de leur localisation s'étant fait selon deux critères :

- l'échantillonnage des unités de la carte pédologique (Paragraphe II.4.1), ainsi que les différents sols présentés par les agriculteurs (Section III.2) ; et
- la répartition spatiale homogène de ces points sur le bassin versant.

Chaque sol d'un ordre pédologique donné possède une succession d'horizons assez caractéristique. En chaque site, on a effectué un essai d'infiltration selon la méthode de Beerkan (Paragraphe I.5.4.a), que l'on exploitera au Chapitre V.

En préliminaire, à titre de reconnaissance et de premier contact avec le terrain, six sites ont été visités en février 2002. On effectuait un prélèvement granulométrique en surface et quelques uns en profondeur (jusqu'à 50 cm au maximum).

Sur les 38 sites restants, exception faite du site numéro 36, on a creusé des fosses afin d'y prélever des échantillons de sols et d'y mesurer l'épaisseur et la position des fins des horizons E et B, notés hE et hB respectivement. On a aussi observé, lorsque c'était possible, la position ZE de la fin de la zone étudiée

de ce travail, que l'on définira au Paragraphe III.4. Les visites de ces sites se sont réparties sur trois campagnes expérimentales :

- la première en 2002 (sites 1 à 18), où une fosse a été creusée jusqu'à 1 mètre de profondeur avec des prélèvements d'échantillons de sols aux profondeurs 0, 50 et 90 cm ;
- la deuxième en 2003 (sites 19 à 37², SN2 et SN6), où une fosse a été creusée jusqu'à 1 mètre de profondeur, avec des prélèvements à 20, 50, 90 cm et en addition à 150 et 200 cm (par rapport à la surface du sol) en creusant avec une tarière dans la fosse ; et
- la troisième en 2003, avec des investigations au delà de 100 cm, et jusqu'à 300 cm, de 14 fosses précédemment creusées.

Sur ces 38 sites, la faisabilité des prélèvements d'échantillons de sol en profondeur a été fonction de la consistance du milieu. La Figure III.1 schématise les manipulations expérimentales.

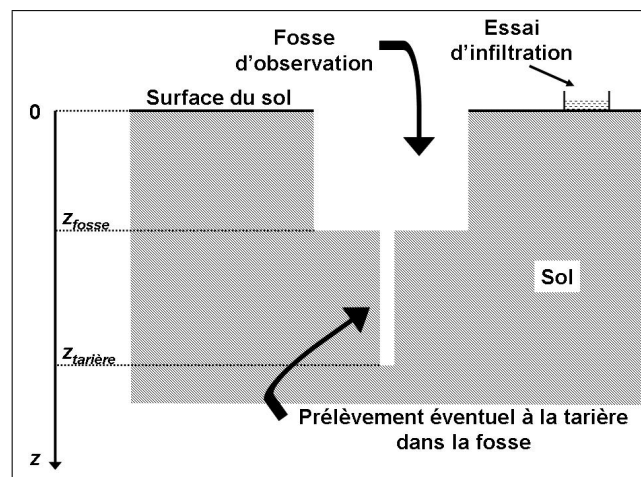


FIG. III.1: Schéma des manipulations expérimentales faites en un site. z_{fosse} désigne la profondeur de la fosse creusée et $z_{tarière}$ la profondeur, par rapport à la surface du sol, du trou éventuellement creusé à la tarière dans la fosse.

Au total 178 échantillons de granulométrie ont été prélevés. La répartition spatiale sur le bassin de tous les points se trouve sur la Figure III.2 et la synthèse au Tableau III.1 :

- les sites de reconnaissance sont labelisés de A à F ;
- les fosses d'observations numérotées de 1 à 37, si site 34 n'ayant pas pu être visité ; et
- les sites SN2 et SN6 désignent des sites de mesure de la sonde à neutrons (cf. Chapitre IV) où a aussi été creusé une fosse d'observation.

Les positions de chaque site sont reportées en coordonnées projetées *Universal Transvers Mercator* (UTM), zone 44, avec le datum *World Geodetic System 1984* (WGS84).

²Le site 34 n'a pas pu être visité et aucune fosse n'a été creusée au site 36.

#	Site	X (m)	Y (m)	z _{fosse} (cm)	z _{tarière} (cm)	Échantillonnages granulométriques (cm)							hE (cm)	hB (cm)	ZE (cm)
						0	20	50	90	150	200	> 200			
1	1	229969	1900150	70	-	✓	-	✓	-	-	-	-	-	-	-
2	2 ^S	231360	1899220	140	200	✓	-	✓	✓	✓	✓	-	20	100	-
3	3	225990	1897112	60	-	✓	-	✓	-	-	-	-	-	-	-
4	4	231220	1895760	100	-	✓	-	✓	✓	-	-	-	-	-	-
5	5*	227680	1897280	100	-	✓	-	✓	✓	-	-	-	-	120	-
6	6	230280	1897380	100	-	✓	✓	✓	✓	-	-	-	-	90	-
7	7	228701	1898558	70	-	✓	-	✓	-	-	-	-	-	70	-
8	8 ^S	226882	1893332	190	-	✓	-	✓	✓	-	-	-	40	135	190
9	9	224463	1896181	60	-	✓	-	✓	-	-	-	-	-	-	-
10	10	228120	1895720	100	-	✓	-	✓	✓	-	-	-	-	-	-
11	11	226460	1897438	60	-	✓	-	✓	-	-	-	-	-	-	-
12	12	226411	1894544	100	-	✓	-	✓	✓	-	-	-	-	-	-
13	13	226480	1899580	100	200	✓	-	✓	✓	✓	✓	-	10	70	-
14	14 ^S	231360	1897880	260	-	✓	-	✓	✓	✓	✓	-	30	150	-
15	15	230278	1901683	100	-	✓	-	✓	✓	-	-	-	-	-	-
16	16	228580	1899960	100	-	✓	-	✓	✓	-	-	-	-	90	-
17	17 ^S	224560	1898660	170	-	✓	-	✓	✓	-	-	-	0	165	-
18	18	228940	1895300	100	-	✓	-	✓	✓	-	-	-	-	-	-
19	19*	224440	1894800	80	160	✓	✓	✓	✓	✓	-	-	20	160	-
20	20 ^S	225460	1894180	170	200	✓	✓	✓	✓	✓	✓	-	25	125	-
21	21 ^S	228026	1894826	230	200	✓	✓	✓	✓	✓	✓	-	40	160	-
22	22*	229930	1894582	90	170	✓	✓	✓	✓	✓	-	-	15	120	-
23	23 [£]	227680	1899020	90	200	✓	✓	✓	✓	✓	✓	-	10	300	-
24	24 ^S	231061	1895215	200	150	✓	✓	✓	✓	✓	-	-	25	100	200
25	25 ^S	229760	1896300	320	200	✓	✓	✓	✓	✓	✓	240 et 280 cm	15	270	320
26	26 ^S	228820	1896600	250	200	✓	✓	✓	✓	✓	✓	-	10	100	-
27	27*	230413	1899263	90	140	✓	✓	✓	✓	-	-	-	30	100	140
28	28*	224844	1897865	80	200	✓	✓	✓	✓	✓	✓	-	10	135	195
29	29* ^S	225080	1899540	240	290	✓	✓	✓	✓	✓	✓	220 cm	15	200	290
30	30 ^S	227180	1900212	250	200	✓	✓	✓	✓	✓	✓	-	10	120	200
31	31*	231287	1896977	80	190	✓	✓	✓	✓	✓	✓	-	20	130	-
32	32*	227980	1896480	90	170	✓	✓	✓	✓	✓	-	-	15	150	-
33	33*	225314	1896129	80	100	✓	✓	✓	✓	-	-	-	10	150	-
34	35 ^S	230920	1900160	150	-	✓	✓	✓	✓	-	-	-	0	60	100
35	36	228460	1900300	-	205	✓	-	✓	✓	✓	-	-	20	175	-
36	37 ^S	226780	1896600	290	-	✓	-	✓	✓	✓	✓	-	15	120	-
37	A	228567	1899600	-	-	✓	✓	-	-	-	-	-	-	-	-
38	B	226470	1895133	-	-	✓	✓	✓	-	-	-	-	-	-	-
39	C	229800	1897880	-	-	✓	✓	-	-	-	-	-	-	-	-
40	D	230160	1895800	-	-	✓	✓	-	-	-	-	-	-	-	-
41	E	226660	1898380	-	-	✓	-	✓	-	-	-	-	-	-	-
42	F	226267	1899062	-	-	✓	✓	-	-	-	-	-	-	-	-
43	SN2	229539	1896828	100	200	✓	✓	✓	✓	✓	✓	-	-	160	-
44	SN6 ^{£S}	228800	1899740	200	-	-	✓	✓	✓	✓	✓	-	35	300	-

TOTAL	43	24	40	33	20	15	3
--------------	----	----	----	----	----	----	---

TAB. III.1: Synthèse des mesures en référence à la Figure III.1. X et Y, coordonnées en UTM (WGS84) zone 44.

* désigne les sites où hB et ZE ont été observées dans les environs immédiats (profils déjà existants) ou déduits de la nature du sol déblayé par la tarière dans la fosse. £ indique les Entisols où hB a été fixée à 300 cm. \$ signale les sites revisités en 2003, où une fosse plus profonde a été creusée.

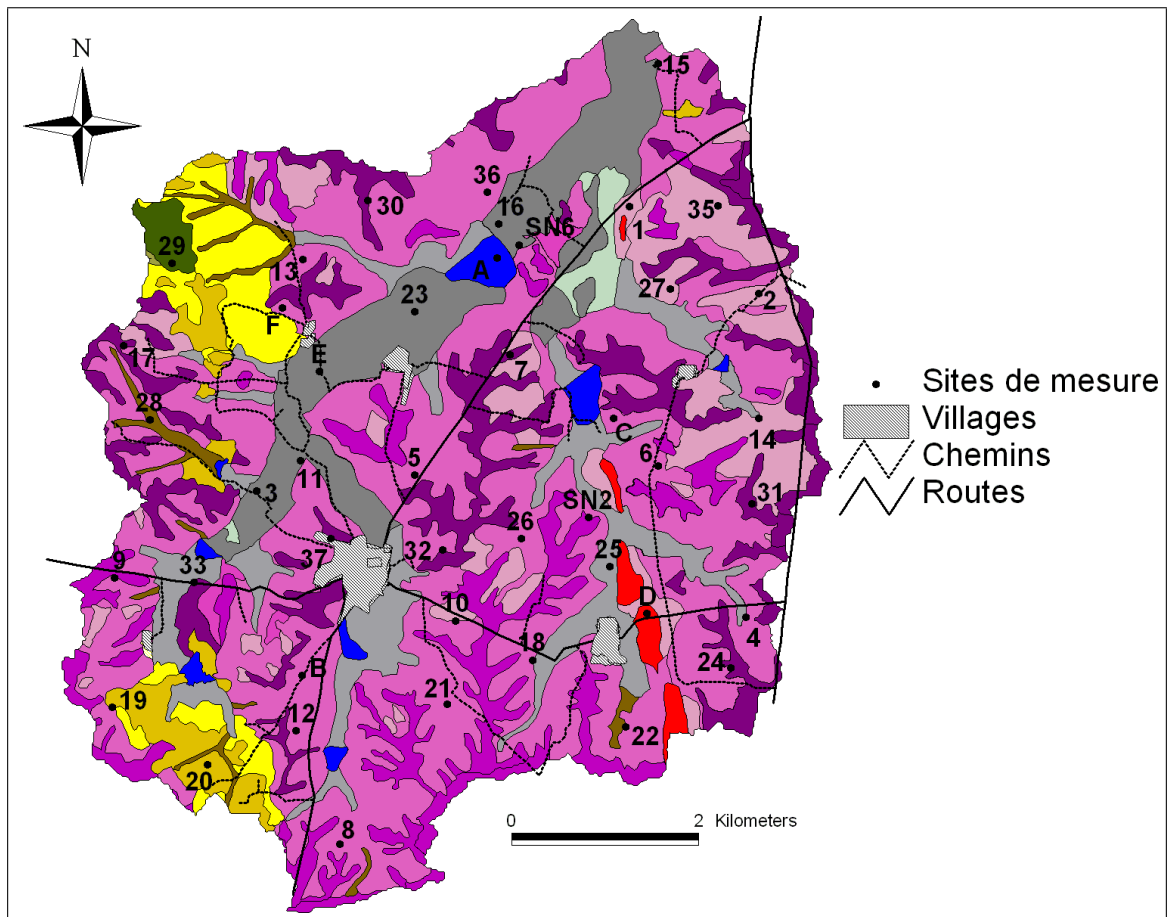


FIG. III.2: Localisation des sites de mesure sur le bassin versant.

III.3.2. Observations supplémentaires des épaisseurs des horizons dans les dugwells

Les profils des sols sont observables dans les dugwells, puits ouverts larges d'une quinzaine de mètres. Ainsi, en addition aux 44 sites précédents, s'ajoutent les examens des profils des sols de 42 dugwells (Figure III.3). Les profondeurs des horizons qui se dégagent de ces observations supplémentaires (cf. Paragraphe III.4.4 à venir) seront utilisées lors de la spatialisations, à l'échelle du bassin versant, des observations ponctuelles de granulométrie (Chapitre VII).

III.4. Identifications expérimentales des caractéristiques pédologiques

III.4.1. Reconnaissance des unités pédologiques

Les inspections de chaque fosse creusée ont permis de retrouver les caractéristiques des sols de la carte pédologique (Paragraphe II.4.2) et celles décrites par les agriculteurs (Section III.2). De l'ensemble de ces inspections, il se dégage quatre types de sols : les Rhodustalfs, les Haplustalfs, les Inceptisols et les

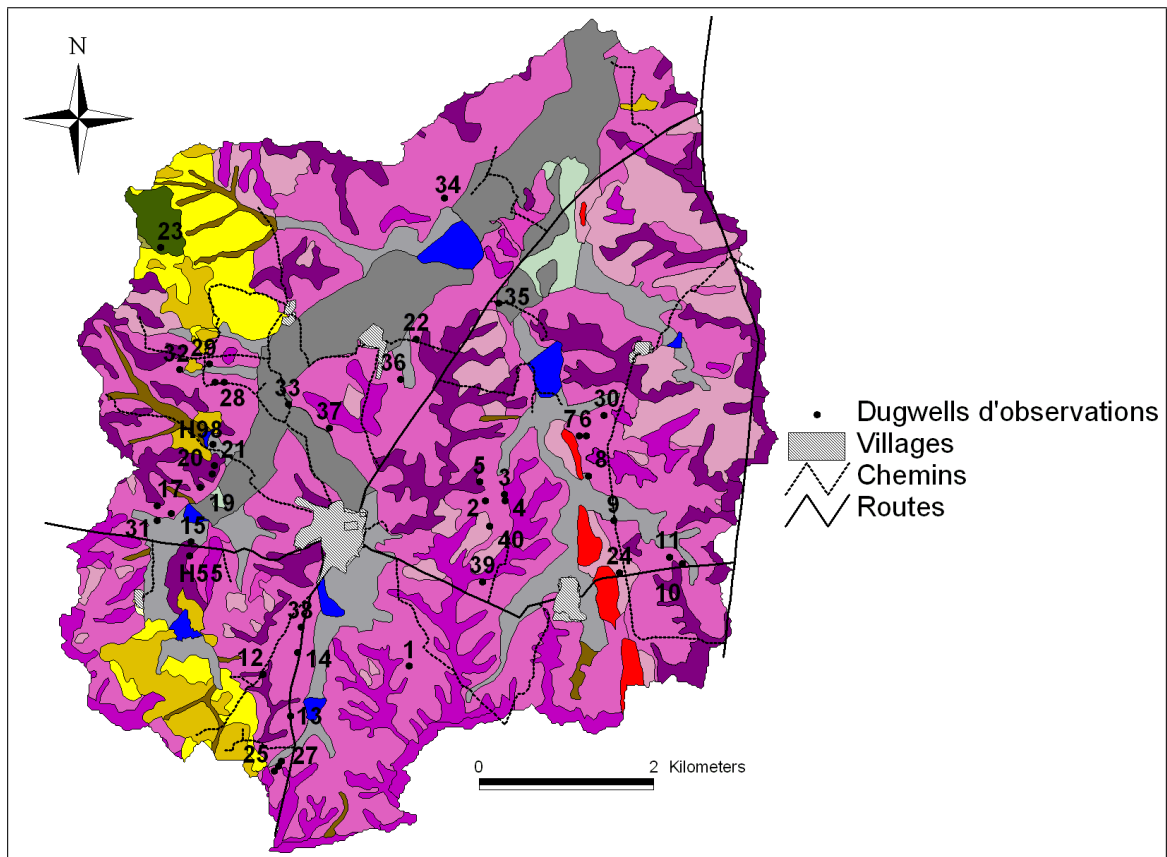


FIG. III.3: Localisation des dugwells d'observation.

Entisols. On illustre les particularités de chacun de ces quatre sols à l'aide des photos des sites 17, 25, 26 et 29, où des fosses de plus de 100 cm ont été creusées.

III.4.1.a. Les Rhodustalfs

Les Rhodustalfs sont les Alfisols rouges les plus rencontrés sur le bassin. Le premier profil de sol que l'on a étudié dans le chapitre précédent (Figure II.15) est un Rhodustalfs, avec un horizon E de couleur claire et un horizon B de couleur rouge, qui est aussi de l'isaltérite non-feuilletée 1 et que les agriculteurs nomment *galssou erra matty*.

La Figure III.4 présente le profil du Rhodustalfs du site 26 et on y observe les horizons caractéristiques suivants :

- près du niveau du sol, l'horizon d'éluviation E, ou *doubba matty*, de coloration claire d'une épaisseur d'environ 10 cm ;
- de 10 à 100 cm suit un horizon d'illuviation B de coloration rouge avec présence de graviers, qui est de l'isaltérite non-feuilletée 1, ou encore de la *galssou erra matty* ; et
- en dessous de 100 cm succède l'horizon C : le sol est plus clair, plus grossier et de plus en plus consistant avec la profondeur : il s'agit de l'isaltérite non-feuilletée 2 ; cet horizon est composé au début du *goundou marrum*, suivi du *shapa marrum*, qui devient avec la profondeur de plus en plus feuilleté.

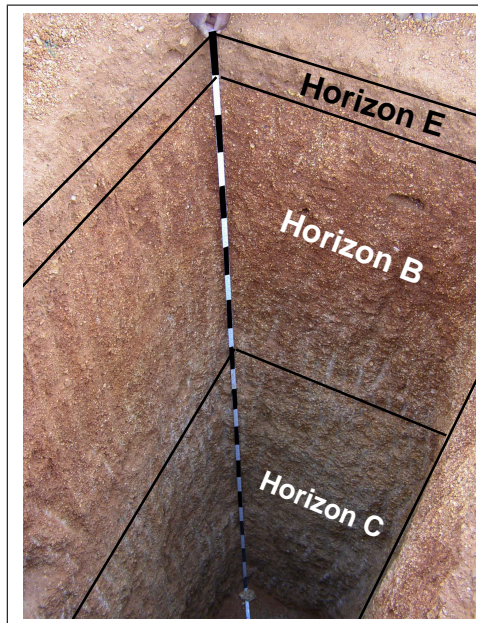


FIG. III.4: Rhodustalfs du site 26 - Fosse de 250 cm

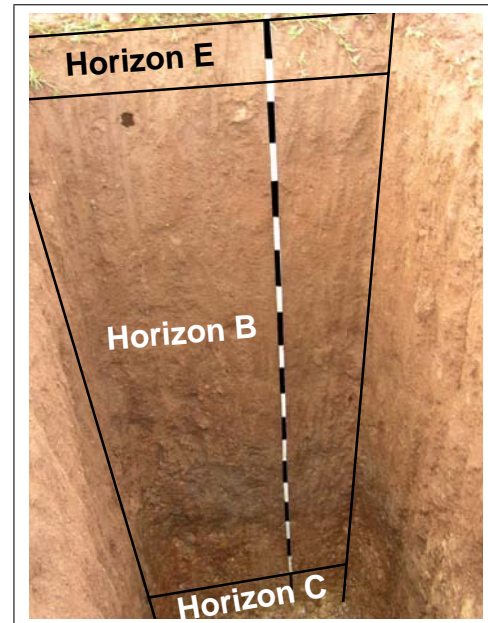


FIG. III.5: Haplustalfs du site 29 - Fosse de 240 cm

III.4.1.b. Les Haplustalfs

Ces Alfisols sont moins fréquents et sont localisés dans les environs des boulders de granite. Ce sont des sols bruns et fins issus de l'altération du granite leucocrate. La Figure III.5 présente le profil de l'Haplustalfs du site 29, qui contient un horizon E de 0 à 15 cm, un horizon B de 15 à 200 cm, suivi ensuite de l'horizon C. La photo a été prise alors que le sol était très humide (durant la mousson 2003), et de ce fait, la distinction entre les horizons n'est pas très marquée.

III.4.1.c. Les Inceptisols

La Figure III.6 contient le profil de l'Inceptisols du site 17, où l'on identifie :

- de 0 à 95 cm, de l'*erra matty*, ce qui ressemble à un horizon B fin ;
- de 95 à 150 cm, de la *galssou erra matty*, ou encore de l'isaltérite non-feuilletée 1, ce qui ressemble à un horizon B plus grossier ; et
- à partir de 150 cm, l'horizon C.

Ainsi, on observe, dans cet Inceptisols, un horizon similaire à l'horizon B des Rhodustalfs (*erra matty* et/ou *galssou erra matty*).

Les Inceptisols de la carte pédologique (Figure II.18) apparaissent comme des Rhodustalfs tronqués où, du fait de leur localisation en zones pentues (Paragraphe II.4.2), l'horizon E est complètement érodé. **Par commodité, on caractérisera les Inceptisols comme des sols composés uniquement d'un horizon B, ce qui revient à les décrire comme des Rhodustalfs tronqués.**

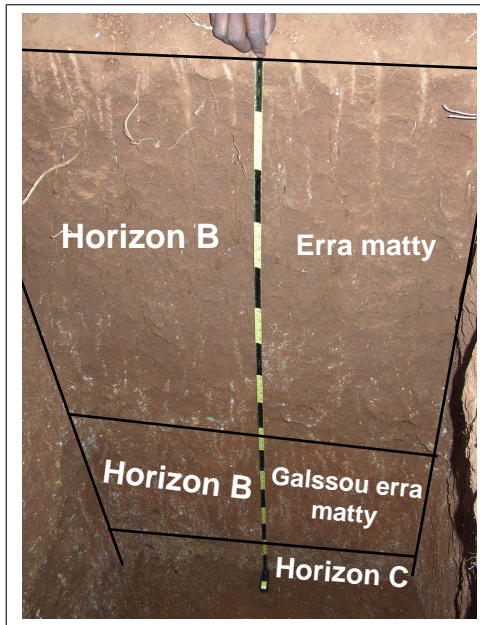


FIG. III.6: Inceptisols du site 17 - Fosse de 170 cm

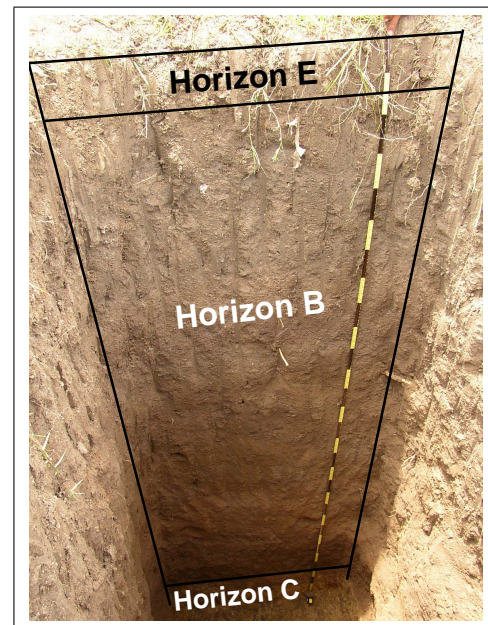


FIG. III.7: Entisols du site 25 - Fosse de 320 cm

III.4.1.d. Les Entisols

Le sol grisâtre de la Figure III.7, situé en zone alluviale, est celui que les agriculteurs appellent *nala matty*. C'est un sol profond où sont aussi présents, de 0 à 15 cm, un horizon relativement pauvre en argile et, de 15 à 270 cm, un horizon plus riche en argile, mais sans zonage très notable. L'horizon C commence vers 270 cm avec l'isaltérite non-feuilletée 2, tout d'abord le *goundou marrum*, puis le *shapa marrum* vers 320 cm (fond de la fosse).

On observe, dans les profils de tous les Entisols, la succession de ces deux couches pauvre et riche en argile. Il n'est pas possible d'identifier, sans étude supplémentaire, les mécanismes à l'origine de ces deux couches (pédogenèse sur le volume déposé et/ou chronologies de sédimentation différentes). Ainsi, on ne sait pas s'il s'agit d'un horizon E d'éluviation (où les argiles sont lessivées vers le bas) et d'un horizon B d'illuviation (où il y a accumulation des argiles venant de l'horizon E et néoformation d'argiles minéralogiques). Cependant, dans ce chapitre, seule nous importe l'évolution de la texture (i.e., de la granulométrie) dans le profil du sol. Aussi, par commodité, on dénommera aussi *horizon E* les volumes des Entisols affleurant et relativement pauvres en argile et *horizon B* ceux qui sont sous-jacent et relativement plus riches. Cet horizon B des Entisols n'est pas une isaltérite puisqu'il s'agit d'un matériau allochtone qui s'est formé par sédimentation et non par pédogenèse sur l'isaltérite autochtone : il n'existe pas d'isaltérite non-feuilletée 1 dans un Entisols.

III.4.2. Définition de la zone d'étude de ce travail

Le but de ce travail de recherche est au final, rappelons-le, de modéliser les flux d'eau à travers la couverture poreuse isotrope du bassin, qui est la *zone d'étude* de ce travail. Pour cela, on résout l'équation de Richards, qui n'est valable que pour un milieu poreux isotrope (Chapitre I). Il est, de ce fait, pertinent

de se demander jusqu'à quelle profondeur le milieu *in-situ* peut-être considéré comme poreux isotrope.

À titre d'illustration, la photo de la Figure III.8 montre une motte prélevée à 170 cm de profondeur dans la fosse du site 26, c'est à dire dans l'horizon C, ou encore dans l'isaltérite non-feuilletée 2. Cette motte, typique du *shapa marrum*, est friable (il est possible d'obtenir sa courbe granulométrique) et sa porosité est de ce fait relativement isotrope. Cependant, plus on creuse, i.e., plus on s'approche du granite feuilleté (Figure II.12), plus le milieu devient consistant et feuilleté, et donc plus la porosité du milieu devient anisotrope.

Ainsi, **la zone d'étude du présent travail de recherche, ci-après considérée et décrite comme un milieu poreux isotrope, correspond *in-situ* à la couche comprise entre la surface du sol et le sommet du granite feuilleté, i.e., l'union du sol (sol fin et isaltérite non-feuilletée 1) et de l'isaltérite non-feuilletée 2** (cf. Figure II.12).



FIG. III.8: Exemple de motte de shapa marrum prélevée à 170 cm dans la fosse du site 26.

III.4.3. Mesure dans les fosses de la profondeur des différents horizons

La profondeur des bases des horizons E et B, hE et hB , observée dans les fosses est reportée dans le Tableau III.1. À noter que les Entisols ont des horizons B assez épais, ainsi lorsque hB n'a pas pu être mesurée dans ces sols, elle a arbitrairement été prise égal à 300 cm.

La position de la base de la zone d'étude, notée ZE , n'a été observée que dans huit fosses, la plupart n'étant pas assez profondes. En effet, seules 14 fosses, sur les 37 creusées, ont une profondeur supérieure à 100 cm (Tableau III.1). L'ouverture des fosses s'est faite manuellement, à l'aide d'une barre à mine, et par conséquent les investigations profondes étaient difficiles, du fait de la dureté du milieu et de la présence de plus en plus fréquente de matériaux grossiers en profondeur. Dans les huit fosses où ZE a pu être mesurée, on a considéré avoir atteint la base de notre zone d'étude lorsque : (i) le creusement à la barre à mine ou à la tarière devenait très difficile, le milieu étant trop consistant, et (ii) le milieu était

très feuilleté et rocheux (sommets du granite feuilleté). La Figure III.9 contient l'exemple du site 35, où la profondeur de la zone d'étude a été estimée à 100 cm : cela correspond au sommet du granite feuilleté (l'isaltérite feuilletée), où le milieu est consistant et d'apparence rocheuse.

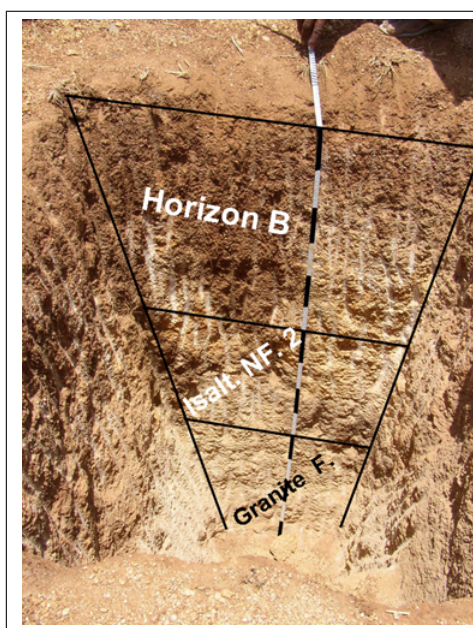


FIG. III.9: Inceptisols du site 35 - Fosse de 150 cm. *Isalt. NF. 2* et *Granite F.* désignent respectivement l'Isaltérite non-feuilletée 2 et le granite feuilleté.

Remarque En certains sites (cf. Tableau III.1), les observations de hE , hB et ZE se sont faites dans les environs immédiats du site (profils déjà existants) ou encore selon le sol déblayé par la tarière dans la fosse.

III.4.4. Inspection des profils des sols des dugwells

Les trois horizons E, B et C des sols sont parfois discernables dans les dugwells ; on retrouve les zonages du profil d'altération définis dans la Figure II.12. Plus d'une centaine de dugwells a été visitée et sur ce lot les identifications des profils de sol n'ont été possibles que pour 42 d'entre eux, i.e., ceux dont les zonages étaient visibles et où le sol ne semblait pas érodé.

Sur ces 42 dugwells, l'horizon E a très rarement été discernable puisqu'il est très peu épais ou inexistant. L'horizon B se différencie du sommet de l'horizon C, i.e., l'isaltérite non-feuilletée 2, par une coloration plus marquée, qu'elle soit rouge (Rhodustalfs) ou jaune-marron (Haplustalfs). La fin de la zone d'étude, i.e., le début du granite feuilleté, est supposée être la zone où le matériau du profil semble être remarquablement moins meuble que celui sus-jacent, ce qui se traduit généralement soit par une "marche", le milieu sus-jacent étant plus effrité, soit par un aspect plus consistant du matériau, ou soit par une couleur différente. À titre d'illustration, quatre profils de dugwells sont placés dans la Figure III.10.

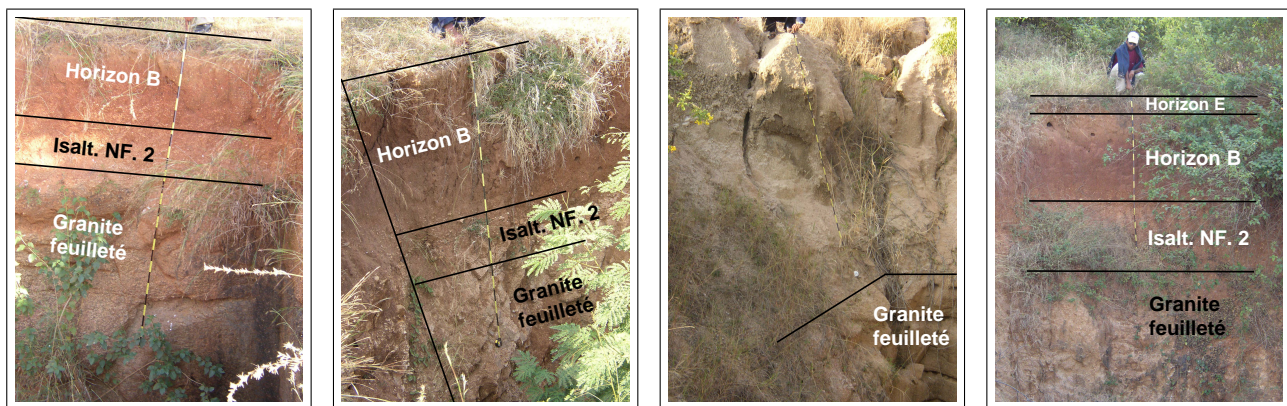
Dugwell n°4 Ce sol est un Rhodustalfs, où l'horizon E n'est pas visible. L'horizon B, rouge et grossier

(isaltérite non-feuilletée 1 ou galssou erra matty), se termine à 80 cm avec une transition de couleur vers une zone plus pâle, qui est isaltérite non-feuilletée 2 (la partie sommitale de l'horizon C). La limite de la zone d'étude est estimée à 120 cm, ce qui correspond à la profondeur d'une petite marche, d'un changement de couleur, ainsi que d'un milieu apparemment plus consistant (début du granite feuilleté).

Dugwell n°32 Il s'agit d'un Haplustalfs. L'horizon B est moins discernable que pour des Rhodustalfs et sa limite est évaluée à 120 cm avec, en-dessous, l'isaltérite non-feuilletée 2 (milieu plus clair). La fin de la zone d'étude est fixée à 160 cm (début du milieu plus consistant).

Dugwell n°33 Ce sol est un Ustifluvents. Les horizons E et B ne sont pas identifiables. La limite de la zone d'étude est localisée approximativement vers la fin du mètre de mesure, c'est à dire à dire à 300 cm.

Dugwell n°38 Ce sol est un Rhodustalfs. L'horizon E y est visible, avec sa couleur claire surplombant l'horizon B rouge (erra matty et galssou erra matty). La limite de l'horizon E est évaluée à 30 cm, celle de l'horizon B à 160 cm et celle de la zone d'étude à 280 cm (elle n'est pas discernable sur la photo, mais a été identifiée sur place).



(a) Dugwell n°4

(b) Dugwell n°32

(c) Dugwell n°33

(d) Dugwell n°38

FIG. III.10: Exemples de profils de sols de quatre dugwells. *Isalt. NF. 2* désigne l'isaltérite non-feuilletée 2.

Les statistiques des profondeurs de la fin des horizons mesurées dans les dugwells se trouvent au Tableau III.2.

	<i>hE</i>	<i>hB</i>	<i>ZE</i>
Nbre. d'observation	2	27	42
Moyenne (cm)	30	117	183
Ecart-type	-	33	55
CV (%)	-	28	30

TAB. III.2: Statistiques des mesures dans les dugwells de la base des horizons.

III.5. Analyse des courbes granulométriques

L'analyse granulométrique des échantillons prélevés a été faite à l'*International Crops Research Institute for the Semi-Arid Tropics* (ICRISAT) de Hyderabad. Les échantillons ont tout d'abord tamisés jusqu'à $75 \mu\text{m}$, puis analysés à l'hydromètre. Les résultats disponibles sont les pourcentages sur la masse des particules de diamètre inférieur ou égal au diamètre d . On peut alors tracer la fréquence cumulée expérimentale $\hat{F}(\hat{d})$ d'occurrence des particules de diamètre inférieur ou égal à \hat{d} . Le chapeau surmontant F et d indique des valeurs expérimentales.

À titre d'exemple, la Figure III.11 montre le résultat de l'analyse granulométrique du sol de surface du site 13 : sur la gauche se trouve le tableau donné par l'ICRISAT et à droite le graphique semi-logarithmique correspondant de \hat{F} , ainsi que le pourcentage massique total de graviers dans l'échantillon prélevé.

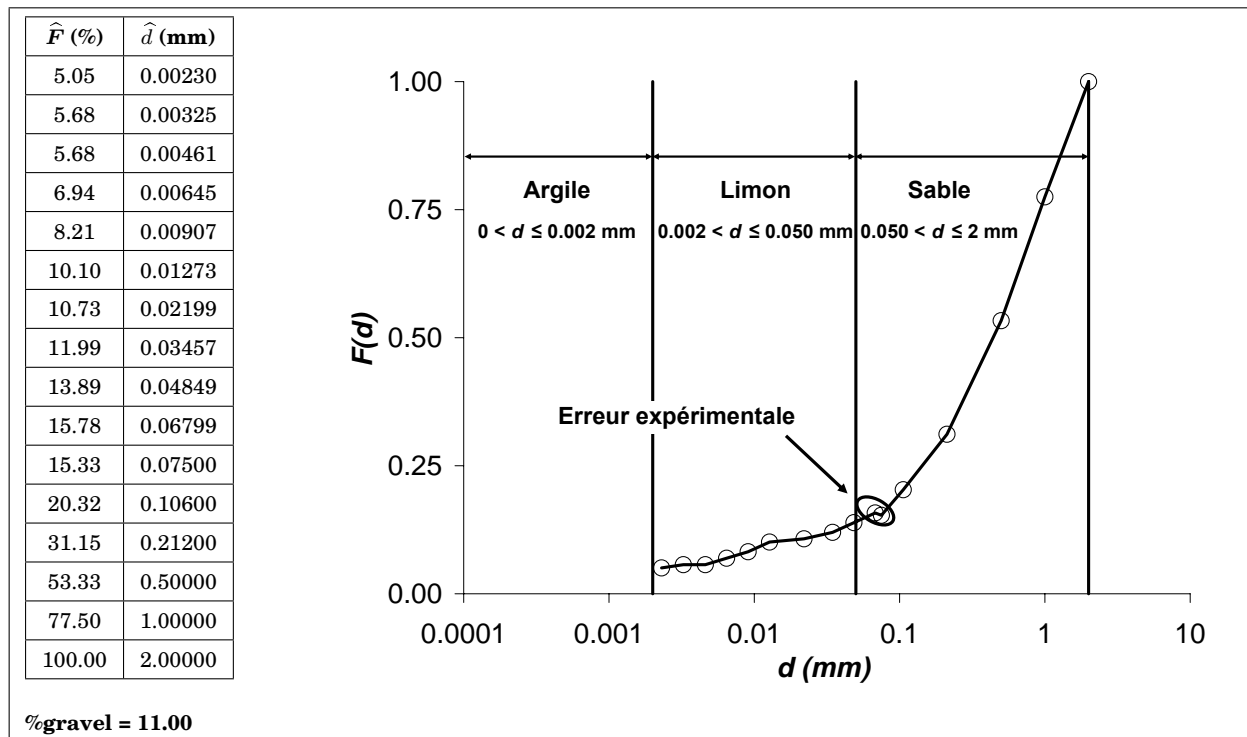


FIG. III.11: Courbe granulométrique cumulée expérimentale $\hat{F}(\hat{d})$ en échelle semi-log du sol de surface du site 13. $\%gravel$ est le pourcentage massique total de graviers dans l'échantillon de sol prélevé. Est entouré le passage des résultats du tamis à ceux de l'hydromètre.

On a porté sur cette Figure III.11 la classification du type de particule de l'USDA (1960), qui est, rappelons-le :

- Argiles : $d \leq 0.002 \text{ mm}$;
- Limons : $0.002 < d \leq 0.050 \text{ mm}$;
- Sables : $0.050 < d \leq 2.000 \text{ mm}$; et
- Graviers : $d > 2.000 \text{ mm}$.

Aucunes mesures ne sont disponibles dans le domaine des argiles, puisque cela requiert un coût supplémentaire en temps³. De cette courbe, on retire les informations texturales suivantes :

- $\widehat{F}(0.002) = 0.05$ (ou 5%) est faible et est égale à la fraction massiques des particules dont $0 < d \leq 0.002$ mm, c.-à.-d. à la fraction d'argile : le sol est très peu argileux ;
- $\widehat{F}(0.050) - \widehat{F}(0.002) = 0.08$ (ou 8%) est aussi faible et est égale à la fraction massiques des particules dont $0.002 < d \leq 0.050$ mm, c.-à.-d. à la fraction de limon : le sol est peu limoneux ; et
- $\widehat{F}(2.000) - \widehat{F}(0.050) = 0.87$ (ou 87%) est une valeur importante et représente la fraction massiques des particules dont $0.050 < d \leq 2.000$ mm, c.-à.-d. à la fraction de sable : le sol est très sableux.

Remarque 1 Pour des diamètres $\widehat{d} \approx 0.05$ mm, F montre un saut brutal de valeurs, ce qui est dû à la manipulation expérimentale. En effet, on mesure la part massique des particules de diamètre :

- $0.002 \leq d < 0.075$ mm par sédimentation à l'hydromètre ; et
- $0.075 \leq d \leq 2$ mm par tamisage.

Le passage des résultats d'une manipulation à l'autre peut ne pas se faire de façon continue.

Remarque 2 Les argiles granulométriques, i.e., les particules de diamètres inférieurs et égaux à 0.002 mm, indique la teneur cumulée en argiles particulaires et en argiles minéralogiques.

III.5.1. Modèle de la courbe granulométrique

Dans le Paragraphe I.5.2 où l'on traitait des fonctions de pédotransferts, on a déjà évoqué les travaux de différents auteurs afin de relier la courbe de rétention en eau à la courbe de granulométrie cumulée. On s'est en particulier attardé sur la fonction de pédotransfert semi-physique de Haverkamp et Parlange (1986), qui expriment la courbe granulométrique cumulée sous la forme $F_{HP}(d)$, donnée par [I.72], similaire à l'écriture [I.17] de la courbe de rétention en eau du modèle de van Genuchten (1980).

Un exemple de tracé de F_{HP} se trouve en Figure III.12. Cette courbe modélise un sol sableux aux caractéristiques suivantes : $\%sable = 72\%$, $\%limon = 23\%$ et $\%argile = 5\%$. Les courbes de F_{HP} et de h du modèle de van Genuchten sont similaires : lorsque l'on effectue une rotation de -90° de la courbe de F_{HP} , on retrouve une allure similaire à celle de h (cf. Figure I.5).

L'ajustement de F_{HP} sur $\widehat{F}(\widehat{d})$ conduit à M et N , que l'on peut ensuite relier au paramètre hydrodynamique de forme λ , comme on le verra au Chapitre V. La Figure III.13 contient l'exemple de l'ajustement pour le sol de surface au site 13. On remarque que la courbe ajustée de F_{HP} ne passe pas par le point d'ordonnée 1 en $d = 2$ mm : on abordera ce problème au Chapitre V.

³Les parts massiques en particules argileuses et limoneuses ont été mesurées à l'hydromètre, qui fonctionne sur le principe de la sédimentation ; plus une particule est de petite dimension, plus son temps de sédimentation est grand.

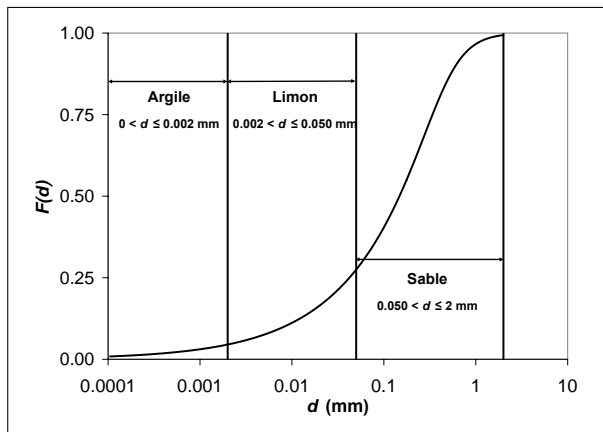


FIG. III.12: Courbe typique de F_{HP} ; $M = 0.219$, $N = 2.560$ et $d_g = 0.5$ mm ($k_M = 2$, échelles des abscisses logarithmiques).

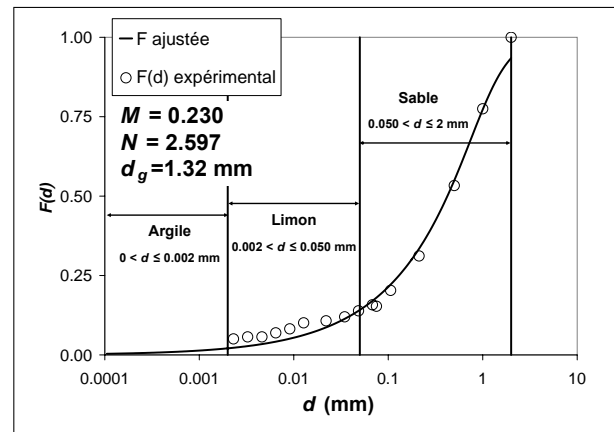


FIG. III.13: Ajustement de la courbe de $F_{HP}(d)$ à la granulométrie expérimentale $\hat{F}(\hat{d})$ du sol de surface du site 13 (échelles des abscisses logarithmiques).

III.5.2. Analyse selon la classification de l'USDA et représentation selon le triangle textural

La classification de l'USDA, adoptée dans ce Paragraphe, ne prend pas en compte la part massique en graviers lors de la description d'un sol, c'est à dire que

$$\%sable_z + \%limon_z + \%argile_z = 100\% \quad \text{[III.1]}$$

où $\%sable_z$, $\%limon_z$ et $\%argile_z$ sont respectivement les pourcentages massiques en sable, limon et argile à la profondeur z . Le tableau de la Figure III.11 est selon cette convention, la part de graviers n'étant pas pris en compte.

Afin de comparer les textures des sols des différents sites, il est usuel de représenter les résultats dans le *triangle textural* de l'USDA, qui définit différentes classes de texture de sol (Figure I.3). Un site expérimental donné se situe dans ce triangle textural selon les pourcentages de sable et d'argile de son sol.

Le tracé pour l'ensemble des sols prélevés en surface se trouve dans la Figure III.14. Ces derniers sont principalement classés comme *Loamy Sand*, ainsi que *Sandy Loam* et *Sandy Clay Loam*, sols très sableux, typiques des régions subtropicales. Le sol très argileux, situé dans la classe *Clay* correspond au sol du site A, situé dans un tank.

Le résumé de chaque profondeur d'échantillonnage est placé dans un triangle textural (Figure III.15). De façon générale, entre 0 et 50 cm les sols appartiennent à des classes de texture de plus en plus fines selon la profondeur :

- principalement *Loamy Sand* et *Sandy Loam* en surface ;
- principalement *Sandy Loam* et *Sandy Clay Loam* à 20 cm ; et
- principalement *Sandy Clay Loam* et *Sandy Clay* à 50 cm.

Ensuite, cette tendance s'inverse et les sols redeviennent de plus en plus grossiers.

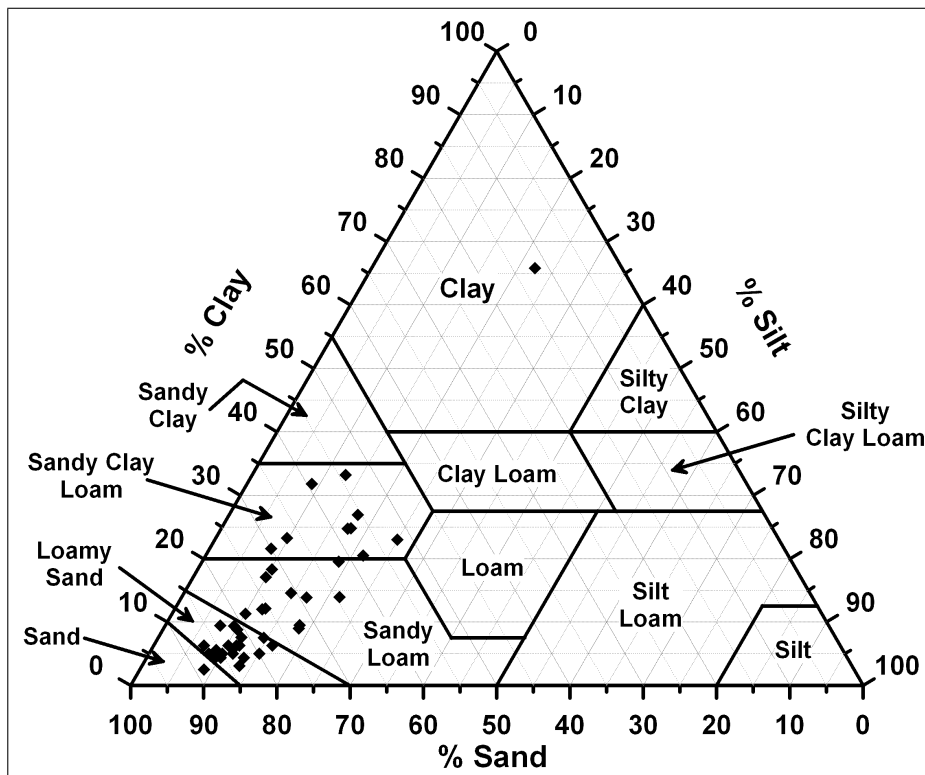


FIG. III.14: Triangle textural de l'ensemble des sols prélevés en surface.

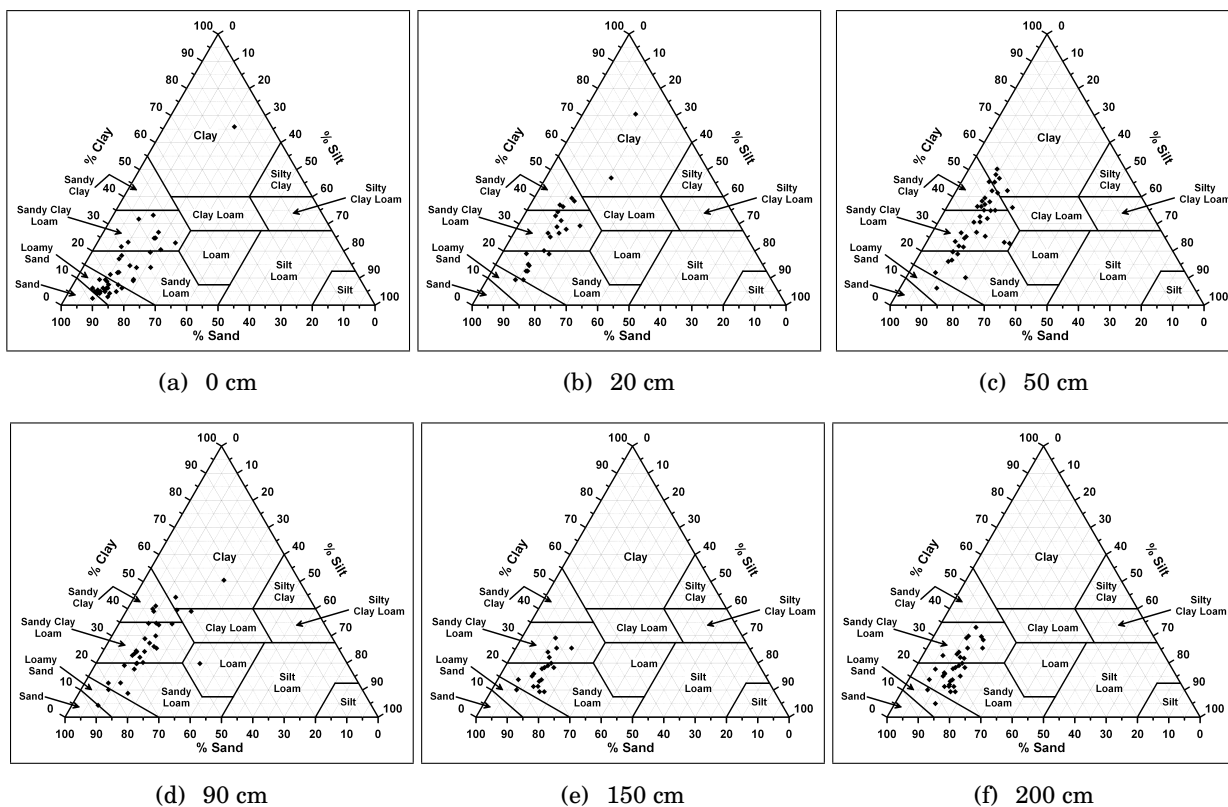


FIG. III.15: Triangles texturaux des sols aux différentes profondeurs.

Les statistiques se trouvent dans le Tableau III.3. En valeur moyenne, on retrouve bien la tendance remarquée au Paragraphe précédent : le pourcentage d'argile augmente et celui du sable diminue jusqu'à 50 cm, ce qui s'inverse pour les sols plus profonds.

	0 cm			20 cm			50 cm		
	43 observations			24 observations			40 observations		
	Argile	Limon	Sable	Argile	Limon	Sable	Argile	Limon	Sable
Moyenne (%)	14	13	74	28	13	60	30	13	57
Écart-type (%)	12	5	14	14	3	16	11	4	11
CV (%)	86	36	19	50	25	26	36	32	20

	90 cm			150 cm			200 cm		
	33 observations			20 observations			15 observations		
	Argile	Limon	Sable	Argile	Limon	Sable	Argile	Limon	Sable
Moyenne (%)	27	13	60	17	13	70	20	12	68
Écart-type (%)	11	5	13	6	3	7	8	3	9
CV (%)	41	39	22	34	22	9	42	26	13

TAB. III.3: Statistiques par profondeur des résultats de l'analyse granulométrique.

Dans le Tableau III.3, le coefficient de variation *CV*, rapport entre l'écart-type et la moyenne, prend des valeurs importantes pour les argiles. C'est aussi le cas pour les limons, mais dans une moindre mesure. La variabilité spatiale, pour une profondeur donnée, est ainsi importante pour les particules fines et il est préférable de classer ces résultats granulométriques en classes représentatives. On choisit alors d'effectuer cette classification suivant les trois ordres taxonomiques de sol introduits en Section II.4.

III.5.3. Classification des résultats de l'analyse granulométrique selon les trois ordres taxonomiques de sol

Rappelons les caractéristiques principales adoptées (Section III.4) afin de décrire les sols des trois ordres taxonomiques introduits dans le Paragraphe II.4.2 :

- les Alfisols présentent un horizon E d'éluviation et un horizon B d'illuviation ;
- les Inceptisols diffèrent des Alfisols par un horizon E quasi-inexistant, on les assimile à des Rhodus-talfs tronqués ; et
- les Entisols, situés dans les zones alluviales, sont argileux et présentent aussi dans leur profil un horizon relativement pauvre et un autre relativement riche en argile, que l'on assimile à un horizon E et B respectivement.

Ces caractéristiques se traduisent par des variations de textures particulières, ce qui devrait expliquer en partie la variabilité observée dans les résultats granulométriques.

Tout d'abord, chaque site expérimental a été classé selon les 17 unités de la carte pédologique définies au Paragraphe II.4.1 au regard de leur position géographique, cf. Figure III.2. Les cas des unités Q1 et Q2, et Tank de la carte pédologique sont considérés à part puisque seul le site D et A appartiennent

respectivement à ces unités. Assez fréquemment, un site se situe proche d'une frontière entre deux ou trois unités, comme c'est le cas par exemple pour le site 6 et du fait de la définition assez arbitraire de ces frontières, on a également considéré les unités environnantes pour ces sites ambigus.

Ensuite, en chaque site expérimental, le grand groupe de sol d'appartenance a été identifié au regard des caractéristiques pédologiques propres, des résultats granulométriques ainsi que l'observation faite dans la fosse, ce qui conduit aux critères de classement résumés dans le Tableau III.4.

Ordres des sols	Alfisol	Inceptisol	Entisol
Grand groupes de sols présents sur le bassin	Haplustalfs et Rhodustalfs	Ustochrepts	Ustifluvents et Ustorthents
Particularité de la texture du sol	Augmentation importante de part d'argile dans les premiers décimètres du profil	Diminution constante de la part d'argile avec la profondeur et quasi-absence d'un horizon d'éluviation de l'argile	Pas de généralisation possible
Remarques	Les Rhodustalfs se différencient des Haplustalfs par une coloration rouge très prononcée de l'horizon B	Les sols de cet ordre ressemblent <i>in-situ</i> à des Rhodustalfs tronqués	Sols grisâtres localisés dans les zones alluviales

TAB. III.4: Critères de classement des sites expérimentaux selon les propriétés texturales des ordres des sols.

Les résultats de ce classement selon les trois ordres taxonomiques de sols se trouvent dans le Tableau III.5. La dernière colonne correspond aux sols de transition, situés près d'une frontière d'une unité pédologique et dont les comportements granulométriques ne sont pas typiques de l'un des ordres. Les Alfisols sont les plus répandus sur le bassin et, par conséquent, sont les plus observés expérimentalement. Le comportement granulométrique du sol au site D, situé dans l'unité Q1 de la carte pédologique, ressemble à celui de l'ordre de l'Alfisol et de ce fait, on l'assimile à un sol de cet ordre.

Ordres des sols	Alfisol	Inceptisol	Entisol	Tank	Transitions
Nombre de d'observation	25	5	8	1	5
Sites	4, 5, 10, 12, 13, 18, 19, 20, 21 22, 24, 26, 28, 29, 30, 31, 32 33, 36, 37, B, C, D, F, SN2	2, 8, 9, 17 35	1, 3, 15 16, 23 25, SN6, E	A	6, 7 11, 14 27

TAB. III.5: Classement des sites expérimentaux selon les trois ordres taxonomiques de sol.

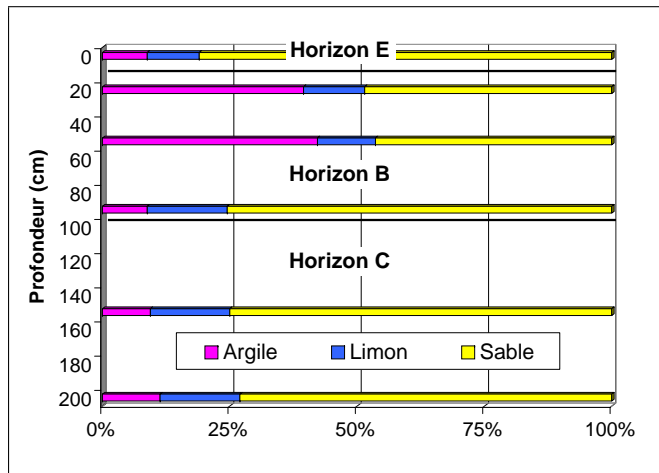
Afin d'illustrer ce classement, les photos des profils des sols des sites 17, 25 et 26 décrites en Section III.4 sont comparées aux profils granulométriques.

Sol de type Alfisol c'est le cas du site 26 (Figure III.16), où le sol est un Rhodustalfs : l'horizon E de surface est peu épais et très sableux, de couleur marron - clair ; ensuite vers 20 cm commence l'horizon B de couleur rouge soutenu où la teneur en argile augmente très fortement au détriment de la teneur en sable ; enfin vers 90 cm commence l'horizon C où le milieu redevient très sableux et la couleur est de nouveau marron - clair.

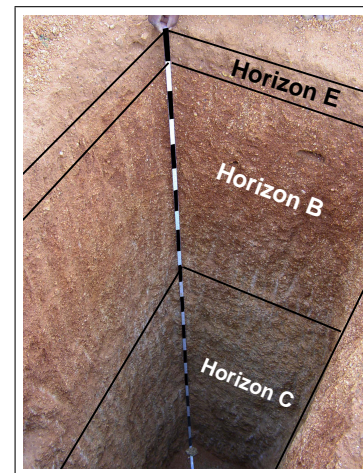
Sol de type Inceptisol au site 17 (Figure III.17), la coloration du milieu est, de façon similaire aux Rhodustalfs, rouge près de la surface mais aucun horizon E ne se distingue. L'horizon B est affleu-

rant, ce qui se traduit par une diminution assez continue de la teneur en argile en profondeur.

Sol de type Entisols au site 25 (Figure III.18), le sol est grisâtre, épais avec un léger horizon d'éluviation de l'argile jusqu'à 20 cm. En dessous de ces 20 cm, le milieu devient de moins en moins argileux selon la profondeur et l'horizon C commence vers 270 cm.

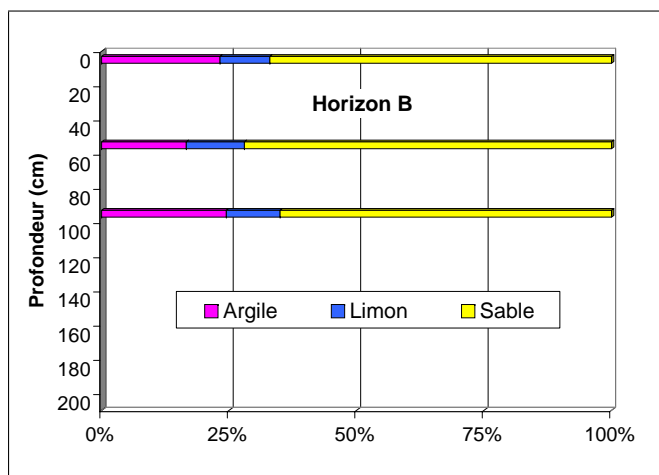


(a) Profil granulométrique

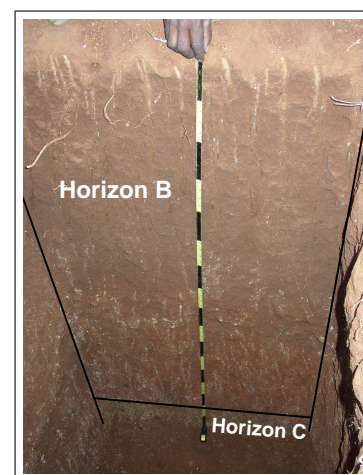


(b) Fosse

FIG. III.16: Sol classé Alfisols - site 26.



(a) Profil granulométrique



(b) Fosse

FIG. III.17: Sol classé Inceptisols - site 17.

Dans les Tableau III.6 se trouvent les nouvelles statistiques granulométriques selon les ordres pédologiques de sols, les calculs n'ayant été faits que lorsque trois observations au moins sont disponibles. Les valeurs prises par le coefficient de variation CV sont effectivement moindres que celles du Tableau III.3, traduisant une variabilité plus faible des propriétés texturales des sols à l'intérieur d'un ordre de sol donné. Cependant, elle reste toujours assez importante à l'intérieur de l'ordre de l'Alfisols.

Moyenne (%) Écart-type (%) CV (%)	0 cm			20 cm			50 cm			90 cm			150 cm		200 cm		
	25 observations			17 observations			22 observations			21 observations			14 observations		9 observations		
	Argile	Limon	Sable	Argile	Limon	Sable	Argile	Limon	Sable	Argile	Limon	Sable	Argile	Limon	Sable	Argile	Limon
9	11	81	26	12	63	35	11	54	29	12	59	18	14	68	18	14	68
6	3	7	10	2	11	11	2	11	10	3	9	6	2	6	9	2	9
74	31	8	40	18	17	31	16	20	33	23	16	34	15	8	50	14	13

(a) Alfisols

Moyenne (%) Écart-type (%) CV (%)	0 cm			20 cm			50 cm			90 cm			150 cm		200 cm		
	5 observations			1 observation			5 observations			4 observations			1 observation		1 observation		
	Argile	Limon	Sable	Argile	Limon	Sable	Argile	Limon	Sable	Argile	Limon	Sable	Argile	Limon	Sable	Argile	Limon
24	16	60	-	-	-	20	11	69	15	10	75	10	8	82	30	11	59
7	5	7	-	-	-	11	1	11	9	1	9	-	-	-	-	-	-
29	33	12	-	-	-	54	5	15	57	13	12	-	-	-	-	-	-

(b) Inceptisols

Moyenne (%) Écart-type (%) CV (%)	0 cm			20 cm			50 cm			90 cm			150 cm		200 cm		
	7 observations			3 observations			8 observations			5 observations			3 observations		3 observations		
	Argile	Limon	Sable	Argile	Limon	Sable	Argile	Limon	Sable	Argile	Limon	Sable	Argile	Limon	Sable	Argile	Limon
21	18	61	35	18	47	30	17	53	28	20	52	16	10	73	23	11	66
5	4	6	10	4	14	5	5	5	10	10	12	3	3	6	7	4	10
22	23	10	29	25	29	17	26	10	35	48	22	16	34	8	29	42	15

(c) Entisols

Moyenne (%) Écart-type (%) CV (%)	0 cm			20 cm			50 cm			90 cm			150 cm		200 cm		
	1 observation			1 observation			0 observations			0 observations			0 observations		0 observations		
	Argile	Limon	Sable	Argile	Limon	Sable	Argile	Limon	Sable	Argile	Limon	Sable	Argile	Limon	Sable	Argile	Limon
66	22	12	70	17	13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

(d) Tank

TAB. III.6: Statistiques par profondeur des résultats de l'analyse granulométrique des sols Alfisols, Inceptisols, Entisols et Tank.

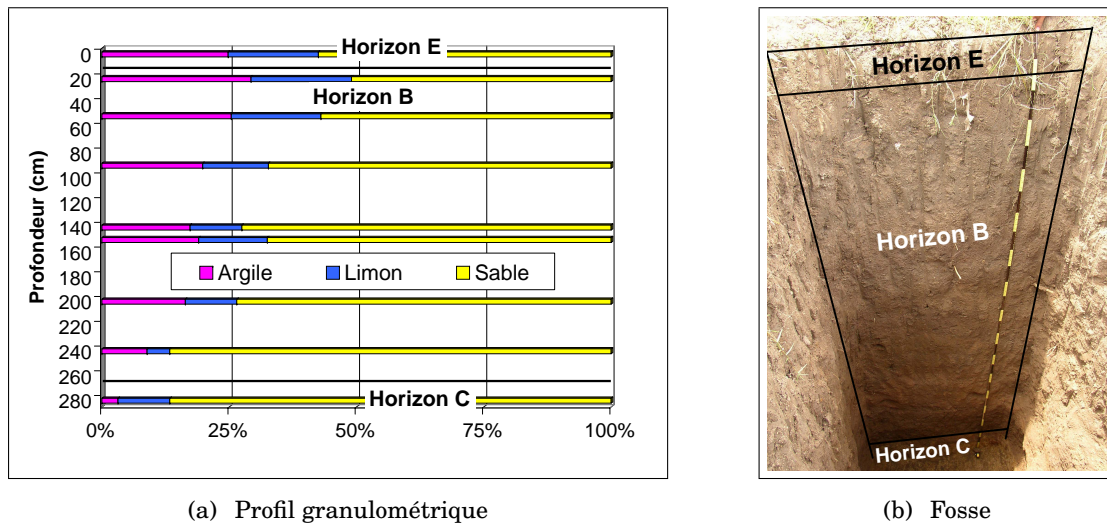


FIG. III.18: Sol classé Entisols - site 25.

Jusqu'à présent, la part en graviers du sol n'a pas été considérée, bien que ces sols soient très souvent grossiers. Il est cohérent de penser qu'un milieu constitué uniquement de sable, de limon et d'argile ne se comporte pas de façon similaire à un sol constitué en plus de graviers en part importante. Par conséquent, on complétera au Paragraphe III.5.5 la description de la texture des sols en prenant en compte la part en graviers.

Auparavant, on va souligner une particularité granulométrique importante des sols du bassin versant : exception faite des sols des tanks, la part en limons est globalement faible, quelque soit la profondeur de l'échantillonnage (Tableau III.6). Ceci traduit la nature *bimodale* des sols du bassin.

III.5.4. Particularité des sols du bassin versant de Maheshwaram : comportement bimodal

III.5.4.a. Définition de la bimodalité

La notion de bimodalité nécessite d'introduire au préalable la dérivée f de la fonction F , définie selon :

$$f(\bar{d}) = \frac{dF(\bar{d})}{d\bar{d}}. \quad \text{[III.2]}$$

Cette fonction f est une distribution de fréquence : elle indique la fréquence d'occurrence des particules de diamètres d . Un sol très sableux aura par exemple sa fonction $f(d)$ qui prend un maximum dans le domaine des sables, c.-à.-d. $0.050 < d \leq 2.000$ mm.

Maintenant supposons qu'un sol soit tel que :

$$\begin{cases} \%sable > \%limon, \\ \%argile > \%limon. \end{cases} \quad \text{[III.3]}$$

Pour ce sol, les valeurs de $f(d)$ dans les domaines de l'argile et du sable seront plus grandes que celles dans le domaine du limon. La courbe de f est alors en forme de "bosses de chameaux", comme l'illustre la

Figure III.19 : la courbe de f admet deux maxima locaux, un dans le domaine des argiles et un autre dans celui des sables, f prenant des valeurs relativement faibles dans le domaine des limons. Cela se traduit sur la courbe de F par une croissance relativement importante et la présence du premier point d'inflexion dans les argiles, une croissance relativement faible dans les limons et de nouveau une croissance importante et un deuxième point d'inflexion dans les sables. **Un tel sol est dit bimodal.**

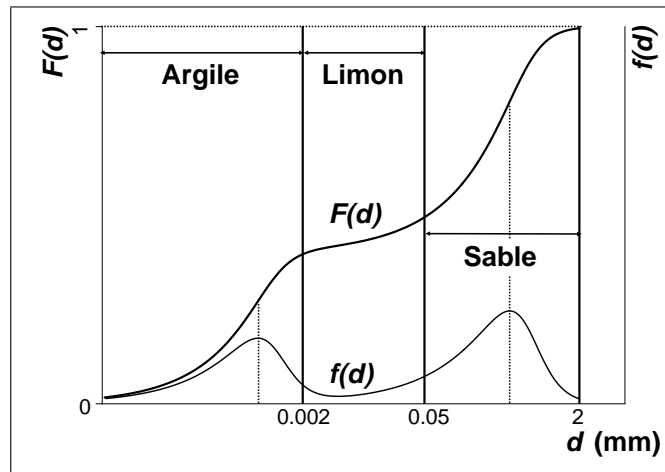


FIG. III.19: Allures de F et f pour un sol bimodal (échelles des abscisses logarithmiques).

Hachurons dans le triangle textural de l'USDA la zone de ces sols bimodaux, définie par [III.3] (Figure III.20). Elle est limitée par le segment de droite [A,G], où $\%sable = \%limon$, et le segment [G,S], où $\%argile = \%limon$, G étant le point tel que $\%sable = \%limon = \%argile = 100/3$. Si l'on se réfère à la Figure III.15, une grande partie des sols de Maheshwaram semblent être bimodaux, ce que nous allons confirmer tout de suite.

III.5.4.b. Observation expérimentale

Dans la suite, on va en fait considérer la sous-zone bimodale définie par [III.4] (cette dernière est incluse dans celle caractérisée précédemment par [III.3]) :

$$\left\{ \begin{array}{l} 20 \leq \%sable \leq 80, \\ 0 \leq \%limon \leq 20, \\ 20 \leq \%argile \leq 80. \end{array} \right. \quad \text{[III.4]}$$

Cette zone, hachurée sur la Figure III.21.a, inclut pleinement les sols de type *Sandy Clay*, partiellement ceux de type *Sandy Clay Loam* et *Clay*, et quelques *Clay Loam*. Elle définit une partie du triangle textural où les sols ont des pourcentages en argile et en sable variant de 20% à 80%, alors que le pourcentage de limon est faible, étant égal au maximum à 20% : le caractère bimodal y est particulièrement marqué et, de ce fait, plus aisément observable expérimentalement. Ceci est d'autant plus vrai pour la classe *Sandy Clay*, où $\%sable$ et $\%argile$ sont un peu près égaux.

Lorsque l'on place les 178 analyses granulométriques dans le triangle textural, 47% des observations

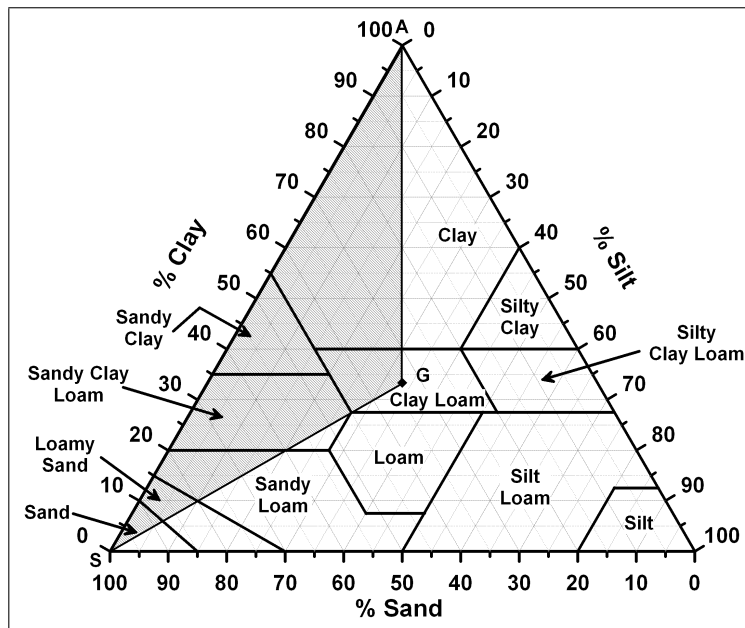


FIG. III.20: Sous-ensemble des sols bimodaux du triangle textural.

(84 observations) se trouvent dans la zone des sols bimodaux définie par [III.4] (Figure III.21.a) et devraient donc présenter un comportement bimodal. Afin de le vérifier, on trace sur un même graphique les courbes granulométriques $\widehat{F}(\widehat{d})^4$ expérimentales de ces 84 sols appartenant à la zone bimodale (Figure III.22) : les courbes commencent à 0.002 mm à une ordonnée relativement grande et égale à %argile (de 20% à 50%), elles croissent ensuite légèrement dans le domaine des limons, ce qui traduit une faible teneur en limon, avant de croître fortement dans le domaine des sables, ce qui est caractéristique des sols sableux. Bien qu'aucune observation ne soit disponible dans le domaine des argiles, on peut conclure que ces 84 courbes expérimentales de $\widehat{F}(\widehat{d})$ ont des allures similaires à celle représentée dans la Figure III.19, et qu'ainsi elles ont effectivement un caractère bimodal.

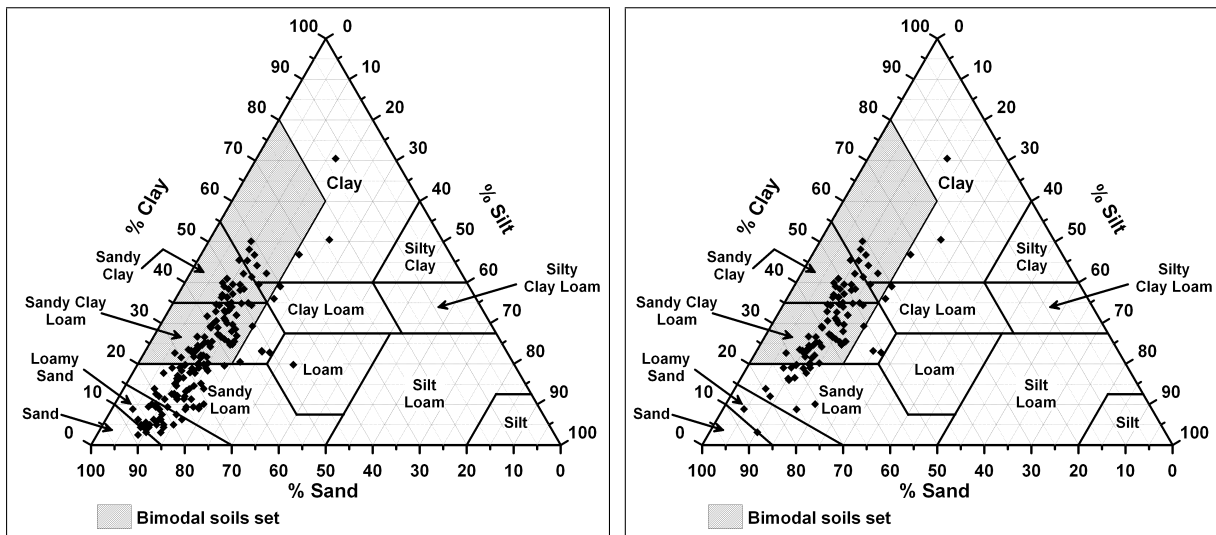
On a souligné au Paragraphe III.5.3 que les Alfisols, les Inceptisols et les Entisols sont très sableux tout au long de leur profil (Tableau III.6). Puisque la teneur en argile devient maximum au sein de l'horizon B de ces sols, les 84 sols bimodaux isolés précédemment sont à priori principalement issus d'horizons B. Afin de confirmer cette idée, on se sert des profondeurs hB observées sur le terrain (Tableau III.1) ou encore de l'évolution de la granulométrie expérimentale au sein du profil d'un site donné, afin d'isoler de l'ensemble des 178 granulométries celles issues d'horizons B : ceci conduit à 98 granulométries. On place ensuite ces 98 observations dans le triangle textural (Figure III.21.b) et on note que 71 observations sur 98 (72%) sont bimodales. Cela représente 84% des 84 cas bimodaux, aussi **le phénomène de bimodalité granulométrique est typique des sols des horizons B du bassin versant de Maheshwaram.**

Ce phénomène semble caractériser les sols tropicaux aux processus de genèse identiques. Pour confirmer cette hypothèse, on va comparer la granulométrie de ces sols avec celle des deux banques de données

⁴Les courbes expérimentales $\widehat{f}(\widehat{d})$ ne sont pas disponibles et leurs estimations selon

$$\widehat{f}\left(\frac{\widehat{d}_{j+1} + \widehat{d}_j}{2}\right) \simeq \frac{\widehat{F}(\widehat{d}_{j+1}) - \widehat{F}(\widehat{d}_j)}{\widehat{d}_{j+1} - \widehat{d}_j} \quad \text{pour } j \in \{1, \dots, N_{granulo} - 1\}$$

avec $N_{granulo}$ le nombre de points de la courbe expérimentale de \widehat{F} , serait trop grossière.



(a) Tous les sols (178 observations).

(b) Sols issus d'horizons B (98 observations).

FIG. III.21: Caractère bimodal des sols du bassin versant de Maheshwaram.

GRIZZLY, UNSODA et HYPRES, qui rassemblent principalement des données de sols de régions tempérées.

III.5.4.c. Granulométrie de sols d'autres régions

La banque *UNSODA* (UNsaturated SOil Database) contient les granulométries de 666 sols, qui sont situés principalement en zone de climat tempéré (Leij *et al.*, 1996). La banque *GRIZZLY* contient quant à elle 660 sols, provenant presque exclusivement de zones principalement tempérées (Haverkamp *et al.*, 1998a). On place dans la Figure III.23 les granulométries des sols de ces deux banques dans le triangle textural. Dans la banque *UNSODA*, moins de 6% des sols (soit 38 sols) et seul 1 sol de *GRIZZLY*, appartiennent à la zone bimodale. Par ailleurs, nous invitons le lecteur à se référer à la Figure 8 de Nemes *et al.* (1999), qui ont placé dans le triangle textural les sols de *HYPRES* (HYdraulic PRoperties of European Soils), banque européenne de 5521 sols de régions tempérées (Wösten *et al.*, 1999) : très peu de sols semblent appartenir à la zone bimodale. En conséquence, les publications associées aux trois banques *UNSODA*, *GRIZZLY* et *HYPRES* (respectivement Leij *et al.* (1996), Haverkamp *et al.* (1998a) et Wösten *et al.* (1999)) ne font pas état du phénomène de bimodalité.

Ainsi, il semble exister une relation entre la zone climatique et la zone bimodale des sols du triangle textural. Afin de confirmer cette idée, on cite le travail de Hodnett et Tomasella (2002) qui ont isolé de la banque de sol *IGBP-DIS*, 771 sols issus de régions tropicales, avant de les placer dans le triangle textural de l'*USDA*. Leur Figure 1 montre qu'un nombre significatif de sols appartient à la zone bimodale définie par [III.4]. De plus, Tomasella et Hodnett (1998) ont étudié 614 sols de l'Amazonie brésilienne et leur Figure 2 suggère qu'une majorité de ces sols est bimodale ; de même pour l'analyse de Tomasella *et al.* (2000) portant sur 630 sols collectés en différentes localités du Brésil, ces derniers auteurs évoquant de plus l'existence du comportement hydrodynamique bimodal pour de tels sols, sans pour autant l'analyser en détail.

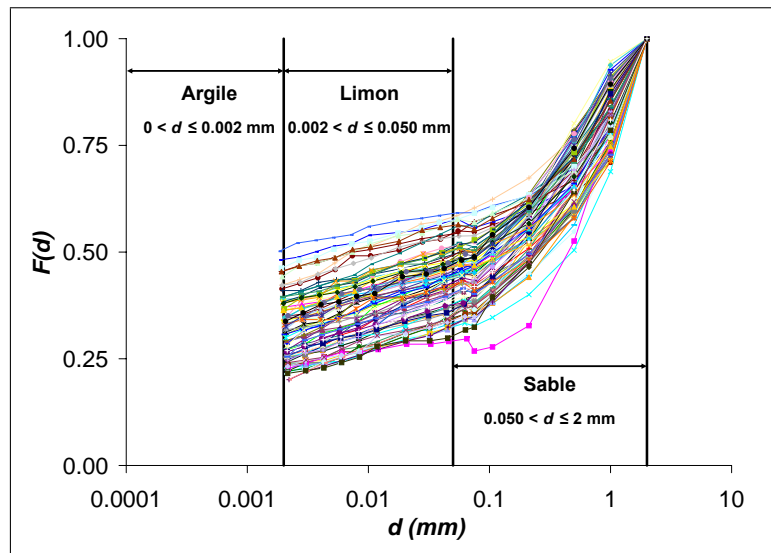


FIG. III.22: Ensemble des courbes granulométriques cumulées expérimentales $\hat{F}(\hat{d})$ des 84 sols bimodaux (échelles des abscisses logarithmiques).

Ainsi, **les sols bimodaux sont typiques des régions tropicales ou subtropicales**. Cela s'explique par les mécanismes de genèse des sols dans ces climats.

III.5.4.d. Formation des sols bimodaux

Ces phénomènes de bimodalité sont caractéristiques des sols des régions chaudes et humides, comme celle où se trouve le bassin versant de Maheshwaram. On a vu au Paragraphe II.3.2 que dans ce bassin versant, l'altération des roches du bassin se fait par hydrolyse chimique des minéraux. L'altération prolongée conduit à deux sortes d'argiles : les argiles particulaires et les argiles minéralogiques. Les premières sont issues de la désagrégation du matériau originel suite à l'effet de dissolution de l'eau, les deuxièmes proviennent de la recombinaison des composés dissous dans l'eau.

La cinétique de l'altération est croissante avec la surface spécifique de la particule, qui est fonction du rapport entre la surface et le volume, et est donc inversement proportionnelle à la dimension du minéral. Ainsi, plus la taille de la particule ou du bloc est petite, plus sa surface spécifique est grande et plus la cinétique de l'altération est grande ; ou encore plus le matériau s'amenuise, plus sa désintégration sera rapide.

Par conséquent, les argiles particulaires sont très rapidement éliminées dans le bassin versant de Maheshwaram. Les argiles minéralogiques prédominent largement et leur teneur est particulièrement importante au niveau de horizon B, où se précipitent les composés d'altération dissous dans l'eau d'infiltration ; la précipitation des oxydes de fer donne la couleur rouge à ces complexes argileux. C'est ainsi que $\%argile$ est important au niveau des horizons B des sols du bassin versant et traduit la teneur en argile minéralogique.

Les limons sont aussi rapidement désagrégés, ce qui explique la faible valeur de $\%limon$. Les sables et

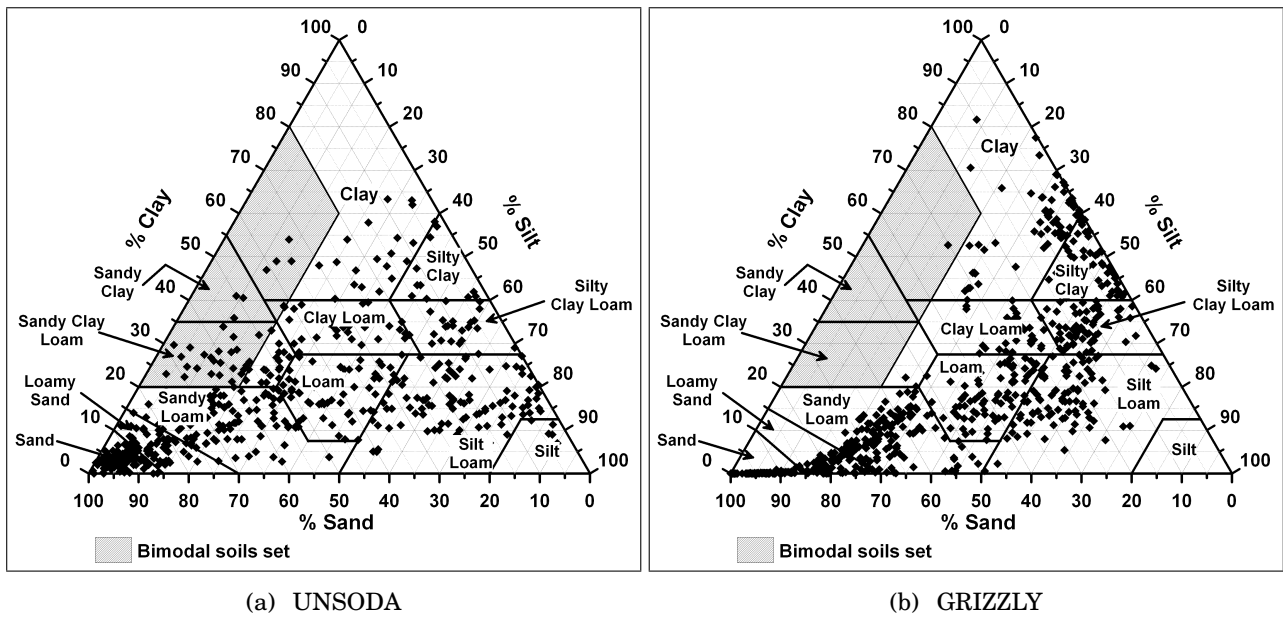


FIG. III.23: Granulométries des sols des bases UNSODA et GRIZZLY.

les graviers, de plus grande dimension, disparaissent plus lentement et, de ce fait, la proportion de sable et de graviers est importante.

III.5.4.e. Conséquences de la bimodalité sur les propriétés hydrodynamiques des sols

L'aspect bimodal de la courbe granulométrique cumulée se répercute sur la courbe de rétention en eau du sol. En effet, on a vu au Paragraphe I.5.2, lorsque l'on a introduit les fonctions de pédotransfert semi-physiques, qu'il existe une similarité de forme entre la courbe de rétention en eau et la courbe granulométrique cumulée. Dans ce travail, on adopte le modèle [I.72] de Haverkamp et Parlange (1986), qui expriment la courbe granulométrique cumulée sous une forme similaire à l'écriture [I.17] de la courbe de rétention en eau du modèle de van Genuchten (1980), que l'on note $F_{HP}(d)$.

Ainsi, l'allure de la courbe granulométrique cumulée influe sur celle de la rétention en eau et, en particulier, si cette dernière admet deux points d'inflexion en deux diamètres éloignés l'un de l'autre, comme il l'illustre la Figure III.19, alors de la même manière, la courbe de rétention en eau admet deux points d'inflexion en deux pressions éloignées l'une de l'autre, cf. Figure III.24.a. La courbe de conductivité hydraulique $K(h)$, en fonction de la pression, étant calculée à partir de la courbe de rétention en eau à travers un modèle capillaire (e.g., Childs et Collis-George, 1950; Burdine, 1953; Mualem, 1976), doit aussi être bimodale (Figure III.24.b), comme l'ont démontré Ross et Smettem (1993) ou Durner (1994) avec le modèle capillaire de Mualem (1976). Peu de modèles disponibles dans la littérature traitent de ce phénomène, puisque la plupart des auteurs, qu'ils soient américains ou européens, ont travaillé sur des banques de données où, comme on vient de le voir, les sols tropicaux ou subtropicaux sont assez peu représentés.

La grande majorité des modèles hydrodynamiques courants de la littérature ne sont pas adaptés au phénomène de bimodalité, et donc aux sols tropicaux, ce qui est en particulier le cas de ceux de Brooks

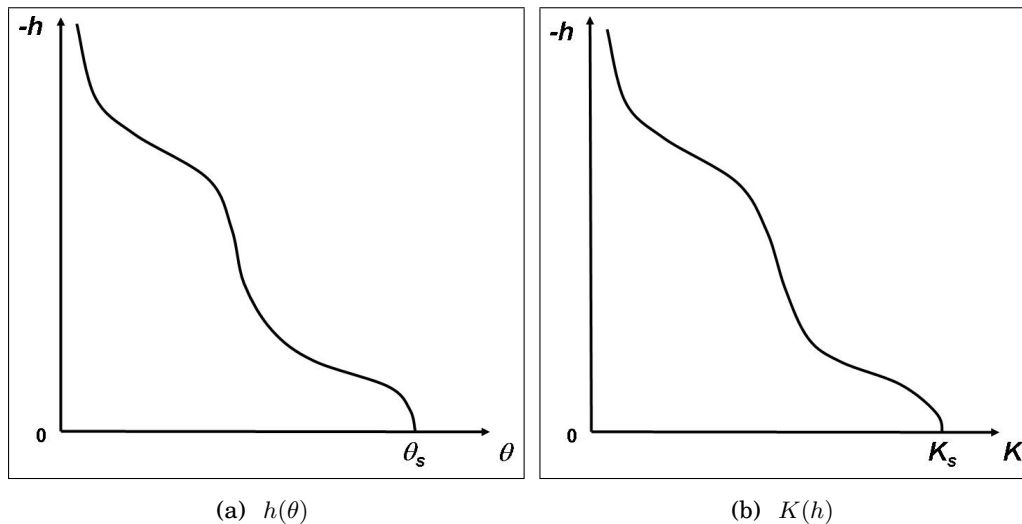


FIG. III.24: Allure de la courbe de rétention en eau et de conductivité hydraulique d'un sol bimodal.

et Corey (1964) et de van Genuchten (1980) pour la rétention en eau et la conductivité hydraulique. De même, toutes les fonctions de pédotransfert introduites au Paragraphe I.5.2 ont été développées pour des sols unimodaux et, par conséquent, elles ne peuvent pas décrire correctement les sols tropicaux. Les approches de Haverkamp et Parlange (1986) et Haverkamp et Reggiani (2002), que l'on adopte pour estimer le paramètre de forme λ , expriment la courbe granulométrique cumulée par l'équation [I.72], qui ne modélise qu'un seul point d'inflexion et qui, de ce fait, n'est pas très convenable à nos sols.

Cependant, soulignons que certains auteurs se sont penchés sur les propriétés bi ou multi-modales des caractéristiques hydrodynamiques d'un sol hétérogène bi ou multi-poral (e.g., Ross et Smettem, 1993; Durner, 1994; Nimmo, 1997), avec un système de macropores (*porosité structurale*) et un système de micropores (*porosité texturale*) (Nimmo, 1997). Ainsi, Ross et Smettem (1993) décrivent une courbe de rétention en eau bimodale sous la forme de la somme (i) d'une simple fonction $h(\theta)$ exponentielle unimodale à un paramètre (fonction associée à la macroporosité) avec (ii) la fonction [I.17] de van Genuchten (1980) (fonction associée à la microporosité). De façon similaire, Durner (1994) décrit une courbe de rétention en eau multi-modale (système multi-poral) par le biais d'une somme de plusieurs fonctions unimodales $h(\theta)$ de van Genuchten, chacune étant associée à un réseau de pores donné. Ross et Smettem (1993) et Durner (1994) calculent ensuite la conductivité hydraulique $K(h)$ multi-modale associée via le modèle capillaire de Mualem (1976).

Ces deux approches de multi-modalités des caractéristiques hydrodynamiques peuvent s'appliquer au cas de bimodalité étudié dans ce travail. Reprenant le travail de Durner (1994), la rétention en eau bimodale peut être décrite par la somme de deux fonctions unimodales de van Genuchten (1980). Or, on a vu que la relation [I.19] assure l'équivalence entre les relations $h(\theta)$ de Brooks et Corey (1964) et van Genuchten (1980) : dans notre cas, on considérerait ainsi la somme de deux fonctions $h(\theta)$ unimodales de Brooks et Corey, associées aux paramètres de forme λ_1 et λ_2 . On pourrait ensuite décrire une courbe de granulométrie cumulée bimodale par une somme de deux courbes F_{HP1} et F_{HP2} unimodales décrites par le modèle [I.72] de Haverkamp et Parlange (1986), ce qui conduirait à l'estimation des λ_1 et λ_2 selon l'approche de Haverkamp et Reggiani (2002). Toutefois, nous n'allons pas le faire dans la suite puisque de

tels modèles bimodaux de $h(\theta)$ ne sont pas intégrés, à l'heure actuelle, dans le système de modélisation POWER. On gardera donc le choix de Brooks et Corey (1964) pour décrire les relationnelles $h(\theta)$ et $K(\theta)$.

III.5.5. Prise en considération de la part en graviers

III.5.5.a. Observation expérimentale

Précédemment, les pourcentages en sable, limon et argile étaient exprimés uniquement sur la part de particules de diamètre inférieur ou égal à 2 mm, c'est à dire :

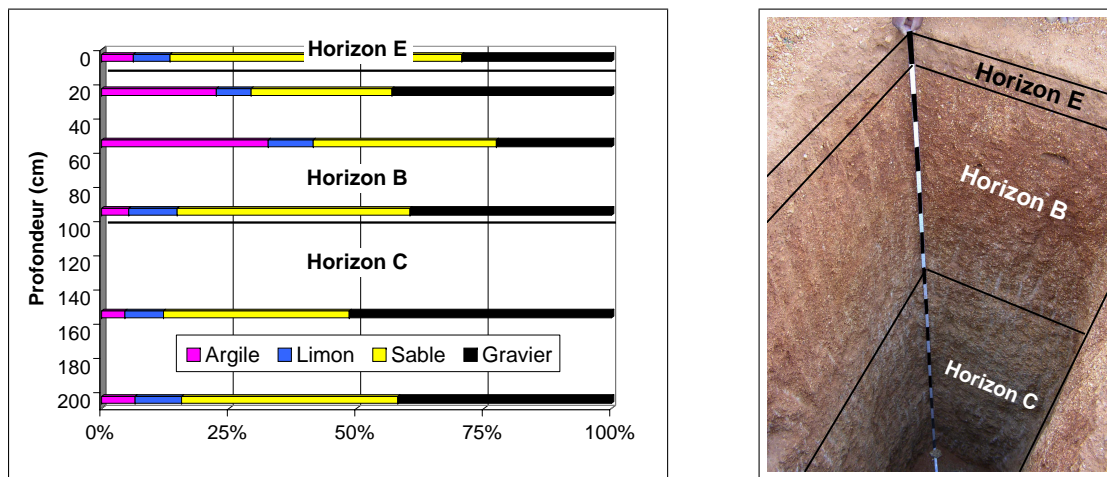
$$\%sable_{USDA} + \%limon_{USDA} + \%argile_{USDA} = 100\%,$$

l'indice USDA faisant référence aux valeurs considérées précédemment. À présent, la part en graviers est incorporée de sorte que

$$\%gravier + \%sable + \%limon + \%argile = 100\% \quad [III.5]$$

avec $\%gravier$ le pourcentage massique de la part en graviers.

À titre d'exemple, la Figure III.25 présente le profil granulométrique du sol du site 26, les graviers étant pris en compte. Cette représentation de la granulométrie, avec une part en graviers importante vers les 20 cm et en dessous de 90 cm, et toujours une teneur en argile importante vers 50 cm, décrit bien les graviers (grains de couleur blanche) et l'argile (milieu rouge) visibles sur la photo.



(a) Profil granulométrique avec prise en compte de la part de graviers

(b) Fosse

FIG. III.25: Sol classé Alfisols - Site 26.

III.5.5.b. Définition de nouvelles unités pédologiques

Le classement selon les trois ordres taxonomiques des sols des sites expérimentaux du Tableau III.5 n'est pas modifié après considération des graviers. Cependant, on différencie, à l'intérieur de l'ensemble

des sols classés comme appartenant à l'ordre de l'Alfisol, deux nouveaux sous ensembles dont l'un comporte une part en graviers plus importante que l'autre, nommés respectivement *Alfisol1* et *Alfisol2*. *In-situ*, ces deux sous-ensembles sont différenciables par :

- une coloration différente de leurs sols, l'*Alfisol1* ayant les horizons B rouges très prononcés alors que ceux de l'*Alfisol2* sont plus jaune-marrons ; et
- une localisation sur le bassin différente, les *Alfisol2* étant présents dans les environs des boulders de granite.

Cette distinction se comprend en terme de genèse : les *Alfisol1*, sols aux horizons B très rouges les plus représentés sur le bassin, sont issus de la pédogenèse sur l'isaltérite du granite à biotite, unité géologique prépondérante sur le bassin. La biotite produit des complexes d'argile de couleur rouge et la texture grenue à gros grains favorise à priori la formation de graviers. **Les *Alfisol1* correspondent aux *Rhodustalfs*** (Paragraphe II.4.2). Les *Alfisol2* proviennent eux de la pédogenèse sur le produit de l'altération du granite leucocrate, contenant moins de biotite et plus de muscovite, d'où une coloration des argiles rouge moins prononcée. Leur texture grenue plus fine produit, à priori, moins de graviers. **Les *Alfisol2* correspondent aux *Haplustalfs*** (Paragraphe II.4.2). À titre d'illustration, la Figure III.25 contient le profil d'un *Alfisol1* et la Figure III.26 celui d'un *Alfisol2*.

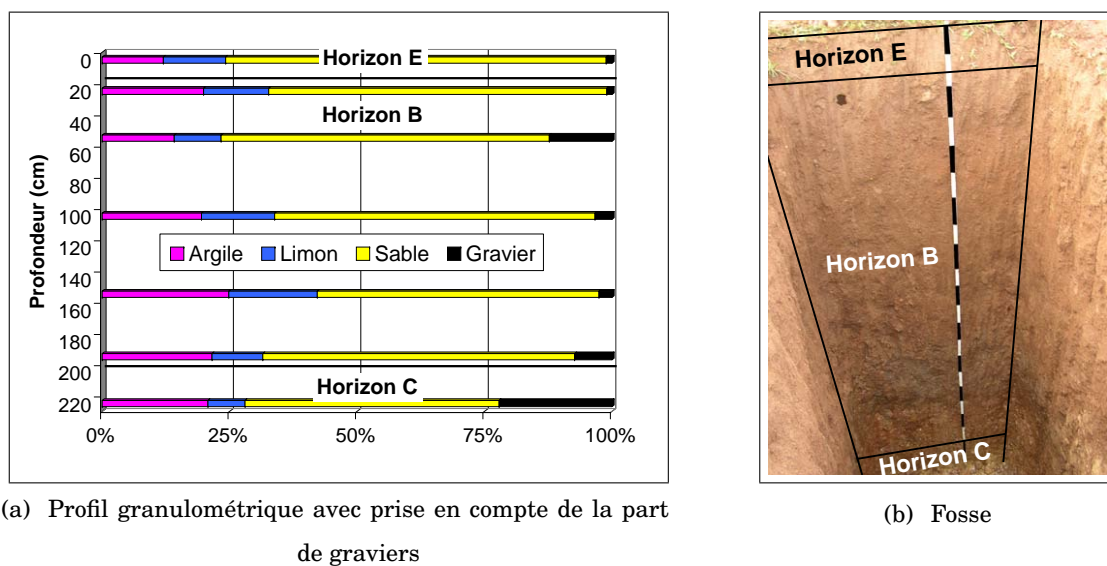


FIG. III.26: Sol classé *Alfisol2* - site 29.

Par ailleurs, il existe un troisième sous-ensemble nommé *Alfisol3* typique des sols de la veine de quartz, réunissant les unités Q1 et Q2 de la carte pédologique et dont relève le sol du site D.

Les nouvelles statistiques expérimentales, selon les sous-ensembles *Alfisol1* et *Alfisol2*, sont résumées dans les Tableaux III.7(b) et III.7(c) respectivement. Il faut les comparer avec les valeurs pour les *Alfisol* reportées dans le Tableau III.7(a). La variabilité à l'intérieur de l'ensemble *Alfisol1* est moindre qu'à l'intérieur de l'*Alfisol*, surtout au niveau de la part en graviers. En revanche, dans l'ensemble *Alfisol2*, le coefficient de variation CV prend de grandes valeurs dans le cas du pourcentage en graviers du fait des faibles valeurs moyennes de la part de graviers.

	0 cm			20 cm			50 cm			90 cm			150 cm			200 cm								
	25 observations			17 observations			22 observations			21 observations			14 observations			9 observations								
	Ar	Li	Gra	Ar	Li	Gra	Ar	Li	Gra	Ar	Li	Gra	Ar	Li	Gra	Ar	Li	Gra						
Moyenne (%)	7	9	68	16	19	9	49	22	24	8	40	28	21	9	44	26	13	9	45	33	12	20	42	37
Écart-type (%)	6	3	10	9	8	3	15	17	6	2	15	16	8	3	10	15	6	3	7	13	8	9	10	15
CV (%)	81	31	14	60	40	32	31	75	26	31	38	58	38	32	23	60	47	30	15	41	65	43	25	41

(a) Alfisols

	0 cm			20 cm			50 cm			90 cm			150 cm			200 cm								
	18 observations			10 observations			17 observations			16 observations			11 observations			7 observations								
	Ar	Li	Gra	Ar	Li	Gra	Ar	Li	Gra	Ar	Li	Gra	Ar	Li	Gra	Ar	Li	Gra						
Moyenne (%)	7	9	66	19	20	7	39	33	24	7	32	37	18	8	40	34	10	9	44	37	11	19	42	39
Écart-type (%)	4	3	8	6	6	1	9	8	7	2	8	9	6	2	9	9	5	2	6	10	8	9	7	10
CV (%)	59	35	12	32	30	18	23	25	27	22	24	24	35	24	21	21	48	21	14	27	73	45	18	25

(b) Alfisols1

	0 cm			20 cm			50 cm			90 cm			150 cm			200 cm									
	6 observations			6 observations			5 observations			5 observations			3 observations			2 observations									
	Ar	Li	Gra	Ar	Li	Gra	Ar	Li	Gra	Ar	Li	Gra	Ar	Li	Gra	Ar	Li	Gra							
Moyenne (%)	11	11	75	3	21	12	65	2	22	11	62	5	28	13	55	4	20	12	51	17	16	7	45	32	
Écart-type (%)	10	3	10	4	10	3	11	3	6	2	7	5	7	3	7	4	4	4	5	8	15	9	3	23	34
CV (%)	97 ^a	25	13	107	48	24	18	122	29	22	11	102	23	24	12	116	20	37	16	89	54	34	52	109	

(c) Alfisols2

TAB. III.7: Statistiques par profondeur des résultats de l'analyse granulométrique des sols des ensembles Alfisols, avec prise en compte de la part des graviers. Ar désignant l'argile, Li le limon, Sa le sable et Gra le graviers.

^a Pourcentage important dû à la valeur particulière de %argile du sol du site F : 31%

La Figure III.27 illustre les tendances moyennes des profils granulométriques des sols des ensembles Alfisols1, Alfisols2, Alfisols3, Inceptisols et Entisols. Tous les sols, exception faite des Inceptisols, ont leurs %argile et %sable qui évoluent en sens inverse l'un de l'autre dans les cent premiers centimètres, ce qui traduit une accumulation d'argile aux dépens du sable (horizon B). Il en est de même pour les Entisols même si, d'après la taxonomie pédologique, ils ne sont pas caractérisés par un tel horizon. En dessous des cent premiers centimètres %gravier augmente fortement au détriment de %argile et %sable et le milieu devient de plus en plus grossier (horizon C). Pour les Inceptisols, le pourcentage en graviers baisse soudainement et, *a contrario*, le pourcentage en argile augmente fortement à 200 cm, en raison de la granulométrie particulière du sol du site 2, qui est la seule observation d'Inceptisols disponible à cette profondeur.

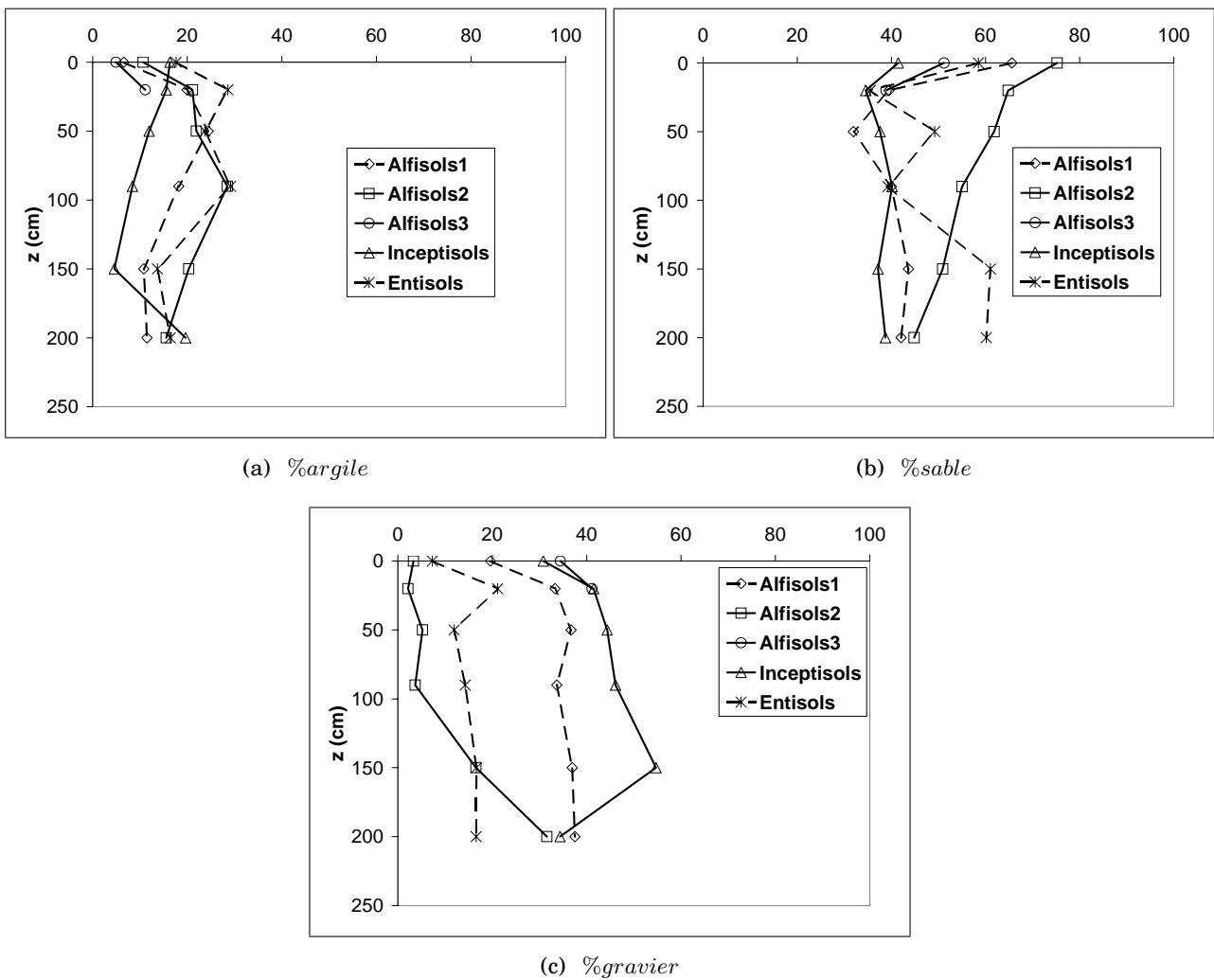


FIG. III.27: Évolutions selon la profondeur des moyennes granulométriques des sols Alfisols1, Alfisols2, Alfisols3, Inceptisols et Entisols.

Les statistiques des observations des profondeurs d'horizons dans les fosses et les dugwells sont résumées dans le Tableau III.8. Les Entisols sont les sols les plus épais, puis viennent les Alfisols2, les Alfisols1 et les Inceptisols.

	Horizon E				Horizon B				Fin de la zone d'étude			
	Alf1	Alf2	Incep	Enti	Alf1	Alf2	Incep	Enti	Alf1	Alf2	Incep	Enti
Nbre. d'obs.	11	7	5	3	34	11	5	6	34	9	3	6
Moyenne (cm)	21	19	12	20	113	141	114	222	175	207	153	230
Écart-type (cm)	11	7	15	13	26	37	41	85	47	54	61	79
CV (%)	54	40	120	66	23	26	36	38	27	26	40	34

TAB. III.8: Statistiques des profondeurs des différents horizons. *Nbre. d'obs.* pour le nombre d'observations, *Alf1* pour Alfisols1, *Alf2* pour Alfisols2, *Incep* pour Inceptisols et *Enti* pour Entisols.

III.5.6. Complément sur le comportement bimodal des sols du bassin versant de Maheshwaram

Précédemment, dans le Paragraphe III.5.4, on a souligné le comportement à priori bimodal des sols des horizons B du bassin. On va à présent compléter la description de tels sols en incorporant la fraction de graviers du sol, en se basant sur la représentation [III.5]. Lorsque le sol bimodal n'est pas grossier, l'allure de la courbe de distribution cumulée de taille de particule $F(d)$ est semblable à ce que l'on avait tracé sur la Figure III.19 : $F(2)$ est proche de 1 et la courbe de distribution de particule $f(d)$ est presque nulle dans le domaine des graviers (pour $d \geq 2$ mm), i.e., la courbe de $F(d)$ a une pente presque nulle en $d = 2$ mm (Figure III.28.a).

En revanche, lorsque la part en gravier d'un sol bimodal est conséquente (supérieure à 15% par exemple), la valeur de $F(2)$ est significativement inférieure à 1 (inférieure à 0.85 par exemple) et la courbe de $f(d)$ admet un troisième maximum dans le domaine des graviers (Figure III.28.c). Puisque les fractions de sable et de graviers sont mitoyennes, ce maximum de $f(d)$ dans les graviers a tendance à chevaucher celui du domaine des sables, ce qui entraîne $f(2) > 0$, i.e., $F(d)$ n'a pas de pente nulle en $d = 2$ mm.

On illustre ces propos avec deux courbes extraites de l'ensemble des 84 courbes bimodales expérimentales de la Figure III.22. La première courbe est celle du sol prélevé, à 50 cm de profondeur, dans l'horizon B d'un Alfisols1 (site 10), où $\%argile_{50} = 21\%$, $\%sable_{50} = 35\%$ et $\%gravier_{50} = 37\%$ (Figure III.28.d) : la courbe expérimentale $\widehat{F}(\widehat{d})$ de ce sol bimodal et grossier ne semble pas avoir de pente nulle en $\widehat{d} = 2$ mm et $\widehat{F}(2) = 0.63 < 1$. La deuxième courbe est celle du sol prélevé, à 20 cm de profondeur, dans l'horizon B d'un Alfisols2 (site 33) où $\%argile_{20} = 28\%$, $\%sable_{20} = 55\%$ et $\%gravier_{20} = 1\%$: la courbe $\widehat{F}(\widehat{d})$ semble avoir une pente faible en $\widehat{d} = 2$ mm et $\widehat{F}(2) \simeq 1$.

Ainsi, il existe deux types de bimodalité, selon que le sol est ou non grossier.

- Le premier, que l'on va désigner par **bimodalité fine**, correspond aux sols bimodaux fins dont la courbe $F(d)$ est semblable à celle de la Figure III.28.a. **Il caractérise les horizons B des Alfisols2 ou des Entisols**, i.e., les sols où la part en graviers est relativement faible (cf. Figure III.27)
- Le deuxième, que l'on va désigner par **bimodalité grossière**, correspond aux sols bimodaux grossiers dont la courbe $F(d)$ est semblable à celle de la Figure III.28.c. **Il caractérise les horizons B des Alfisols1, des Alfisols3 ou encore des Inceptisols**, i.e., des sols où la part en graviers est relativement grande (Figure III.27).

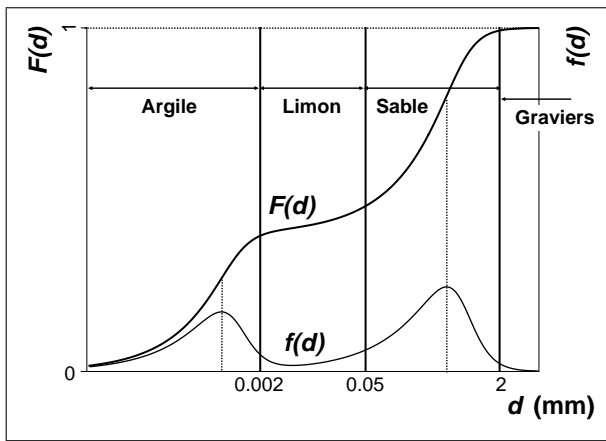
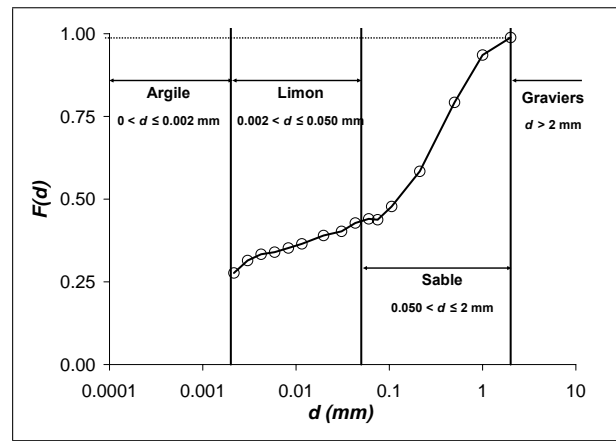
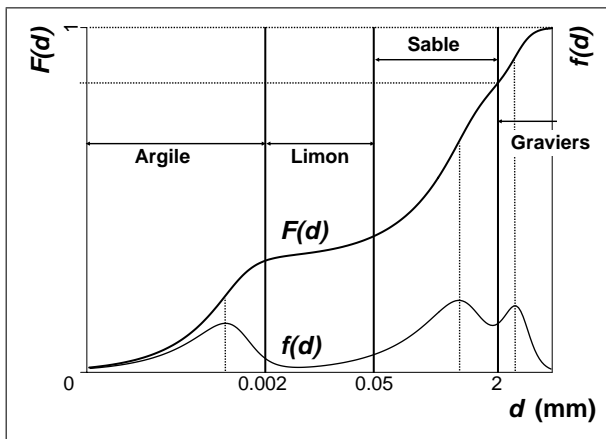
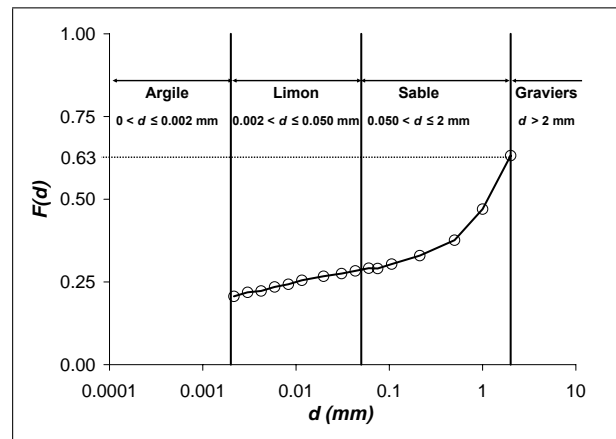
(a) Allures de $F(d)$ pour un sol peu grossier.(b) Exemple du sol à 20 cm de profondeur d'un Alfisols2 (site 33),
 $\%argile_{20} = 28\%$, $\%sable_{20} = 55\%$ et $\%gravier_{20} = 1\%$.(c) Allures de $F(d)$ pour un sol grossier.(d) Exemple du sol à 50 cm de profondeur d'un Alfisols1 (site 10),
 $\%argile_{50} = 21\%$, $\%sable_{50} = 35\%$ et $\%gravier_{50} = 37\%$.

FIG. III.28: Courbes granulométriques bimodales avec prise en compte des graviers (échelles des abscisses logarithmiques).

Malheureusement, comme on l'a souligné précédemment, les comportements hydrodynamiques des sols bimodaux ne sont pas intégrés à l'heure actuellement dans le modèle POWER. Par conséquent, on va le négliger dans la suite en gardant le modèle classique de Brooks et Corey (1964) pour la courbe de rétention en eau et la courbe de conductivité hydraulique, ainsi que l'approche d'Haverkamp et Reggiani (2002) qui, à partir de la description unimodale de la courbe granulométrique cumulée d'Haverkamp et Parlange (1986), calculent le paramètre de forme λ .

III.6. Modification de la carte pédologique des sols du bassin

À la suite des informations pédologiques et des observations expérimentales, cinq unités pertinentes de pédologie des sols sont définies (Paragraphe II.4.2 et III.5.5). Leurs caractéristiques principales sont :

Alfisols1 : sols rouges les plus observés sur le terrain et typiques de l'altération du granite à biotite en région subtropicale, correspondant à la classe pédologique des Rhodustalfs ;

Alfisols2 : sols jaune-marrons observés près des boulders à l'ouest du bassin, typiques de l'altération du

granite leucocrate, correspondant à la classe pédologique des Haplustalfs ;

Alfisols3 : sols de la veine de quartz ;

Inceptisols : de coloration rouge, issus aussi de l'altération du granite à biotite, mais se différenciant des Alfisols1 par des phénomènes d'éluviation et d'illuviation peu évolués (Alfisols1 tronqués) ; et

Entisols : sols alluviaux résultant des différents cycles de dépôt / érosion, sans lien apparent avec la roche mère.

Rappelons que l'objectif de ce Chapitre III est de compléter l'approche qualitative de la carte pédologique (Figure II.18) avec la description quantitative de la texture des sols. Pour ce faire, les unités pédologiques de la carte, qui sont similaires en termes de propriété texturale, sont unies pour créer de nouvelles classes pédologiques représentatives de la texture des sols.

III.6.1. Modification de la carte pédologique des sols

Le Tableau III.9 résume la répartition des sols des sites expérimentaux dans les cinq nouvelles classes pédologiques, les sols de transition ayant des caractéristiques de texture à cheval entre deux classes de sols. Les informations de ce tableau sont croisées avec la position de chaque site sur la carte pédologique originale, ce qui conduit à la répartition statistique des anciennes unités pédologiques (i.e., GH1, GH31, GH32. . .) dans les nouvelles (i.e., Alfisols1, Alfisols2, Inceptisols. . .), cf. Tableau III.10. Il est alors possible de définir une nouvelle classe pédologique à partir des anciennes (tableau de la Figure III.29) et, ainsi, de tracer cette nouvelle carte représentative de la texture des sols (Figure III.29). Les unités GH22, V1 et V32, non visitées expérimentalement parce que peu représentées sur le bassin, sont unies avec les autres unités les plus semblables.

Ordres des sols	Alfisols1	Alfisols2	Alfisols3	Inceptisols	Entisols	Transition
Nombre de d'observation	17	6	1	5	8	6
Sites	4, 5, 10, 12, 13, 18 21, 22, 24, 26, 30, 31 32, B, C, NP2, NP5	20, 28 29, 33 36, F	D	2, 8, 9, 17 35	1, 3, 15 16, 23 25, SN6, E	6, 7 11, 14 19, 27

TAB. III.9: Classement des sites expérimentaux selon les cinq classes de sols Alfisols1, Alfisols2, Alfisols3, Inceptisols et Entisols.

Il est intéressant de comparer cette carte nouvellement créée avec celle des grands groupes de sols (Figure II.19). On l'a évoqué précédemment, il y a globalement équivalence entre :

- les Alfisols1 et les Rhodustalfs ;
- les Alfisols2 et les Haplustalfs ;
- les Inceptisols et les Ustochrepts ; et
- les Entisols et l'Ustifluvents.

Cependant, notre description (Figure III.29) diffère partiellement de celle de la carte des grands groupes de sols (Figure II.19) puisque :

	Alfisol1	Alfisol2	Alfisol3	Inceptisols	Entisols
GH1		✓			
GH22		✓			
GH31		✓			
GH32		✓			
GU11	✓				
GU12				✓	
GU21		✓			
GU22	✓				
GU23				✓	
Q1			✓		
Q2			✓		
V1				✓	
V2					✓
V31					✓
V32					✓

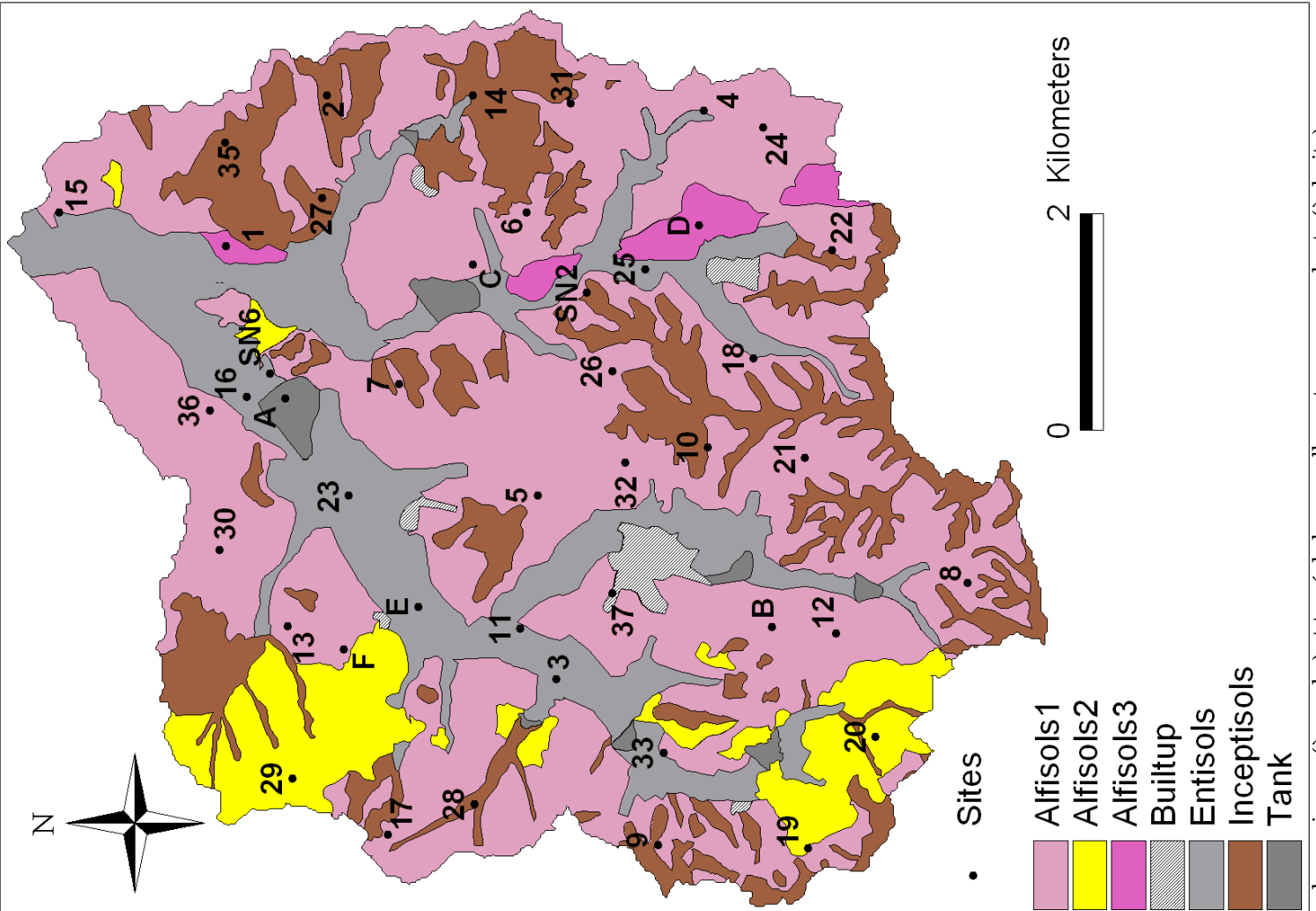


FIG. III.29: Définition des nouvelles unités pédologiques par unions des anciennes (à gauche) et tracé de la nouvelle carte correspondante (à droite).

	Alfisols1 17 observations	Alfisols2 6 observations	Alfisols3 1 observation	Inceptisols 5 observations	Entisols 8 observations
GH1		20			
GH31		20			
GH32		20			
GU11	23				
GU12	6			40	
GU21		20			
GU22	71	20			
GU23				60	
V2					12
V31					88
Q1			100		
TOTAL (%)	100	100	100	100	100

TAB. III.10: Pourcentages de répartition des anciennes unités pédologiques dans les nouvelles.

- les Ustochrepts localisés dans la zone du granite leucocrate ont été identifiés *in-situ* comme des Alfisols2 et non des Inceptisols ;
- on a observé que les sols décrits comme étant des Haplustalfs - Ustochrepts et localisés dans les zones alluviales, présentent les caractéristiques des Entisols et non des Alfisols2, ni des Inceptisols ;
et
- les Ustorthents manifestent des caractéristiques d’Inceptisols (Alfisols1 tronqués) et non des Entisols.

III.7. Conclusion des Chapitres II et III

III.7.1. Identification des unités pédologiques pertinentes

Au total, 44 sites ont été visités sur le bassin versant et une fosse d’observation a été creusée sur 37 de ces sites. Lorsque c’était possible, on a estimé sur ces 44 sites (dans les fosses creusées ou dans les environs) les profondeurs des bases des horizons E et B, ainsi que la profondeur de la fin de la zone d’étude. À ceci s’ajoute l’observation supplémentaire de ces profondeurs dans 42 profils de dugwells.

L’étude des 178 granulométries prélevées à différentes profondeurs permet de décrire de façon plus pertinente les unités de la carte de pédologie originelle (Figure II.18). On a introduit cinq nouvelles unités pédologiques (Figure III.29), issues du regroupement des anciennes, afin de traduire les tendances granulométriques observées *in-situ* (Figure III.27).

Alfisols1 Ce sont les sols les plus observés sur le terrain, *autochtones* puisqu’ils sont issus de la pédogenèse *in-situ* sur le produit de l’altération du granite à biotite. Ils sont de type Alfisols, avec un horizon E d’éluviation très sableux, un horizon B d’illuviation de couleur rouge et riche en argile et un horizon C de couleur claire. L’horizon B de ces sols est principalement de l’isaltérite non-feuilletée sur laquelle sont effectifs les phénomènes de pédogenèse (isaltérite non-feuilletée 1 de la

Figure II.15). Le sommet de l'horizon C est constitué de l'isaltérite non-feuilletée non affectée par la pédogenèse (désignée par isaltérite non-feuilletée 2) et termine la zone d'étude de ce travail. Étant constitués d'isaltérites du granite à biotite, les Alfisols1 sont des sols très grossiers.

Alfisols2 Ces sols jaunes-marrons sont aussi des sols autochtones, mais typiques des régions à granite leucocrate. Ce sont aussi des Alfisols et leur texture est nettement moins grossière que celle des Alfisols1.

Alfisols3 Cette classe a été définie pour les sols autochtones de la veine de quartz. Ils sont très peu épais et très grossiers et leur caractéristique granulométrique le long du profil s'apparente à un Alfisols.

Inceptisols Ces sols ont été identifiés comme des Alfisols1 tronqués. Leurs caractéristiques sont similaires à celles des Alfisols1, si ce un horizon E d'éluviation très peu prononcé.

Entisols Ce sont des sols alluviaux *allochtones* résultant des différents cycles de dépôt / érosion, sans lien apparent avec la roche mère. Ce ne sont pas des Alfisols, mais ils se caractérisent aussi par un horizon superficiel où la part en argile est relativement plus faible que celle de l'horizon sous-jacent, assimilés respectivement à un horizon E et un horizon B. Ces sols sont relativement peu grossiers.

III.7.2. Spécificités des sols du bassin : sols bimodaux

On a remarqué que les sols issus des horizons B sont à la fois très sableux, très argileux et très peu limoneux. Cela se traduit sur la courbe granulométrique cumulée $F(d)$ par une allure bimodale avec deux points d'inflexion, un dans le domaine des argiles et un autre dans les sables. Ce phénomène est particulièrement marqué pour les horizons B des Alfisols1, Alfisols2 et les Inceptisols.

Ce phénomène de bimodalité uniquement dû à la texture du sol caractérise les sols tropicaux et est très peu étudié dans la littérature. Pourtant, nous avons vu qu'une bimodalité de la courbe $F(d)$ entraîne une bimodalité de la courbe de rétention en eau $h(\theta)$, ce qui diverge de la conception traditionnelle des modèles hydrodynamiques de Brooks et Corey (1964) ou de van Genuchten (1980).

On a présenté des solutions possibles afin de modéliser une courbe $h(\theta)$ bimodale. Cependant, ce phénomène n'étant pas pris en compte actuellement dans le modèle POWER, on se contentera d'utiliser les modèles unimodaux de Brooks et Corey (1964).

Investigation au premier niveau d'intégration de l'équation de Richards :

$$\theta(z, t)$$

IV.1. Introduction

Le premier niveau d'intégration de l'équation de Richards (cf. Figure I.10) correspond à l'intégration de cette équation sur le temps t , ce qui donne l'évolution temporelle des profils de teneur en eau volumique $\theta(z, t)$. C'est une variable exprimant la quantité d'eau se trouvant dans le volume de sol à l'instant t et à la profondeur z , son intégration entre les profondeurs z_1 et z_2 conduit à la valeur du stock d'eau compris entre ces deux profondeurs à l'instant t .

Deux types de mesure de teneur en eau volumique ont été faites en différents sites.

1. **Mesure par gravimétrie** : les teneurs en eau du sol sont déduites par prélèvement d'un échantillon qui sera pesé avant et après séchage à l'étuve. La méthode de Beerkan procède de la sorte pour mesurer les teneurs en eau initiales θ_0 et finales θ_s , ce dont nous allons traiter dans cette Section.
2. **Mesure avec la sonde à neutrons** : cet instrument donne, via une courbe d'étalonnage, la teneur en eau volumique θ à une profondeur z et un instant t donnés.

On commencera par traiter le cas de la mesure de θ par gravimétrie.

IV.2. Mesure par gravimétrie

Les sites de mesures sont les mêmes que les 44 sites évoqués dans la Section III.3 et représentés sur la Figure III.2, exception faite du site SN2 où aucune mesures n'ont été faites près de ce tube d'accès de

sonde à neutrons dont l'installation a été un échec ; cela fait un total de 43 sites. Le protocole de la mesure par gravimétrie évalue de façon préliminaire la masse volumique sèche et la porosité, puis calcule θ . On traitera en premier ces estimations expérimentales de la masse volumique sèche et de la porosité du sol qui lui est inversement reliée, avant de présenter les résultats sur les humidités.

IV.2.1. Estimations expérimentales des masses volumiques sèches et des porosités des sols

IV.2.1.a. Les masses volumiques sèches expérimentales

L'estimation expérimentale de la masse volumique sèche ρ_d se fait en plusieurs étapes :

1. on prélève *in-situ* un échantillon de sol non-remanié de volume V_T ;
2. ce volume est séché à l'étuve à 105 °C pendant 48h (Topp et Ferré, 2002) ;
3. la masse du volume sec M_s est mesurée ; et
4. la masse volumique sèche ρ_d est estimée par

$$\rho_d = \frac{M_s}{V_T}. \quad [\text{IV.1}]$$

Les volumes non remaniés ont été prélevés, lors de la première campagne expérimentale, avec un simple cylindre d'environ 250 cm³ enfoncé dans le sol. Durant la deuxième campagne expérimentale, ces volumes ont été extraits à l'aide d'un cylindre d'échantillonnage de 100 cm³ placé dans ensemble porte cylindre. En plus de rendre l'extraction plus aisée, cet ensemble porte cylindre permettait d'échantillonner à une position plus profonde que celle de la fosse d'observation. Les prélèvements se sont faits à différentes profondeurs, ce qui permet de visualiser l'évolution de ρ_d et ε avec la profondeur.

Les parts massiques des graviers sur l'ensemble des échantillons ne sont pas négligeables, en particulier en profondeur (Paragraphe III.5.5). Par conséquent, les masses volumiques du sol sont assez élevées et surtout le prélèvement des échantillons est assez ardu. L'incertitude relative expérimentale sur l'estimation de la masse volumique sèche est

$$\frac{\Delta\rho_d}{\rho_d} = \frac{\Delta M_s}{M_s} + \frac{\Delta V_T}{V_T}. \quad [\text{IV.2}]$$

En supposant que les échantillons étaient bien secs, le temps de séchage étant assez souvent supérieur à 48h, l'erreur sur l'estimation de la masse ΔM_s est supposée liée uniquement à la balance mécanique de mesure et est prise égale à 1 g. Les valeurs de M_s étant toujours supérieures à 200 g, le terme $\Delta M_s/M_s$ est inférieur au pourcent. L'extraction du volume V_T non-remanié est compliqué par la présence des graviers et par conséquent, lors du prélèvement *in-situ*, l'incertitude réside au niveau du remplissage du cylindre d'échantillonnage avec le sol : l'est-il complètement ou pas ? Ou encore, toute la hauteur du cylindre contient-elle du sol ? On estime qu'expérimentalement l'imprécision sur la hauteur de la carotte échantillonnée est de 5 mm, ce qui fait pour les deux cylindres $\Delta V_T/V_T \approx 10\%$. Ainsi, l'incertitude sur le volume V_T prélevé est la principale la source de l'erreur expérimentale d'estimation de ρ_d , qui est évaluée à 10% près.

La Figure IV.1 représente les profils des masses volumiques de tous les sols des sites et celui des unités pédologiques Alfisols1, Alfisols2, Inceptisols et Entisols. Lorsque les résultats de tous les sols sont pris en compte (Figure IV.1.a), moins de 29% des observations de ρ_d sont en dehors de la marge d'erreur. Ce pourcentage est de 29% pour les Alfisols1, 8% pour les Alfisols2, 46% pour les Inceptisols et 11% pour les Entisols. Sachant que la tendance de la part en graviers des sols est Inceptisols > Alfisols1 > Entisols > Alfisols2 (Figure III.27), ces pourcentages confirment que plus un sol est grossier, moins l'estimation de ρ_d est fiable (difficulté lors du remplissage du volume d'échantillonnage).

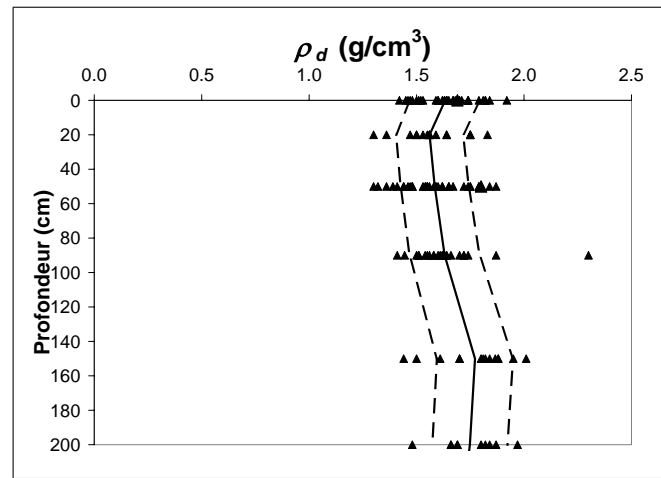
La tendance des masses volumiques ρ_d de tous les sols est de légèrement décroître jusqu'à 50 cm, puis ensuite de croître de nouveau (Figure IV.1). Les statistiques sont résumées dans le Tableau IV.1 : les valeurs moyennes de ρ_d varient assez peu selon la profondeur. L'ordre de grandeur des masses volumiques que l'on a mesuré est égal à celui que El-Swaify *et al.* (1987) ont observé sur d'autres Alfisols de la région.

	Tous les sols			Alfisols1			Alfisols2		
	43 observations			18 observations			6 observations		
	Moy. (g/cm ³)	ET (g/cm ³)	CV (%)	Moy. (g/cm ³)	ET (g/cm ³)	CV (%)	Moy. (g/cm ³)	ET (g/cm ³)	CV (%)
0 cm	1.65	0.15	9	1.71	0.12	7	1.60	0.12	7
20 cm	1.56	0.14	9	1.59	0.12	8	1.51	0.16	11
50 cm	1.58	0.15	10	1.57	0.16	10	1.55	0.08	5
90 cm	1.63	0.17	10	1.60	0.12	7	1.63	0.12	7
150 cm	1.77	0.16	9	1.70	0.20	12	1.85	0.13	7
200 cm	1.75	0.14	8	1.77	0.19	11	1.68	0.02	1

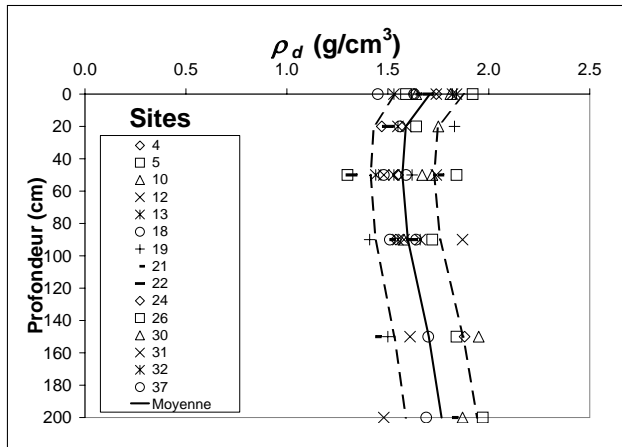
	Inceptisols			Entisols		
	5 observations			8 observations		
	Moy. (g/cm ³)	ET (g/cm ³)	CV (%)	Moy. (g/cm ³)	ET (g/cm ³)	CV (%)
0 cm	1.62	0.09	5	1.59	0.09	5
20 cm	1.53	-	-	1.54	0.23	15
50 cm	1.59	0.23	14	1.65	0.12	7
90 cm	1.97	0.47	24	1.57	0.08	5
150 cm	-	-	-	1.83	0.04	2
200 cm	-	-	-	1.77	0.09	5

TAB. IV.1: Statistiques des masses volumiques sèches ρ_d expérimentales. Les sols des sites situés en zone de transition entre deux unités pédologiques (6 observations) n'ont pas été pris en compte. *Moy.* désigne la moyenne et *ET* l'écart-type.

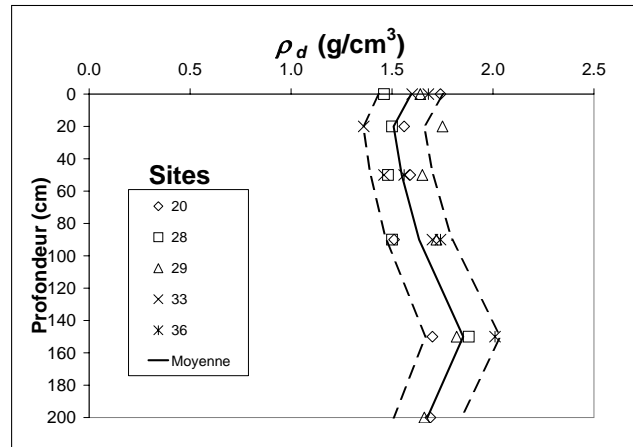
Il est plus pertinent d'étudier les variations des profils des masses volumiques dans les unités pédologiques Alfisols1, Alfisols2, Inceptisols et Entisols. La tendance de ρ_d à diminuer, puis ensuite à augmenter, est plus marquée pour les Alfisols1, les Alfisols2 et les Inceptisols (Figures IV.1.b à IV.1.d). Cette évolution est cohérente avec le profil granulométrique (Figure III.27) : lorsque $\%argile_z$ augmente dans les premiers centimètres de l'horizon B et que, au contraire, $\%sable$ diminue, la masse volumique est moindre et le sol devient d'avantage poreux ; au passage vers l'horizon C sous-jacent, c'est le contraire.



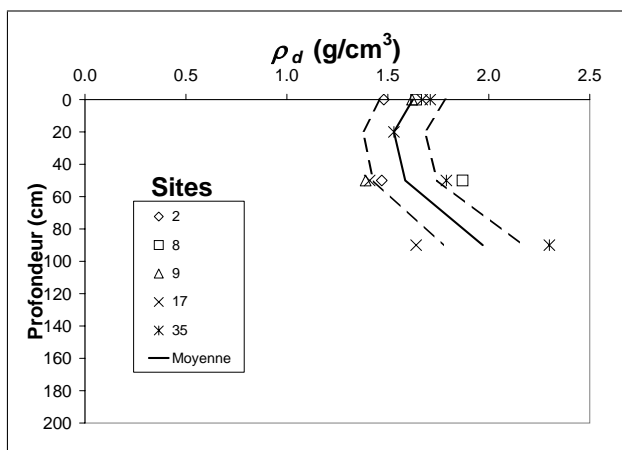
(a) Cas où les sols de tous les sites sont considérés



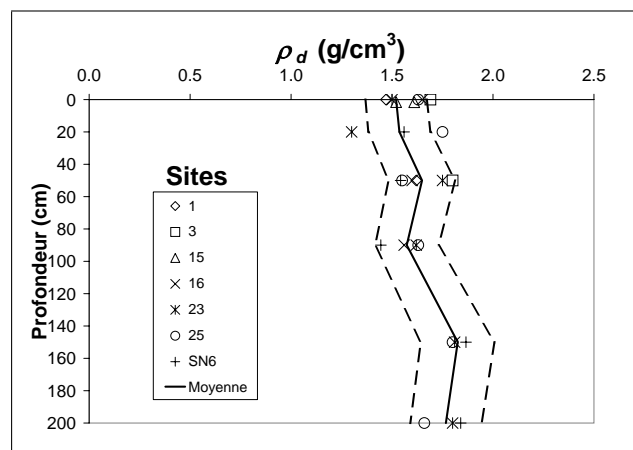
(b) Cas des Alfisols1



(c) Cas des Alfisols2



(d) Cas des Inceptisols



(e) Cas des Entisols

FIG. IV.1: Profils des masses volumiques sèches ρ_d expérimentales. La moyenne des masses volumiques est tracée en ligne continue noire, et est encadrée en pointillé par la marge d'erreur expérimentale de 10%.

Les Inceptisols voient ρ_d diminuer mais pour ensuite augmenter de façon importante (Figure IV.1.d). Ces sols sont jeunes et, de ce fait, l'horizon B est peu épais et très vite le milieu devient grossier et sableux, d'où une forte augmentation de la masse volumique. Les quelques observations disponibles pour les Inceptisols sont assez différentes les unes des autres, notamment au site 2, ce qui entraîne une variabilité importante, (Tableau IV.1). Enfin les sols alluviaux des Entisols n'ont pas de caractéristique franche, même si la tendance générale est à l'augmentation de ρ_d en profondeur.

IV.2.1.b. Les porosités expérimentales

La porosité ε se déduit de ρ_d selon

$$\varepsilon = 1 - \frac{\rho_{ap}}{\rho_s} \quad [IV.3]$$

où ρ_s est la masse volumique des grains composant le milieu poreux, prise égale à 2.65 g/cm^3 (Paragraphe I.1.2.b).

Les variations de ε dans le sol sont inverses de celles de ρ_d , ainsi il suffit de considérer les tendances inverses de la Figure IV.1. Les statistiques sont résumées au Tableau IV.2. De façon générale, la porosité augmente légèrement dans les premiers cinquante centimètres, avant de diminuer. Remarquons que la variance pour les Inceptisols est élevée (le peu de mesure disponible est très variable).

	Tous les sols			Alfisols1			Alfisols2		
	43 observations			18 observations			6 observations		
	Moy.	ET	CV	Moy.	ET	CV	Moy.	ET	CV
	*	*	(%)	*	*	(%)	*	*	(%)
0 cm	0.38	0.06	15	0.36	0.05	13	0.40	0.04	11
20 cm	0.41	0.05	13	0.40	0.05	11	0.43	0.06	14
50 cm	0.40	0.06	14	0.41	0.06	14	0.42	0.03	7
90 cm	0.38	0.06	17	0.40	0.04	11	0.38	0.04	12
150 cm	0.33	0.06	19	0.36	0.07	21	0.30	0.05	16
200 cm	0.34	0.05	15	0.33	0.07	21	0.37	0.01	2

	Inceptisols			Entisols		
	5 observations			8 observations		
	Moy.	ET	CV	Moy.	ET	CV
	*	*	(%)	*	*	(%)
0 cm	0.39	0.03	9	0.40	0.03	8
20 cm	0.42	-	-	0.42	0.09	20
50 cm	0.40	0.09	21	0.38	0.04	12
90 cm	0.26	0.18	69	0.41	0.03	7
150 cm	-	-	-	0.31	0.01	4
200 cm	-	-	-	0.33	0.04	11

TAB. IV.2: Statistiques des porosités ε expérimentales. Les sols des sites situés en zone de transition entre deux unités pédologiques (6 observations) n'ont pas été pris en compte. *Moy.* désigne la moyenne et *ET* l'écart-type. * signale que l'unité est en cm^3/cm^3 .

IV.2.2. Estimations expérimentales des teneurs en eau volumiques initiales et à saturation

L'estimation de θ , rapport entre le volume de l'eau sur le volume de l'échantillon de sol, se fait avec la teneur en eau massique w , rapport entre la masse de l'eau sur la masse du sol sec (Paragraphe I.2.1). La mesure supplémentaire de la masse volumique sèche ρ_d , rapport entre la masse du sol sec sur le volume de l'échantillon de sol, nous permet de calculer θ à partir de w selon (Paragraphe I.2.1) :

$$\theta = w \cdot \rho_d \quad [\text{IV.4}]$$

lorsque l'on se trouve dans les conditions normales de température et de pression¹.

IV.2.2.a. Protocole expérimental

L'estimation *in-situ* des teneurs en eau volumiques initiales et à saturation fait partie du protocole expérimental de la méthode Beerkan et sera utile à l'évaluation des paramètres hydrodynamiques de forme (Chapitre V). Cette méthode a été appliquée en surface à tous les sites évoqués au Chapitre III précédent, exception faite du site SN6. Par ailleurs, elle a aussi été employée en profondeur au niveau de différents horizons pédologiques des sites :

- 25 : 80 et 140 cm (horizon B), 245 et 280 cm (horizon C) ;
- 26 : 20, 50 et 90 cm (horizon B), et 170 cm (horizon C) ;
- 30 : 20, 40 et 90 cm (horizon B), et 150 cm (horizon C) ; et
- 35 : 50 cm (horizon B) et 100 cm (horizon C).

Ceci fait au total 56 estimations d'humidités, dont 42 au niveau de la surface du sol, 9 au niveau de l'horizon B et 5 au niveau de l'horizon C.

Les échantillons, d'environ 400 g, d'humidité initiale ont été prélevés autour du cylindre d'infiltration Beerkan et ceux d'humidité à saturation immédiatement à la fin de l'essai d'infiltration, dans la zone de contrôle du cylindre. Chaque échantillon a ensuite été pesé avant et après séchage à l'étuve (105 °C pendant 48 h), ce qui conduit aux estimations de la masse M_l de l'eau retenue dans le sol, de la masse du sol sec M_s et de la teneur en eau massique selon [I.5].

IV.2.2.b. Analyse des résultats

Les teneurs en eau volumiques sont calculées selon [IV.4]. L'incertitude relative associée est

$$\frac{\Delta\theta}{\theta} = \frac{\Delta w}{w} + \frac{\Delta\rho_d}{\rho_d} \quad [\text{IV.5}]$$

où

$$\frac{\Delta w}{w} = \frac{\Delta M_l}{M_l} + \frac{\Delta M_s}{M_s}. \quad [\text{IV.6}]$$

¹Les influences des températures élevées caractéristiques du bassin versant sont négligées.

L'imprécision sur l'estimation des masses est prise égale à 1 g et, ainsi, $\Delta w/w$ est négligeable. L'erreur expérimentale d'estimation de θ est due à l'imprécision des mesures de ρ_d et est du même ordre que cette dernière, c.-à.-d. 10%.

Remarquons que les valeurs estimées des teneurs en eau volumiques sont celles de l'échantillon de sol, avec ses graviers : il s'agit de la teneur en eau apparente de tout l'échantillon. Si l'on suppose les graviers comme non-poreux, la teneur en eau volumique d'un volume d'échantillon de sol donné diminue avec la teneur en gravier. On utilisera cette teneur en eau apparente puisqu'elle traduit la réalité du terrain.

Les teneurs en eau initiales dépendent évidemment de l'époque où se font les échantillonnages. Après la saison de la mousson, elles diminuent rapidement en surface pour atteindre une valeur très faible. La valeur moyenne observée sur tous les sols durant la campagne de mars-avril 2002 ou janvier 2003 ne varie pas beaucoup et est inférieure à $0.05 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. Cependant, θ ne prend pas de valeurs négligeables en profondeur, comme nous le verrons à la Section IV.3 suivante.

Les statistiques des 42 observations en surface de θ_s , teneur en eau volumique à saturation du sol, se trouvent au Tableau IV.3. Les valeurs ne sont pas bien différentes d'une unité pédologique à l'autre, exception faite des Entisols qui ont des teneurs en eau à saturation plus élevées.

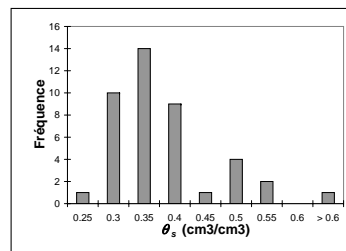
	Tous les sols - 42 obs.			Alfisols1 - 18 obs.			Alfisols2 - 6 obs.			Inceptisols - 5 obs.			Entisols - 7 obs.		
	Moy.	ET	CV	Moy.	ET	CV	Moy.	ET	CV	Moy.	ET	CV	Moy.	ET	CV
	(-)	(-)	(%)	(-)	(-)	(%)	(-)	(-)	(%)	(-)	(-)	(%)	(-)	(-)	(%)
θ_s	0.36	0.09	27	0.34	0.08	22	0.34	0.08	23	0.35	0.08	23	0.46	0.11	23
θ_s/ε	0.94	0.24	26	0.97	0.28	29	0.84	0.17	20	0.89	0.16	18	1.07	0.23	21

TAB. IV.3: Statistiques des teneurs en eau volumiques à saturation θ_s expérimentales à la surface du sol. Les sols des sites situés en zone de transition entre deux unités pédologiques (6 observations) n'ont pas été pris en compte. *Moy.* désigne la moyenne et *ET* l'écart-type.

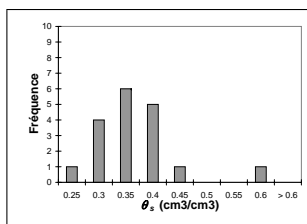
Le ratio θ_s/ε permet de vérifier la cohérence des estimations des humidités à saturation. En effet, lors de nos essais d'infiltration, on a soudainement imposé une charge positive à la surface du sol et les bulles d'air, présentes dans la matrice poreuse du sol, pouvaient difficilement s'échapper. Par conséquent, θ_s n'est pas a priori égale à la porosité, mais y reste inférieure : la condition $\theta_s/\varepsilon \leq 1$ doit être vérifiée et Rogowski (1971) estime que $0.8 \leq \theta_s/\varepsilon \leq 1$. Cet intervalle $0.8 \leq \theta_s/\varepsilon \leq 1$ est constaté pour tous les sols, exceptés les Entisols (Tableau IV.3). Remarquons que la valeur moyenne de θ_s/ε des Alfisols1 est très proche de 1, ce qui est dû à deux sols très grossiers, où l'erreur expérimentale est grande. Les Entisols sont des sols de faible capacité d'infiltration (cf. Chapitre V prochain), ainsi lors du prélèvement de l'échantillon d'humidité, il se peut l'eau ne soit pas complètement redistribuée dans le sol, ce qui induit une surestimation de l'eau présente dans le sol et ainsi de θ_s . Cependant, il faut noter que les teneurs en eau expérimentales des sols relativement argileux, i.e., les Entisols dans notre cas, sont de façon générale très légèrement inférieures à la porosité (Haverkamp *et al.*, 1998a).

On place dans la Figure IV.2 les histogrammes des θ_s mesurées : les valeurs les plus fréquemment observées se trouvent dans l'intervalle $[0.30, 0.35] \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, en particuliers pour les Alfisols, avec des

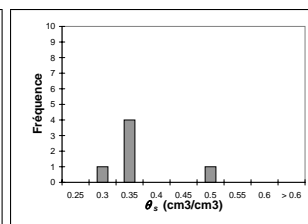
valeurs élevées pour les Entisols. Remarquons que les histogrammes associés aux Entisols n'ont peu de sens statistique, vu l'absence de tendance et le peu d'observation expérimentales.



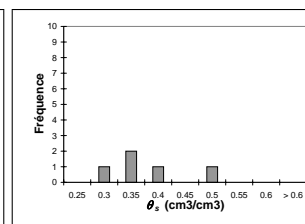
(a) Tous les sols - 42 obs.



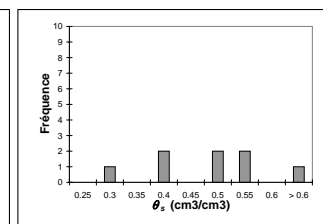
(b) Alfisols1 - 18 obs.



(c) Alfisols2 - 6 obs.



(d) Inceptisols - 5 obs.



(e) Entisols - 7 obs.

FIG. IV.2: Histogrammes de θ_s expérimentale en surface.

On utilisera ces humidités à saturation lors du traitement des essais d'infiltration Beerkan, au Chapitre V suivant.

IV.3. Mesure des teneurs en eau avec la sonde à neutrons

Le principal avantage de la sonde à neutrons est de permettre des mesures non-destructives, donc répétitives, et rapides. Des profils d'humidité ont été mesurés sur cinq sites durant les deux moussons 2002 et 2003 avec une sonde du NGRI. **On a choisi d'utiliser ces profils afin de calibrer le modèle POWER** (cf. Chapitre XI).

IV.3.1. Principe de la mesure de l'humidité avec la sonde à neutrons

La sonde à neutrons contient une faible source radioactive qui émet en continu des neutrons *rapides*. Ces neutrons perdent leur énergie lorsqu'ils percutent des atomes d'hydrogène, devenant thermalisés ou *lents*. Ainsi, le nombre de neutrons lents retournant à la source est lié à la quantité d'atomes d'hydrogène entourant la source. Si l'on admet que la majeure partie de l'hydrogène appartient aux molécules d'eau, ce nombre estime la quantité d'eau autour de la source. Cette hypothèse constitue la base de la mesure d'humidité des sols avec la sonde à neutrons : lorsque la source est placée selon un dispositif dans le sol, celle-ci permet d'y estimer la quantité d'eau environnante. L'émission des neutrons étant sphérique, la sonde "explore" l'eau contenue dans le volume sphérique d'environ 40 cm de rayon (Daudet et Vachaud, 1977).

De façon pratique, la sonde à neutrons est posée sur un *tube d'accès* en aluminium enfoncé dans le sol, à l'intérieur duquel la source est guidée. Ce tube, installé une fois pour toute sur un site donné, a quasiment le même diamètre que la source. Un détecteur placé près de la source compte le nombre N_{lent} de neutrons qui sont thermalisés. Cependant, N_{lent} n'est pas fonction uniquement de la quantité d'atomes d'hydrogène environnants, il dépend aussi de l'état du dispositif de comptage de la sonde, qui est notamment très sensible à la chaleur. Par conséquent, il est nécessaire, préalablement à toute mesure, d'effectuer un comptage dans un milieu standard. Le bouclier de la sonde Troxler du NGRI contient de la paraffine, qui fait office de milieu standard. Si N_{STD} est le comptage dans la paraffine, il faut travailler avec le ratio

$$N_{SN} = \frac{N_{lent}}{N_{STD}} \quad [IV.7]$$

afin d'éliminer la tendance due à la chaleur. Le comptage N_{SN} est ensuite relié à θ par une droite d'éta-
lonnage, qui s'obtient en calibrant la sonde à chaque site de mesure.

IV.3.2. Localisation des sites de mesure et installation des tubes d'accès

Au total six tubes d'accès en aluminium, nommés SN1 à SN6, ont été installés sur le bassin en juin-juillet 2002, mais le tube SN2 n'était pas opérationnel (sa mise en place a été un échec). Le choix de la localisation des six tubes a été réalisé parmi les 18 sites visités durant première campagne expérimentale d'investigation de la texture des sols (mars-avril 2002). Sur chacun de ces 18 sites, les caractéristiques du sol suivantes étaient connues :

- la capacité d'infiltration (sol très ou peu perméable) ;
- la granulométrie ; et
- le type de sol (il ne s'agissait à l'époque que d'une approche intuitive du type de sol, la classification en unités pédologiques représentatives de la texture du Paragraphe III.5.5 n'ayant été réalisée que postérieurement).

C'est ainsi que le tube SN1 a été placé près du site 14 où le sol présentait, à l'époque, la plus grande capacité d'infiltration observée ; le sol est en zone Inceptisols sur la carte, mais ses caractéristiques granulométriques l'apparentent d'avantage à un Alfisols1, avec son horizon d'accumulation d'argile. Le tube SN6 devait être installé près du site 16, où le sol est alluvial, mais cela n'a pas été faisable et il a été placé dans les environs, toujours en zone alluviale ; le sol est un Entisols. Les tubes SN3 et SN2 ont été installés dans des sols rouges (Rhodustalfs) en zone Alfisols1. Le tube SN4 a été placé en zone Inceptisols et SN5 à la station météorologique, en zone Alfisols1 (Figure IV.3).

Le Tableau IV.4 résume la localisation des tubes et les profondeurs des tubes dans le sol. Les profondeurs d'enfoncement des tubes ont été fonction de la faisabilité de l'installation, les sols grossiers caractéristiques du bassin (i.e., les isaltérites) rendant la tâche difficile. Le tube SN2 n'est pas mentionné puisque sa mise en place s'est révélée être un échec.

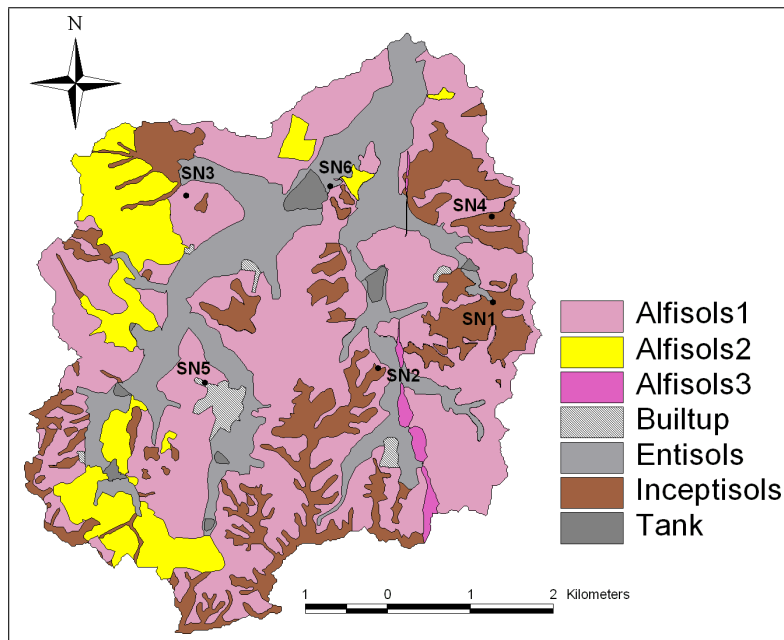


FIG. IV.3: Localisation des tubes d'accès de la sonde à neutrons.

	SN1	SN3	SN4	SN5	SN6
Site	14	13	2	37	-
X	231360	226485	231342	226780	228780
Y	1897873	1899569	1899232	1896600	1899720
Prof. (cm)	180	150	140	140	180

TAB. IV.4: Localisation des tubes d'accès de la sonde à neutrons. *Site* désigne le site d'observation près duquel se trouve le tube, *X* et *Y* sont les coordonnées des sites en UTM (WGS84) zone 44 et *Prof.* indique la profondeur du tube dans le sol.

IV.3.3. Protocole des mesures

Les mesures se sont faites en coopération avec M. Ramesh Chand, scientifique du NGRI, qui opérait systématiquement la sonde à neutrons. La première année, les mesures ont été prises de fin juillet à fin-novembre 2002. La deuxième année, elles se sont déroulées d'août à mi-novembre 2003. La fréquence des mesures a été fonction de l'occurrence de la pluie : elles étaient hebdomadaires en l'absence d'événements pluvieux ou journalières dans le cas contraire. La fréquence d'échantillonnage vertical a été prise égale à 10 cm, comme le recommandent Daudet et Vachaud (1977). À chaque profondeur, le temps de comptage était d'une minute et la mesure était renouvelée une fois ou deux fois selon la variabilité observée. La manipulation sur un site a toujours commencé par un comptage standard afin de connaître N_{STD} .

L'analyse des résultats requiert au préalable la calibration de la sonde. L'évolution des humidités le long du profil et leurs variations en fonction du temps seront ensuite présentées au Paragraphe IV.3.5.

IV.3.4. Calibration de la sonde

IV.3.4.a. Protocole des mesures de calibration

L'estimation de la teneur en eau volumique θ se fait selon une régression linéaire simple avec N_{SN} (e.g., Vachaud *et al.*, 1977; Vandervaere *et al.*, 1994). Le concepteur de la sonde à neutrons fournit l'appareil avec une calibration par défaut. Cependant, la nature de la relation entre θ et N_{SN} est fonction du matériau constituant le sol et, de ce fait, il est préférable de ne pas utiliser cette calibration par défaut. Par conséquent, on choisit d'évaluer la droite d'étalonnage, ou encore de calibrer la sonde, sur chacun des cinq sites. Ceci se fait en traçant, pour un site donné, le graphe de N_{SN} versus θ , estimée d'une autre manière qu'avec la sonde. La composition du sol changeant selon la profondeur, ce tracé doit se faire à chaque profondeur de mesure. Cependant, on se contentera de regrouper les profondeurs sur les horizons du sol (E, B et C dans cette étude) à l'intérieur desquels se fait l'ajustement des relations d'étalonnage.

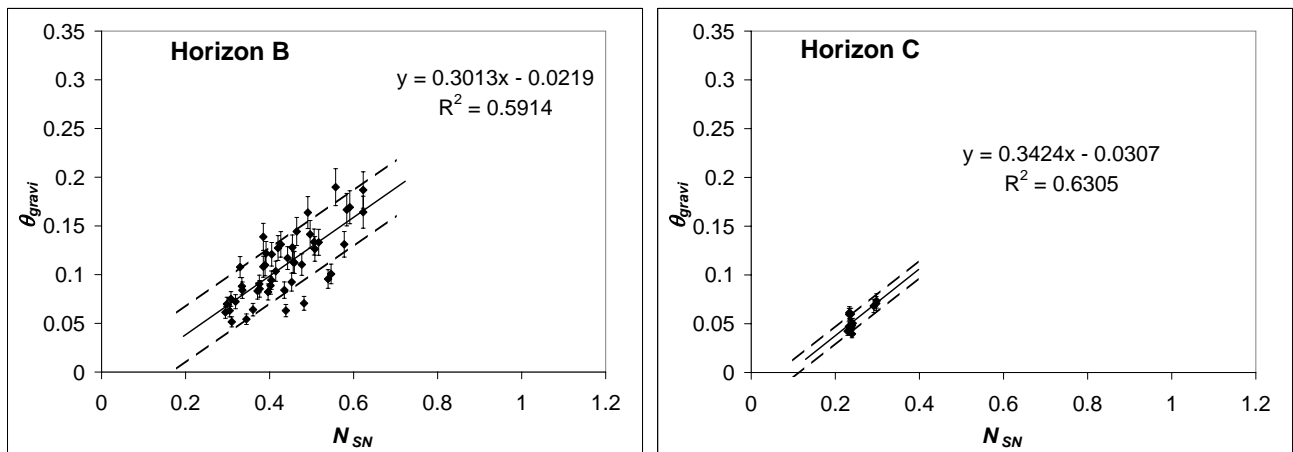
Les teneurs en eau volumiques ont été mesurées par gravimétrie, en prélevant en profondeur des échantillons de sols de 100 cm³ de volume, tous les 10 cm. Les procédures sont similaires à celles expliquées dans la Section IV.2 précédente : un échantillon de sol de volume connu est prélevé à l'aide d'un ensemble porte cylindre enfoncé dans le sol au maillet, la différence de masse entre avant et après séchage conduit à la teneur en eau massique, à la masse volumique sèche puis à la teneur en eau volumique, notée θ_{gravi} dans la suite.

Afin d'estimer au mieux la relation entre N_{SN} et θ , il faut balayer un champ large de valeurs de ces variables, c.-à.-d. effectuer des mesures de calibration à différents stades d'humidité du sol. Ceci a conduit à effectuer plusieurs calibration à différentes dates au cours des deux moussons 2002 et 2003.

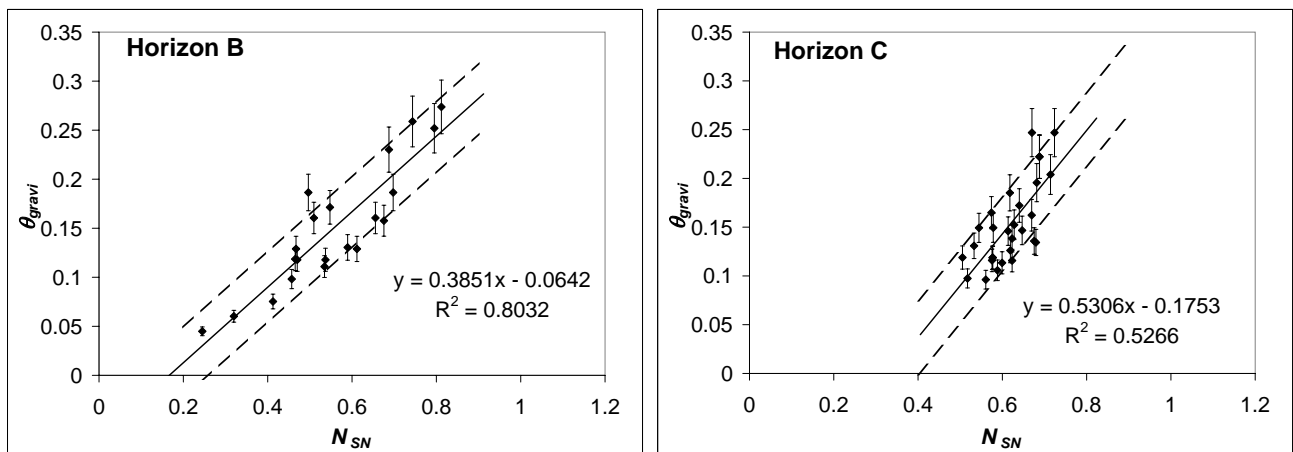
En définitive, les manipulations ont été conduites, pour chaque site, en 2002 aux mois d'août, septembre et octobre, et en 2003 au mois d'octobre, novembre et décembre. La mesure à la sonde à neutron a été réalisée en même temps que le prélèvement des échantillons de sol, effectué à environ un mètre du tube d'accès.

IV.3.4.b. Évaluations des courbes d'étalonnages

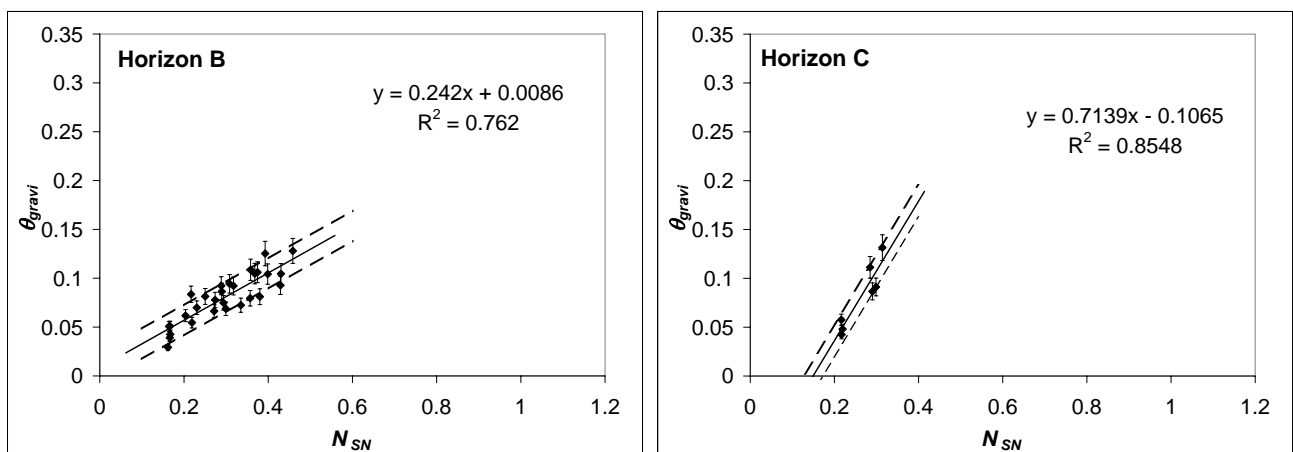
La teneur en eau volumique θ_{gravi} est calculée à l'aide de la masse volumique sèche du sol ρ_d . La teneur en eau est celle apparente de l'échantillon prélevé, c.-à.-d. celle du sol fin et des graviers le composant, de même que la sonde explore le milieu environnant, le sol fin et les graviers. La comparaison de θ_{gravi} avec N_{SN} se fait selon les horizons pédologiques E, B et C du site : les couples (θ_{gravi}, N_{SN}) des quatre dates appartenant à un même horizon sont regroupés sur un même graphe (Figure IV.4). Des régressions linéaires sont ensuite conduites afin de calculer θ_{gravi} en fonction de N_{SN} . Ces mêmes régressions constitueront par la suite les droites d'étalonnage permettant de calculer, à une profondeur et à un site donnés, θ en fonction de N_{SN} . Les horizons B des sites SN5 et SN6 sont sub-divisés de façon à améliorer la régression.



(a) SN1

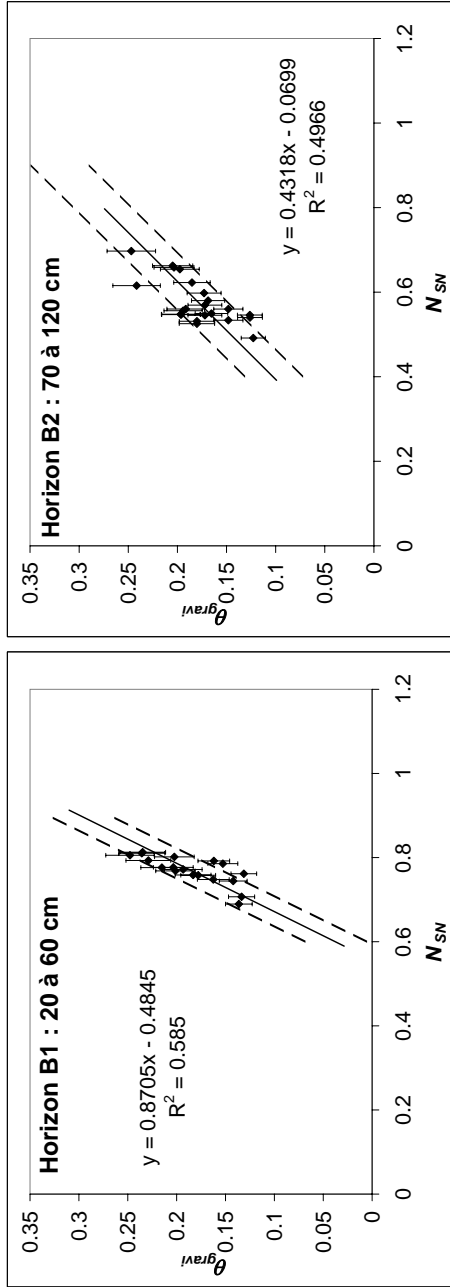


(b) SN3

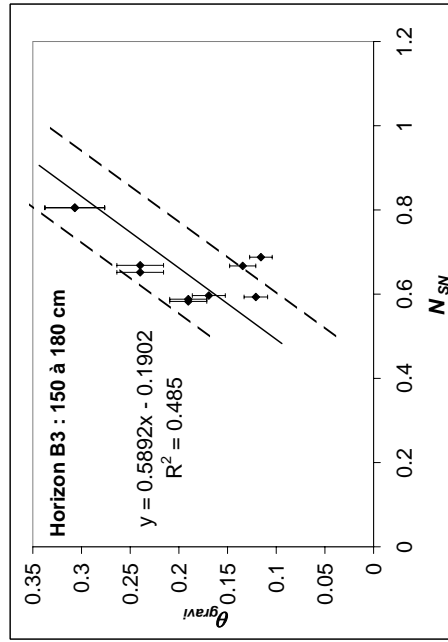
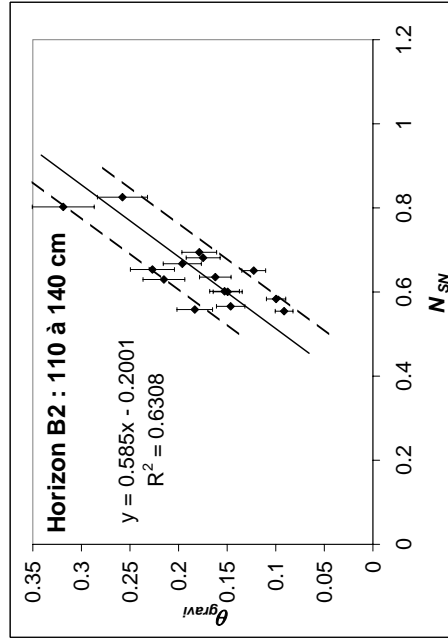
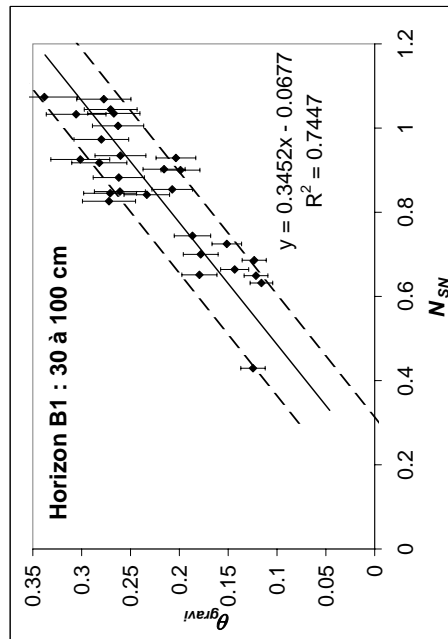


(c) SN4

FIG. IV.4: Droites d'étalonnage des cinq tubes d'accès. Les droites de confiance à 80% de la régression sont en pointillés et les barres d'erreur de 10% de θ_{gravi} sont indiquées.



(d) SN5



(e) SN6

FIG. IV.4: Droites d'étalonnage des cinq tubes d'accès. Les droites de confiance à 80% de la régression sont en pointillés et les barres d'erreur de 10% de θ_{gravi} sont indiquées (suite).

On place dans ces mêmes figures les droites de confiance à 80% des régressions, ainsi que l'erreur relative de 10% sur l'estimation de θ_{gravi} . Ceci montre que l'imprécision sur ces droites d'étalonnage est grande, notamment au tube SN6. Par ailleurs, on remarque que les régressions aux horizons B des tubes SN3 et SN5 ont des ordonnées à l'origine particulièrement négatives, surtout au tube SN5. Ceci est révélateur d'un mauvais étalonnage, puisque théoriquement cette droite doit passer par l'origine (à un comptage neutronique nul correspond un θ_{gravi} nul). Plus l'ordonnée à l'origine est négative, plus la droite d'étalonnage sous-estime θ pour des petits comptages.

Cette relation linéaire entre θ_{gravi} et N_{SN} d'un sol donné en condition sèche peut-être différente de la droite relevée en condition humide (e.g., Vachaud *et al.*, 1977). Bien que l'on ait fait en sorte d'effectuer les manipulations de calibration à différents états d'humidification, on n'a pas assez de points en régime sec pour ces tubes, surtout pour SN5. Par conséquent, les humidités estimées pour de faibles comptages sont fortement sous-estimées.

On compare les profils gravimétriques à ceux qui ont été mesurés à la sonde, lorsque ces calibrations sont prises en compte (Figure IV.5). On a placé les intervalles de confiance à 80% des estimations de θ avec la sonde, ainsi que l'imprécision de 10% des mesures de θ_{gravi} . En général, ces deux intervalles se confondent pour tous les tubes, excepté SN5. Pour ce dernier, les correspondances sont assez mauvaises, les teneurs en eau gravimétriques variant de façon erratique. Ceci confirme que la calibration au tube SN5 semble particulièrement mauvaise.

Remarque Les mesures de la sonde aux tranches de profondeur 20 à 140 cm de SN1, 20 à 90 cm de SN3 et 20 à 170 cm de SN6, ont été décalées de 10 cm vers le bas de sorte que cela concorde avec les observations gravimétriques (Figures IV.5.a, IV.5.b et IV.5.e). Ces écarts proviennent probablement d'un zonage du sol légèrement décalé entre la position du tube et celle des échantillonnages gravimétriques. Par ailleurs, à un tube d'accès donné, il n'a pas toujours été possible d'effectuer les relevés avec la sonde aux mêmes profondeurs durant les campagnes de mesure 2002 et 2003, du fait des aléas (e.g., dommages dûs au bétail) auxquels est exposé le tube installé une fois pour toutes sur le terrain.

IV.3.5. Evolution des profils durant les moussons 2002 et 2003

Les droites d'étalonnage reliant θ à N_{SN} , définies précédemment, sont utilisées afin de déduire θ des mesures de la sonde à neutrons. L'ensemble des profils d'humidité, ainsi que les profils granulométriques et les photos des fosses, se trouvent sur la Figure IV.6. De façon générale, les humidités de 2003 sont plus grandes que celles de 2002, du fait d'une mousson plus pluvieuse en 2003.

Ces suivis de profils d'humidité serviront au Chapitre XI, lors de la calibration de POWER.

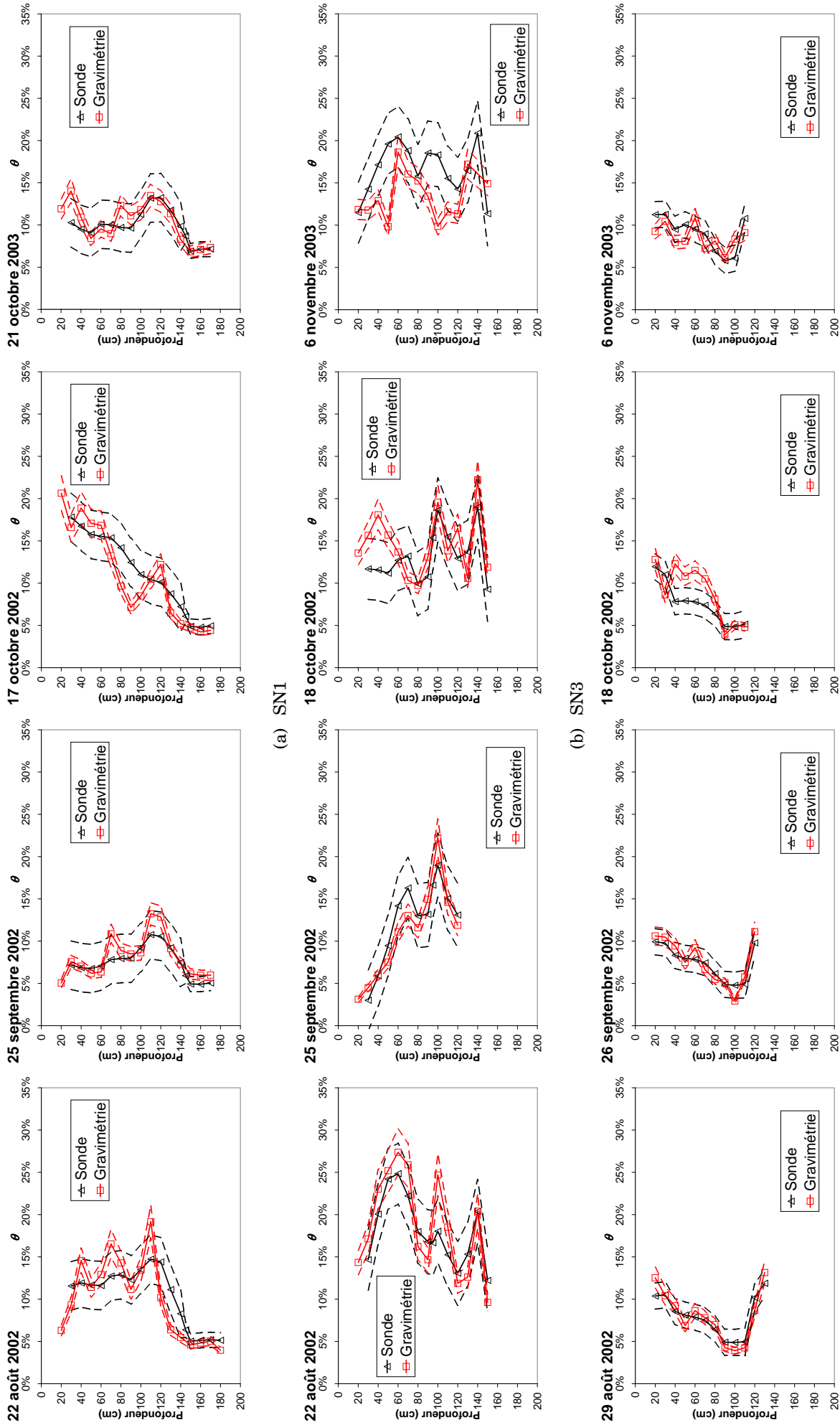


FIG. IV.5: Comparaison aux différents tubes des profils de θ mesurés par gravimétrie (en rouge) et par la sonde à neutrons calibrée (en noir). On a tracé en pointillé rouge l'incertitude expérimentale de 10% sur $\theta_{gravimétrie}$ et en pointillé noir l'intervalle de confiance à 80% des humidités obtenues par la sonde à neutrons.

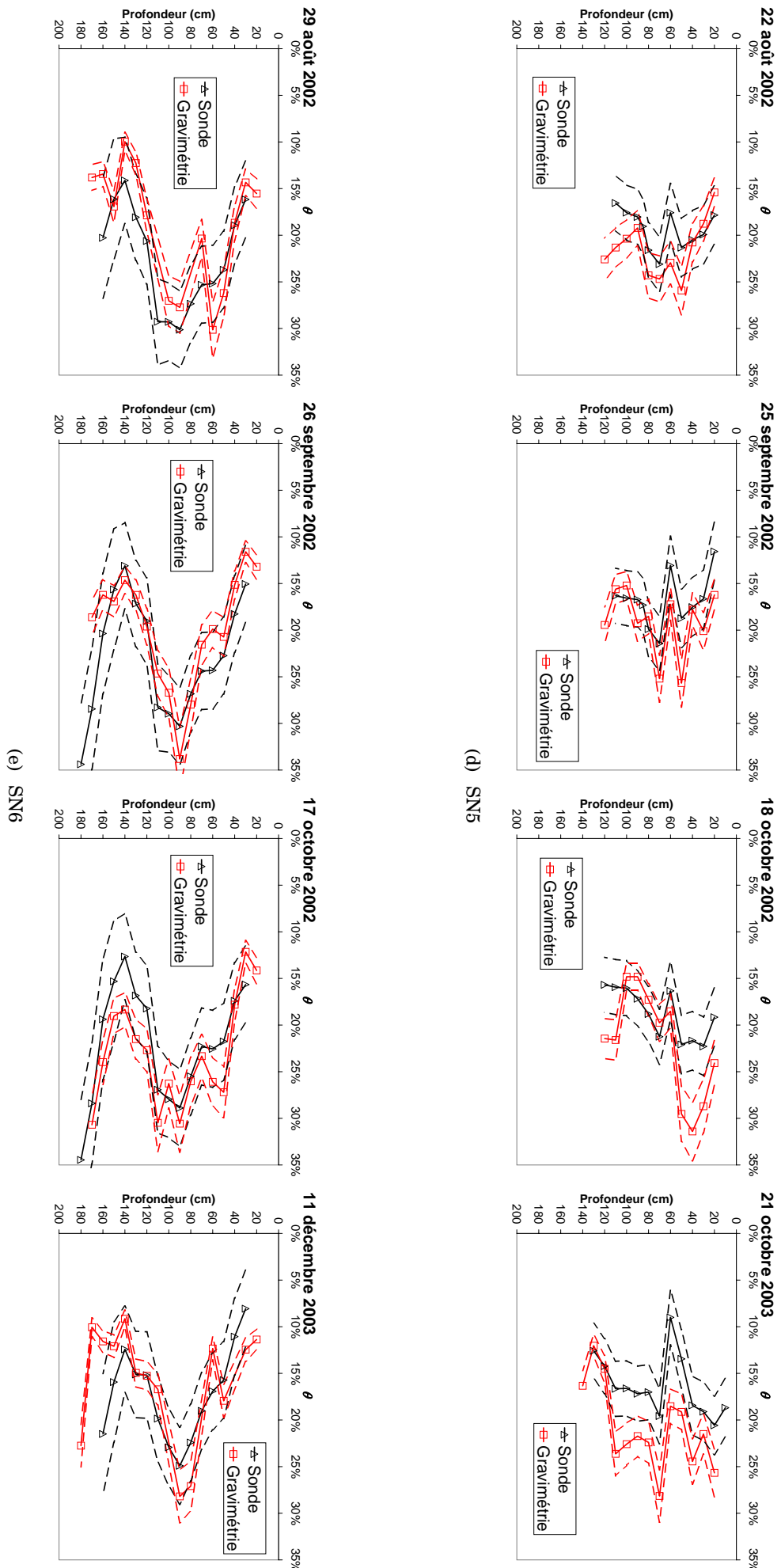


FIG. IV.5: Comparaison aux différents tubes des profils de θ mesurés par gravimétrie (en rouge) et par la sonde à neutrons calibrée (en noir). On a tracé en pointillé rouge l'incertitude expérimentale de 10% sur $\theta_{gravimétrie}$ et en pointillé noir l'intervalle de confiance à 80% des humidités obtenues par la sonde à neutrons (suite).

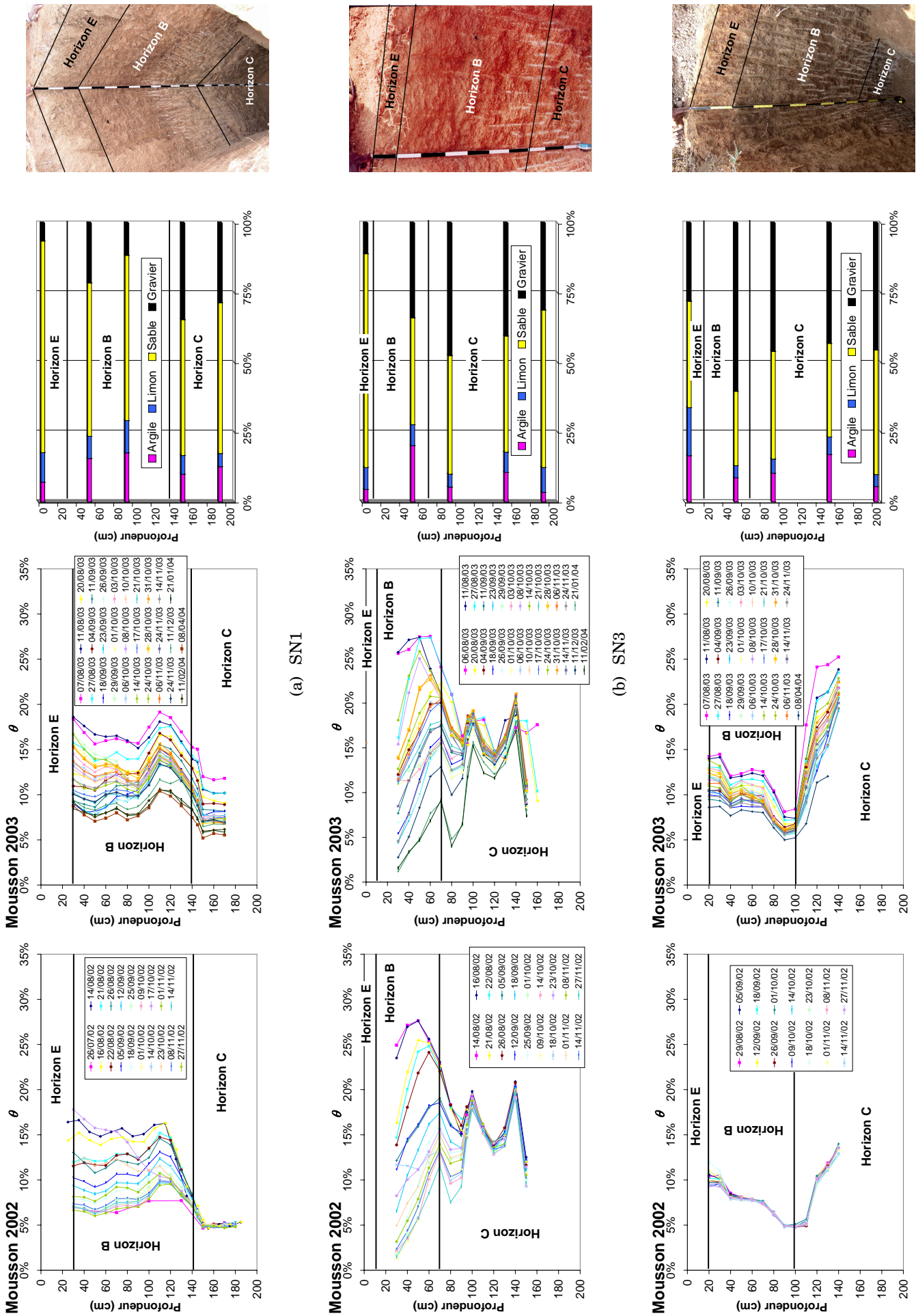
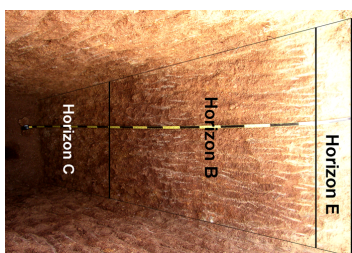
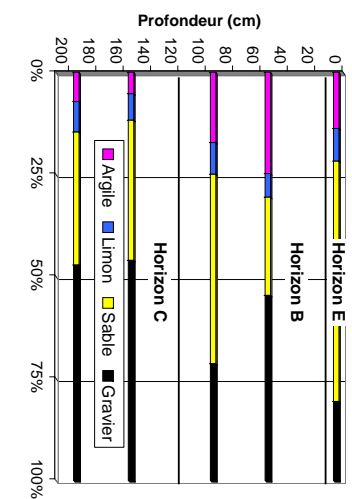
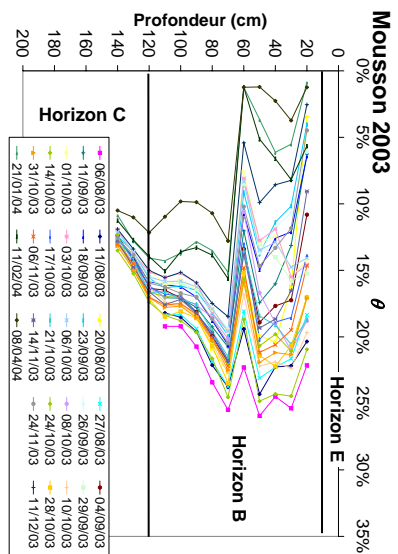
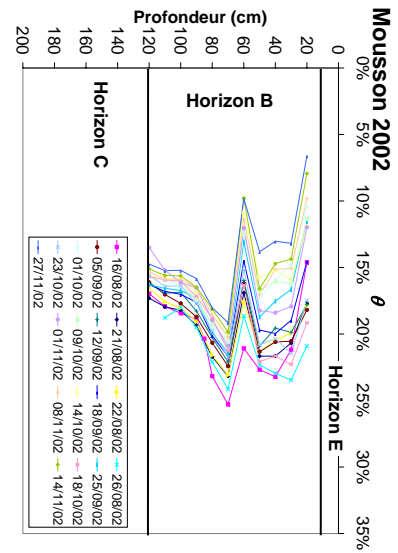
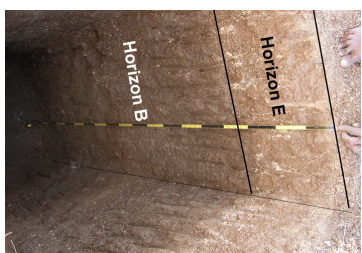
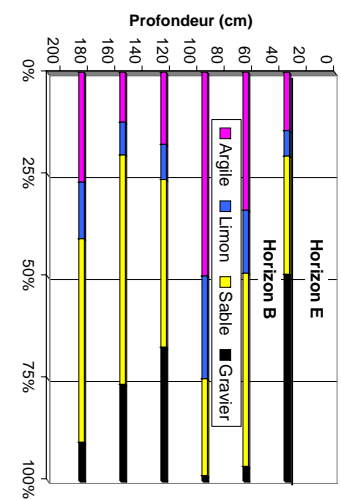
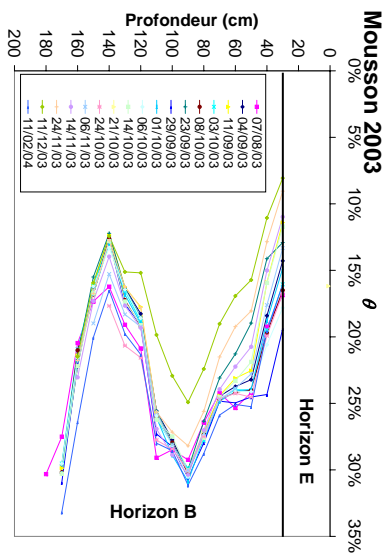
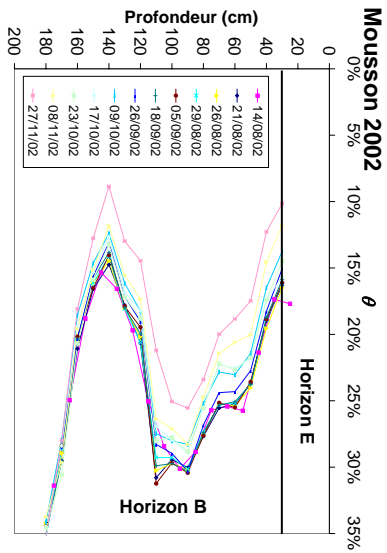


FIG. IV.6: Evolution des profils de teneur en eau volumique sur chaque site pendant les moussons 2002 et 2003. À droite les profils granulométriques.



(d) SN5



(e) SN6

FIG. IV.6: Evolution des profils de teneur en eau volumique sur chaque site pendant les moussons 2002 et 2003. À droite les profils granulométriques (suite).

IV.3.5.a. Variation des humidités selon le profil

La comparaison des profils d'humidité avec ceux de la granulométrie montre que la variabilité verticale des teneurs en eau, à une date donnée, est semblable à celle de l'argile et inverse à celle du gravier (Figure IV.6). L'humidité θ croît lorsque la part en argile augmente et vice-versa : l'argile a une grande capacité de rétention de l'eau, la teneur en eau est importante dans les milieux argileux.

Aucune mesure n'est disponible pour l'horizon E, qui est affleurant et peu épais. En effet, la première prise de mesure à la sonde à neutrons ne doit pas se faire trop près de la surface, en raison de l'émission possible de radiations hors du sol, ce qui, en plus d'être dangereux, donnerait des résultats erronés.

Les teneurs en eau sont les plus grandes dans l'horizon B, du fait de la teneur en argile relativement importante dans cet horizon. En revanche, dans l'horizon C, ces teneurs en eau deviennent plus faibles, le milieu étant moins argileux et plus grossier. Le sol du tube SN4 fait exception (Figure IV.6.c) : θ augmente fortement au sommet de l'horizon C, ce qui semble aussi être le cas de la part en argile.

Au tube SN3 (Figure IV.6.b), la teneur en eau est importante dans la zone de transition entre l'horizon B et l'horizon C. En s'appuyant sur les résultats de la perméabilité des sols, que l'on dégagera dans le Paragraphe V.3.2 du Chapitre V suivant, on peut avancer les deux explications suivantes :

1. la transition vers l'horizon C, qui est de type feuilleté et de faible perméabilité, est assez soudaine, ce qui entraîne une accumulation de l'eau dans la base de l'horizon B ; et
2. cette zone de transition est proche de la surface et est surmontée d'un horizon E sableux très perméable, ainsi l'eau de pluie infiltrée s'y accumule en quantité appréciable et assez rapidement.

Remarque Les humidités prennent des valeurs importantes en 2003 dans l'horizon C du site SN1 (Figure IV.6.a) : ceci est dû à une intrusion de l'eau par le fond du tube.

IV.3.5.b. Variation des humidités dans le temps

Les évolutions temporelles sont de deux sortes : celles relativement importantes des tubes SN1, SN3 et SN5, et celles relativement faibles des tubes SN4 et SN6. Ceci s'explique en partie par les tendances granulométriques, le sol environnant le tube :

- SN6 étant un Entisols ;
- SN4 étant un Inceptisols ; et
- SN1, SN3 et SN5 ayant des propriétés du type Alfisols (éluviation/illuviation).

Comportement de l'Entisols Les humidités mesurées en SN6 sont relativement grandes et peu variables comparées aux tubes SN1, SN3 et SN5. Cela traduit la nature alluviale et riche en argile de cet Entisols, ce qui s'accompagne d'une forte capacité de rétention et une dynamique lente.

Comportement de l'Inceptisols L'humidité du sol autour de SN4 est peu variable temporellement et de valeur faible, en comparaison des tubes SN1, SN3 et SN5. La part de l'argile et du limon semble diminuer, ce qui est caractéristique des Inceptisols, et est petite par rapport à ce que l'on observe aux trois autres tubes. Par voie de conséquence, la teneur en eau est faible ; lorsque la part d'argile augmente au début de l'horizon C, la teneur en eau prend de plus grandes valeurs. De plus, la part de sable est assez faible comparée aux autres sols, ce qui ralentit la dynamique. Ce sol semble mauvais du point de vue agronomique, et *in-situ* aucune culture n'a été observée dans les environs.

Comportements des Alfisols1 Dans les trois autres tubes SN1, SN3 et SN5, les humidités mesurées au niveau de l'horizon B varient plus rapidement dans le temps. L'eau qui s'accumule dans cet horizon d'illuviation proche de la surface est soumise à la fois à l'évaporation et au drainage. La part en sable y est globalement conséquente, ce qui favorise une dynamique rapide des évolutions de θ . Dans l'horizon C, les humidités varient très peu temporellement et d'une année sur l'autre, elles restent pratiquement constantes (exception faite du problème de l'intrusion d'eau par le fond dans le tube SN1 en 2003). L'horizon C semble donc être un horizon où les humidités varient très peu dans le temps, ce qui est cohérent avec sa nature de plus en plus consistante ou sa porosité qui devient de plus en plus anisotrope avec la profondeur (i.e., θ_s diminue de plus en plus). La rétention d'eau est moindre dans la matrice et les écoulements d'eau, au lieu de se faire de façon diffuse dans cette dernière, sont localisés dans des cheminements préférentiels, ce qui n'est pas détecté par la sonde : la teneur en eau semble à peu près constante même après des événements pluvieux.

Remarque Les effets du mauvais étalonnage au tube SN5 se traduisent par des variations verticales de θ très perturbées, notamment à 60 cm de profondeur, et des valeurs estimées qui deviennent très faibles fin novembre 2003 (Figure IV.6.d). L'étalonnage non-optimal du tube SN3 se manifeste aussi par des humidités particulièrement faibles après octobre 2002 et novembre 2003 (Figure IV.6.b).

IV.4. Conclusion du chapitre

L'investigation au premier niveau d'intégration de l'équation de Richards s'est penchée (*i*) sur l'estimation expérimentale, dans 43 sites, de la masse volumique sèche ρ_d et de la teneur en eau volumique à saturation θ_s par gravimétrie et (*ii*) le suivi avec une sonde à neutrons de l'évolution des profils de teneur en eau volumique dans cinq sites du bassin.

IV.4.1. Mesure par gravimétrie

L'estimation par gravimétrie de la teneur en eau volumique nécessite au préalable l'évaluation de la masse volumique sèche ρ_d . Sur 43 sites, qui sont ceux du chapitre précédent (Tableau III.1) exception faite du site SN2, on a effectué des prélèvements non-remaniés d'échantillons de sol à différentes profondeurs,

ce qui conduit à l'estimation de la variation de ρ_d le long du profil. La tendance selon la profondeur pour les Alfisols1, les Alfisols2 et les Inceptisols est à une diminution de ρ_d dans les premiers décimètres, ce qui correspond à l'accumulation d'argile dans l'horizon B, suivi d'une augmentation, ce qui correspond au début de l'horizon C qui est moins argileux et de plus en plus consolidé (Figure IV.1). La tendance est plus hasardeuse pour les Entisols, qui sont des sols sédimentaires.

Connaissant la masse volumique sèche, il nous est alors possible d'estimer la teneur en eau volumique à saturation en prélevant des échantillons de sols saturés. Nous l'avons fait en surface sur les 42 sites (tous les 44 sites du chapitre précédent, exceptés les sites SN2 et SN6) où les essais d'infiltration ont été conduits, suivant le protocole expérimental de la méthode Beerkan. Les valeurs les plus fréquentes de θ_s pour les Alfisols1, les Alfisols2 et les Inceptisols sont dans l'intervalle $[0.30, 0.35]$ cm^3/cm^3 , alors qu'aucune tendance significative n'est observée pour les Entisols, où le nombre d'observations est trop faible.

De façon générale, l'imprécision relative sur les mesures de θ_s est grande, environ 10%, ce qui provient de l'estimation expérimentale de ρ_d . En effet, la nature grossière des sols complique le prélèvement d'échantillons non-remaniés de sol et entraîne une certaine imprécision dans le calcul du volume de sol prélevé.

IV.4.2. Suivi des profils d'humidité avec la sonde à neutrons

Nous avons installé cinq tubes d'accès de la sonde à neutrons dans trois types de sols : Alfisols1 (tubes SN1, SN3 et SN5), Inceptisols (tube SN4) et Entisols (tube SN6). L'évolution temporelle des profils de teneur en eau volumique a été régulièrement suivie sur chaque site durant les moussons 2002 et 2003.

Au préalable de toute exploitation des mesures de la sonde, il est requis de la calibrer, ce que nous avons fait, pour chacun des cinq tubes, à quatre reprises au cours des moussons 2002 et 2003. En terme de rétention en eau, les teneurs en eau sont plus importantes dans l'horizon B que dans l'horizon C, du fait d'une teneur en argile relativement plus grande dans l'horizon B. Par ailleurs, la nature poreuse de plus en plus anisotrope de l'horizon C entraîne des écoulements qui se localisent dans des chemins préférentiels et qui, par conséquent, contribuent moins à l'humidification du milieu.

Les évolutions temporelles sont relativement importantes dans les horizons B des Alfisols1, qui en plus d'avoir une teneur en argile conséquente, sont sableux. Les variations sont moindres pour l'Entisols, ainsi que l'Inceptisols, pour lesquels la teneur en sable est relativement plus faible.

Ces variations de profils d'humidité seront utilisés au Chapitre XI, afin de calibrer et valider le modèle POWER.

Investigation au deuxième niveau d'intégration de l'équation de Richards :

$$I(t)$$

V.1. Introduction

Le deuxième niveau d'intégration de l'équation de Richards (cf. Figure I.10) correspond à l'intégration de cette équation, dans un premier temps selon le temps, ce qui conduit au premier niveau d'intégration, et ensuite selon la profondeur, ce qui conduit à son tour à l'évolution temporelle de la lame d'eau infiltrée ou évaporée. La lame d'eau infiltrée $I(t)$ a été mesurée expérimentalement avec l'infiltromètre à cylindre, en relevant, en fonction du temps, la quantité d'eau s'infiltrant à travers la surface de contrôle du cylindre.

Le comportement hydrodynamique dans un sol non-saturé se décrit par deux fonctionnelles : la courbe de rétention en eau $h(\theta)$ et la courbe de conductivité hydraulique $K(\theta)$, et dans cette étude on utilise les modèles de Brooks et Corey (1964) dont les écritures mathématiques font intervenir les deux paramètres de forme λ et η et les trois paramètres de normalisation θ_s , K_s et h_{bc} . Le paramètre η se calcule connaissant λ avec [I.22], ainsi on doit estimer λ , θ_s , K_s et h_{bc} . Différentes méthodes expérimentales de détermination de ces quatre paramètres hydrodynamiques ont été présentées en Section I.5 et l'on retient la méthode de mesure indirecte de *Beerkan*. Celle-ci, à partir des données expérimentales de granulométrie, des humidités initiale et à saturation, et de l'essai d'infiltration, tous assez aisément mesurables *in-situ*, estime les valeurs des quatre paramètres hydrodynamiques (Paragraphe I.5.4.a). Son principe est résumé sur le schéma de la Figure I.15.

V.2. Réalisation expérimentale de la méthode de Beerkan

Dans le protocole expérimental très simple de la méthode de Beerkan, on prélève (Paragraphe I.5.4.a) :

- environ 500 g de sol afin d'en déterminer la granulométrie (Section III.5) ;
- un volume connu de sol non-remanié afin d'en déterminer la masse volumique sèche ρ_d (Paragraphe IV.2.1 ; et
- un échantillon de sol d'humidité initiale et un autre d'humidité finale immédiatement à la suite de l'essai d'infiltration (Paragraphe IV.2.2).

Pour ce faire, le matériel requis est très réduit, de gauche à droite :



- un bac d'eau,
- des sacs pour collecter les échantillons d'analyse granulométrique,
- une éprouvette graduée de 500 mL afin de mesurer les volumes d'eau à infiltrer,
- un cylindre d'infiltration et un chronomètre,
- un système de positionnement global (GPS),
- un petit cylindre afin de prélever un échantillon de sol non remanié de volume connu,
- des boîtes inox pour stocker les échantillons d'humidité,
- le matériel divers (marteau, maillet, houe, bare à mine).

Au total 56 essais d'infiltration ont été réalisés, dont 42 au niveau de la surface du sol, 9 au niveau de l'horizon B et 5 au niveau de l'horizon C.

En février 2002, pendant la visite de reconnaissance, les six essais d'infiltration aux sites A à F ont été faits avec un cylindre double anneau. Cependant, ce dispositif à double anneau ne s'est pas révélé commode sur le terrain (encombrement, lecture difficile, besoins en eau importants), par conséquent, il a été abandonné dans les campagnes qui ont suivis.

Les essais d'infiltration suivant (mars-avril 2002, janvier 2003 et juin 2003) se sont fait à l'aide d'un simple cylindre de 13 cm de diamètre gradué à l'intérieur, selon le protocole expérimental de la méthode Beerkan (Figure V.1). Lorsque cela était nécessaire, le site a été délicatement déblayé de la végétation, et le cylindre était légèrement enfoncé d'environ 1 cm afin d'éviter les fuites d'eau latérales. L'essai s'effectuait ensuite par ajouts chronométrés de volumes d'eau connus, ceci afin de maintenir à l'intérieur du cylindre une charge d'infiltration h_{surf} positive et quasi-constante ; ces volumes étaient petits au début, de sorte à disposer de beaucoup de mesures initialement. L'essai à la surface se déroulait simultanément au creusement de la fosse d'observation, qui durait d'une demie journée à une journée et demie. Par conséquent, l'infiltration pouvait être maintenue suffisamment longtemps, en moyenne deux heures et demi, afin d'atteindre le régime quasi-permanent d'écoulement, conformément aux recommandations du Paragraphe I.5.4.a.



FIG. V.1: Essai d'infiltration avec l'infiltromètre à simple cylindre, ainsi que le chronomètre.

V.3. Estimation des paramètres hydrodynamiques par la méthode de Beerkan

V.3.1. Estimation du paramètre de forme λ de la courbe de rétention en eau

Le paramètre hydrodynamique de forme λ de Brooks et Corey (1964) est principalement dépendant de la texture, c.-à.-d. de la granulométrie du sol. Il est estimé par le biais de la fonction de pédotransfert de Haverkamp et Reggiani (2002), qui s'appuient sur le travail de Haverkamp et Parlange (1986) où est supposée l'existence d'une similarité de forme entre la courbe de rétention en eau et la courbe granulométrique cumulée (Paragraphe I.5.2). Plus précisément, ces auteurs expriment mathématiquement la courbe granulométrique cumulée de façon similaire à la courbe de rétention en eau du modèle de van Genuchten (1980). On rappelle ici l'expression mathématique de F_{HP} :

$$F_{HP}(d) = \left[1 + \left(\frac{d_g}{d} \right)^N \right]^{-M}, \quad [\text{V.1}]$$

avec

$$M = 1 - \frac{k_M}{N}. \quad [\text{V.2}]$$

Pour un k_M fixé, les paramètres de forme N et M sont respectivement similaires aux paramètres hydrodynamiques n et m de la courbe de rétention en eau de van Genuchten. En effet, Haverkamp *et al.* (1998a) trouvent que sur l'ensemble des sols de la base de données de GRIZZLY (660 sols), $M \cdot N$ et $m \cdot n$ sont liés. Par conséquent, ajuster [V.1] aux courbes granulométriques expérimentales nous donne $M \cdot N$, puis $m \cdot n$. Le paramètre λ est ensuite estimé connaissant m et n selon [I.19]. Les applications qui vont suivre se feront avec $k_M = 2$, qui est la valeur optimale selon Fuentes *et al.* (1992).

Cette analogie choisie par Haverkamp et Parlange (1986) entre la courbe $h(\theta)$ de van Genuchten (1980) et la courbe de granulométrie cumulée implique des conditions sur la courbe de $F_{HP}(d)$. Premièrement, rappelons que les auteurs ont supposé que le rayon des pores est linéairement relié à la taille des particules. Or, il s'agit de pores où l'eau est retenue par des phénomènes de capillarité, i.e., des pores associés à des particules de diamètres inférieurs ou égaux à 2 mm (e.g., Hillel, 1998). Ainsi, **la fonction [V.1] n'a de sens physique que pour $d \leq 2$ mm**. Ceci entraîne aussi **qu'en $d = 2$ mm, $F_{HP}(d) = 1$ et donc**

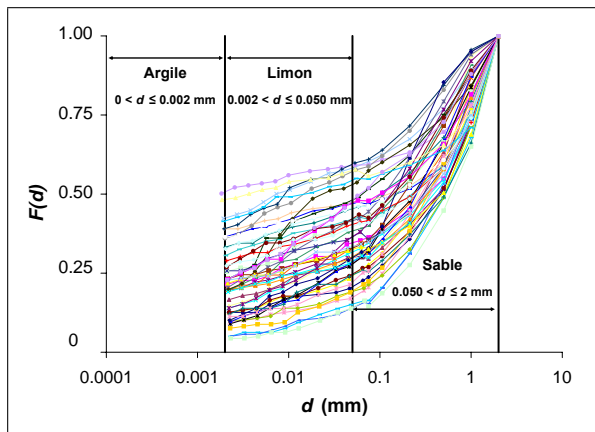
$d_g < 2 \text{ mm}$. Deuxièmement, comme nous l'avons illustré dans la Figure I.5, pour la courbe de rétention en eau nous avons $\frac{d\theta}{dh}\big|_{h=0} = 0$, par conséquent, **la dérivée de $F_{HP}(d)$ en $d = 2 \text{ mm}$ doit être nulle.**

V.3.1.a. Ajustement des courbes granulométriques

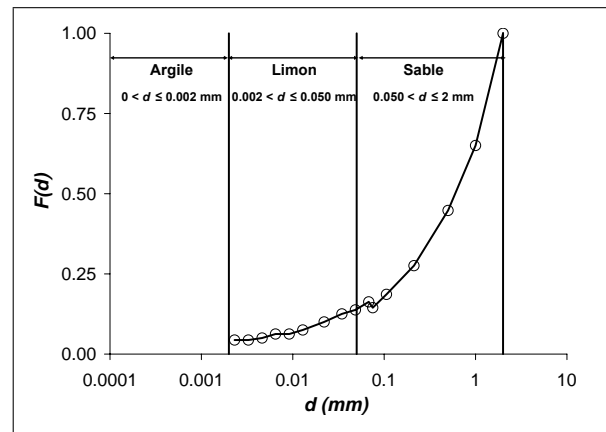
La première étape consiste à ajuster la fonction mathématique [V.1] aux courbes granulométriques expérimentales, notées $\hat{F}(\hat{d})$, ce qui conduira en particulier aux valeurs de M et N . Comme nous venons de le voir, il faut se placer dans la nomenclature classique de l'USDA, où la part en gravier n'est pas considéré, c.-à.-d. :

$$\%sable + \%limon + \%argile = 100\%. \quad [V.3]$$

Un échantillon représentatif des 178 courbes granulométriques expérimentales, où la part en gravier n'est pas prise en compte, se trouve sur la Figure V.2.a. De cet éventail, la Figure V.2.b contient une courbe expérimentale type d'un sol de surface d'un Alfisols1 (site 5) et on observe que la pente de \hat{F} en $\hat{d} = 2 \text{ mm}$ ne semble pas nulle. Après avoir ajusté [V.1] à cette courbe expérimentale du site 5, la courbe de F_{HP} ne passe pas par le point expérimental d'ordonnée 1 pour $\hat{d} = 2 \text{ mm}$; de plus la dérivée de F_{HP} n'est pas nulle en $d = 2 \text{ mm}$. Ainsi, cet ajustement n'est pas optimal et on remarque qu'il en est de même pour les sols grossiers, $\%gravier = 25\%$ pour le sol de surface du site 5. Au contraire, les sols où la part en gravier est très faible, e.g., les Alfisols2, [V.1] s'ajuste de façon plus satisfaisante sur la courbe expérimentale. La Figure V.3.b expose le cas de l'Alfisols2 du site 20 : pour ce sol $\%gravier = 1\%$ et l'ajustement est meilleur puisque la courbe expérimentale semble avoir une pente nulle en $\hat{d} = 2 \text{ mm}$. Autrement dit : **pour les sols grossiers, la pente de \hat{F} en $\hat{d} = 2 \text{ mm}$ semble systématiquement non-nulle**; dans ce cas, l'ajustement de [V.1] aux données expérimentales n'est pas optimal.



(a) Échantillon des courbes $\hat{F}(\hat{d})$ expérimentales

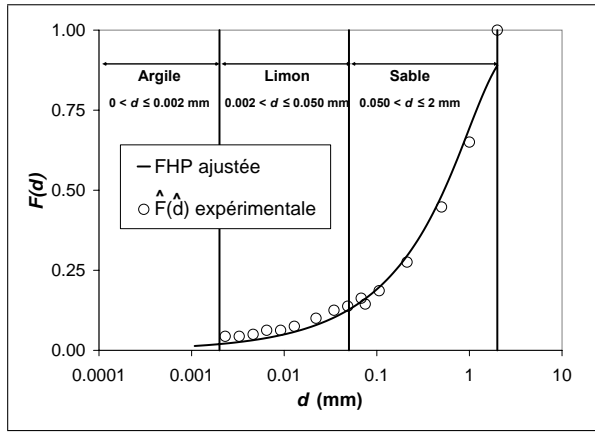


(b) Courbe expérimentale du sol en surface du site 5

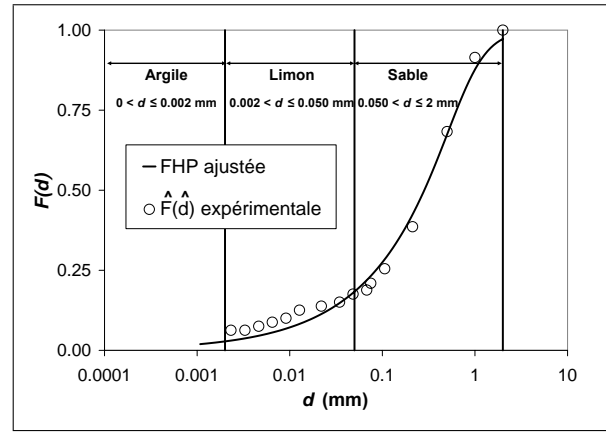
FIG. V.2: Allures expérimentales des courbes $\hat{F}(\hat{d})$ (échelles des abscisses logarithmiques).

Si l'on prend de nouveau en compte la part en graviers, comme il a été fait précédemment au Paragraphe III.5.5, alors :

$$\%gravier + \%sable + \%limon + \%argile = 100\%. \quad [V.4]$$



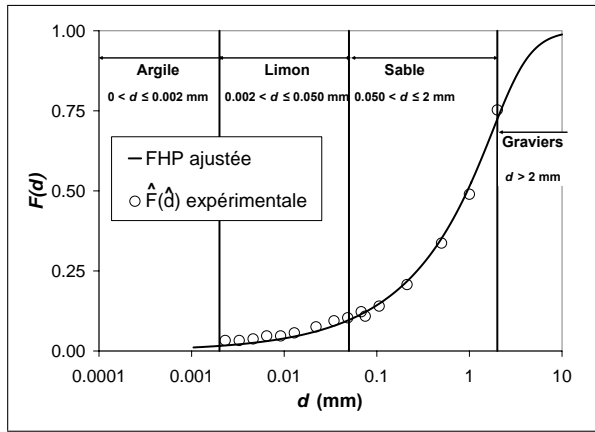
(a) Site 5 - Alfisols1.



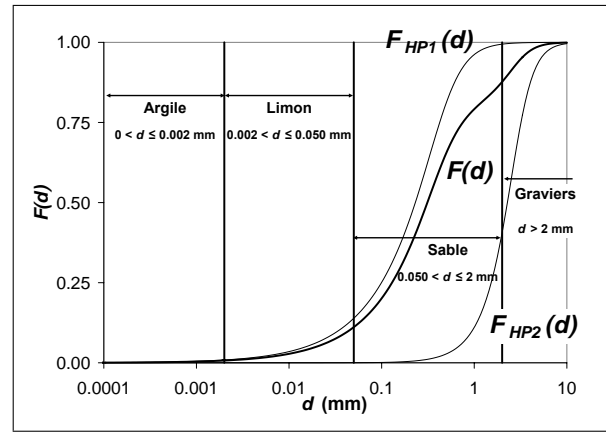
(b) Site 20 - Alfisols2.

FIG. V.3: Ajustement de $F_{HP}(d)$ à la courbe granulométrique cumulée expérimentale $\hat{F}(\hat{d})$ sans prise en compte des graviers ($k_M = 2$, échelles des abscisses logarithmiques).

Si de plus on autorisait le paramètre d_g de [V.1] à être plus grand que 2 mm, alors pour un sol grossier on aurait $F_{HP}(2) = 1 - m_{grav}$, la dérivée de $F_{HP}(d)$ pourrait être non-nulle en $d = 2$ mm et cette fonction atteindrait la valeur 1 pour un diamètre supérieur à 2 mm. L'illustration, avec cette convention [V.4], est donnée pour le sol de surface de l'Alfisols1 du site 5 (Figure V.4.a) : cette fois-ci, la fonction $F_{HP}(d)$ ajuste de façon plus satisfaisante les points expérimentaux. Cependant, on a souligné que $F_{HP}(d)$ n'a de sens physique que lorsque d et d_g sont supérieurs à 2 mm, donc une telle utilisation de $F_{HP}(d)$ n'est pas possible.



(a) Utilisation de $F_{HP}(d)$ pour $d \geq 2$ mm et avec $d_g = 3.2$ mm.



(b) Allure d'une courbe bimodale donnée par [V.5], avec $d_{g1} = 0.5$ mm, $d_{g2} = 3$ mm, $N_1 = 2.86$, $N_2 = 4$ et $\alpha = 0.8$.

FIG. V.4: Solutions éventuelles afin d'ajuster de façon plus satisfaisante les granulométries des sols grossiers ($k_M = 2$, échelles des abscisses logarithmiques).

Une autre solution afin de mieux décrire un sol grossier serait de considérer une courbe $F(d)$ bimodale, formée par la somme de deux $F_{HP1}(d)$ et $F_{HP2}(d)$ unimodales :

$$F(d) = \alpha \cdot F_{HP1} + (1 - \alpha) \cdot F_{HP2} \quad [V.5]$$

avec $\alpha \in]0, 1[$ [-] coefficient de pondération. La fonction $F_{HP1}(d)$ est définie pour le domaine $d \leq 2$ mm et

$F_{HP2}(d)$ pour $d > 2$ mm, sachant que seule la première a un sens physique et que seuls ses paramètres ajustés d_{g1} , N_1 et M_1 seraient considérés. L'allure d'une telle courbe calculée par [V.5] est illustrée sur la Figure V.4.b et effectivement $F(2) < 1$ et la dérivée en $d = 2$ mm n'est pas nulle. Cependant, pour ajuster une telle fonction, il nous faut des données expérimentales pour $d > 2$ mm, afin de déterminer α et les paramètres de F_{HP2} , ce qui n'est pas disponible dans notre cas.

Ainsi, on va se contenter d'ajuster la fonction $F_{HP}(d)$ aux courbes $\hat{F}(\hat{d})$, en se plaçant dans la représentation [V.3] et en imposant $d_g < 2$ mm. Les résultats des ajustements aux courbes granulométriques expérimentales correspondants aux 56 essais d'infiltration sont reportées dans le Tableau V.1.

V.3.1.b. Cas des sols bimodaux

Dans les Paragraphes III.5.4 et III.5.6, on a souligné que les sols des horizons B des Alfisols2 et des Entisols sont susceptibles d'être des sols bimodaux fins, tandis que ceux des horizons B des Alfisols1, des Alfisols3 ou encore des Inceptisols des sols bimodaux grossiers. Très peu de sols de surface sont bimodaux, donc ce phénomène n'aura pas d'influence sur nos calculs du paramètre de forme λ en surface. Cependant, cela concerne les neuf essais d'infiltration faits au niveau de l'horizon B et, de plus, le phénomène de bimodalité étant peu abordé dans la littérature, il est intéressant d'évoquer succinctement le cas des ajustements sur ces sols.

L'équation [V.1] choisie est conçue pour des sols unimodaux, de ce fait, l'ajustement de la courbe de $F_{HP}(d)$ est particulièrement mauvais sur les courbes bimodales. La Figure V.5 contient deux exemples de sols d'horizons B : le cas d'un Alfisols1 (site 26) et celui d'un Alfisols2 (site 33). Pour ces deux sols, la courbe ajustée de $F_{HP}(d)$ ne passe pas idéalement par tous les points expérimentaux : elle doit, d'un côté, "s'écraser" du fait de la teneur importante en argile et, de l'autre, "se creuser" du fait de la teneur importante en sable ; de plus, elle ne modélise évidemment pas le premier point d'inflexion dans le domaine des argiles. L'ajustement est encore plus mauvais pour l'Alfisols1 (Figure V.5.a) que pour l'Alfisols2 (Figure V.5.b) puisque ce premier est un sol grossier ($\%_{gravier} = 23\%$) et le deuxième un sol fin ($\%_{gravier} = 1\%$). La différence avec la qualité des ajustements de sols unimodaux est flagrante lorsque l'on compare la Figure V.3 avec la Figure V.5.

Nous avons souligné au Paragraphe III.5.4 qu'il est possible de modéliser une courbe F bimodale par le biais d'une somme de deux fonctions F_{HP} . Malheureusement, nous n'avons pas à notre disposition de points expérimentaux de \hat{F} dans le domaine des argiles afin de tester cette solution. Par conséquent, on continuera avec les résultats de l'ajustement d'une seule fonction F_{HP} .

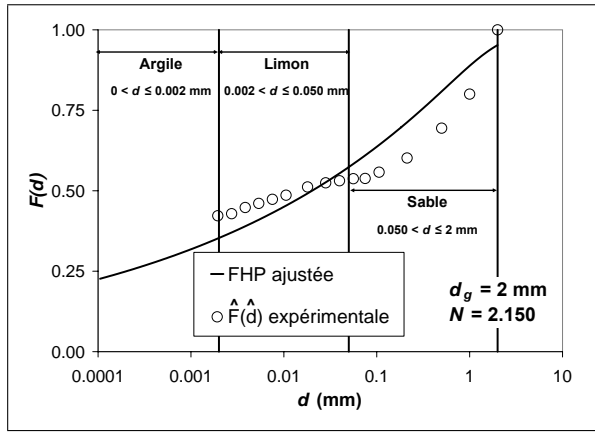
V.3.1.c. Calcul des paramètres hydrodynamiques de forme λ et η

La première étape du calcul est de passer des paramètres M et N à m et n . Haverkamp *et al.* (1998a) ont remarqué que, lorsque le modèle capillaire de Burdine (1953) est choisi ($k_m = 2$), $M \cdot N$ est relié à $m \cdot n$, comme le montre la Figure V.6. La courbe de régression polynômiale traduit de façon assez fidèle la

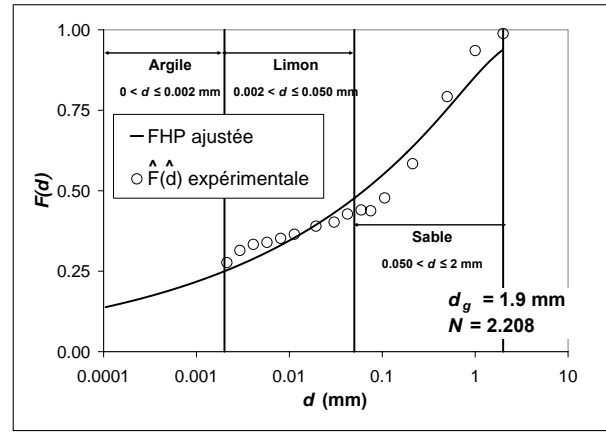
#	Site	Profondeur (cm)	M	N	λ	η
1	1	0	0.163	2.389	0.156	15.9
2	2	0	0.098	2.217	0.085	26.5
3	3	0	0.143	2.332	0.132	18.1
4	4	0	0.162	2.387	0.155	15.9
5	5	0	0.226	2.583	0.239	11.4
6	6	0	0.169	2.407	0.163	15.3
7	7	0	0.186	2.457	0.184	13.8
8	8	0	0.136	2.315	0.125	19
9	9	0	0.089	2.195	0.076	29.3
10	10	0	0.214	2.544	0.222	12
11	11	0	0.146	2.343	0.136	17.7
12	12	0	0.196	2.488	0.198	13.1
13	13	0	0.23	2.597	0.245	11.2
14	14	0	0.2	2.499	0.203	12.9
15	15	0	0.115	2.26	0.103	22.5
16	16	0	0.112	2.251	0.099	23.2
17	17	0	0.12	2.272	0.108	21.6
18	18	0	0.158	2.376	0.15	16.3
19	19	0	0.232	2.603	0.247	11.1
20	20	0	0.226	2.584	0.239	11.4
21	21	0	0.219	2.562	0.229	11.7
22	22	0	0.223	2.572	0.234	11.5
23	23	0	0.094	2.207	0.081	27.7
24	24	0	0.197	2.492	0.199	13
25	25	0	0.101	2.225	0.088	25.7
26	25	80	0.122	2.278	0.11	21.2
27	25	140	0.13	2.298	0.118	19.9
28	25	245	0.242	2.64	0.264	10.6

#	Site	Profondeur (cm)	M	N	λ	η
29	25	280	0.238	2.623	0.256	10.8
30	26	0	0.197	2.491	0.199	13.1
31	26	20	0.075	2.161	0.063	34.8
32	26	50	0.07	2.151	0.059	37.1
33	26	90	0.172	2.416	0.167	15
34	26	170	0.174	2.42	0.169	14.8
35	27	0	0.205	2.516	0.21	12.5
36	28	0	0.251	2.671	0.278	10.2
37	29	0	0.172	2.416	0.167	15
38	30	0	0.216	2.55	0.224	11.9
39	30	20	0.085	2.185	0.072	30.6
40	30	40	0.082	2.18	0.07	31.5
41	30	90	0.093	2.204	0.08	28
42	30	150	0.129	2.296	0.117	20
43	31	0	0.25	2.667	0.275	10.3
44	32	0	0.224	2.576	0.236	11.5
45	33	0	0.201	2.502	0.204	12.8
46	35	0	0.103	2.23	0.09	25.1
47	35	50	0.187	2.461	0.186	13.7
48	35	100	0.202	2.508	0.206	12.7
49	36	0	0.242	2.639	0.263	10.6
50	37	0	0.137	2.319	0.127	18.8
51	A	0	0.033	2.068	0.026	78.9
52	B	0	0.188	2.464	0.187	13.7
53	C	0	0.169	2.406	0.163	15.3
54	D	0	0.193	2.477	0.193	13.4
55	E	0	0.143	2.334	0.133	18.1
56	F	0	0.094	2.207	0.081	27.6

TAB. V.1: Paramètres hydrodynamiques de forme des sols des 56 essais d'infiltration lorsque $k_{sM} = 2$ et lorsque le modèle capillaire de Burdine (1953) est choisi ($k_{rn} = 2$).



(a) Site 26 - Alfisols 1 - horizon B à 50 cm de profondeur.

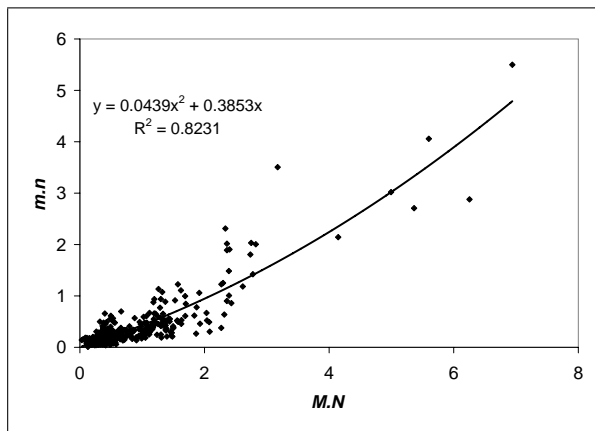
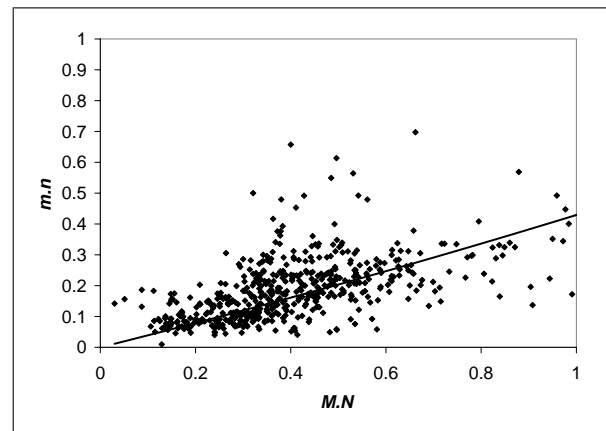


(b) Site 33 - Alfisols2 - horizon B à 20 cm de profondeur.

FIG. V.5: Ajustement de $F_{HP}(d)$ pour deux sols bimodaux ($k_M = 2$, échelles des abscisses logarithmiques).

tendance générale du nuage de point (Figure V.6.a). Dans le Tableau V.1, $M \cdot N$ est au maximum égal à 0.671, aussi on a fait un gros plan sur la zone $M \cdot N \leq 1$ (Figure V.6.b) : le polynôme de régression passe bien au centre du nuage de point. Par conséquent, nous calculerons $m \cdot n$ à partir de $M \cdot N$ selon la relation

$$m \cdot n = M \cdot N \cdot (0.0439 \cdot M \cdot N + 0.3853). \quad [V.6]$$

(a) Ensemble des valeurs de $M \cdot N$ (b) Valeurs de $M \cdot N \leq 1$ FIG. V.6: Relation, sur la base de donnée des sols de GRIZZLY (Haverkamp *et al.*, 1998a), entre $M \cdot N$ et $m \cdot n$ pour le modèle capillaire de Burdine (1953) ($k_m = 2$).

Les paramètres m et n étant connus, on va calculer λ avec la relation [I.19]. On remarque que pour un sol bimodal, où l'ajustement de $F_{HP}(d)$ à la granulométrie expérimentale est particulièrement mauvais, cette méthode conduit à une valeur singulièrement faible de λ , ce qui modélise un sol avec une forte capacité de rétention de l'eau : l'effet de la part en argile en ressort plus marqué que celle en sable.

Enfin, on estime η avec la relation [I.22], qui fait intervenir la tortuosité τ . Les valeurs de τ sont fonction du modèle capillaire choisi (0 pour Childs et Collis-George (1950); 1/2 pour Mualem (1976); 1 pour Burdine (1953); 4/3 pour Millington et Quirk (1961)). On va arbitrairement choisir $\tau = 1$ de Burdine.

Les estimations de λ et η se trouvent dans le Tableau V.1 et leurs statistiques dans le Tableau V.2.

	m	n	λ	η
Moyenne	0.074	2.162	0.162	18.7
Écart-type	0.028	0.066	0.066	10.7
CV (%)	38	3	41	57

TAB. V.2: Statistiques des paramètres hydrodynamiques de forme expérimentaux, avec le modèle capillaire de Burdine (1953) ($k_m = 2$).

V.3.2. Estimation des paramètres hydrodynamiques d'échelle h_{bc} et K_s

La teneur en eau à saturation θ_s , de la fraction fine du sol, est estimée par gravimétrie, en prélevant un échantillon de sol à saturation, comme cela l'a été expliqué au Paragraphe IV.2.2. Les deux paramètres d'échelle restant, K_s et h_{bc} , s'obtiennent en ajustant une équation analytique ou numérique de l'infiltration sur celle expérimentale ; on va choisir une équation analytique. Elle peut être une solution exacte de l'équation de Richards (e.g., Green et Ampt, 1911; Philip, 1957a; Talsma et Parlange, 1972), ou une approximation analytique de l'infiltration, comme l'est celle de Haverkamp *et al.* (1994) (Paragraphe I.4.3).

V.3.2.a. Equation de l'infiltration choisie

La méthodologie considérée est celle développée par Lassabatère *et al.* (2005) qui s'appuient sur des approximations analytiques de la lame infiltrée $I(t)$ et du flux d'infiltration $i(t)$. Ces auteurs utilisent l'approximation de l'infiltration développée par Haverkamp *et al.* (1994) introduite au Paragraphe I.4.3 :

$$I(t) = S(\theta_0, h_{surf}) \cdot \sqrt{t} + (A \cdot S^2(\theta_0, h_{surf}) + B \cdot K_s) \cdot t, \quad [\text{V.7}]$$

$$i(t) = \frac{S(\theta_0, h_{surf})}{2\sqrt{t}} + A \cdot S^2(\theta_0, h_{surf}) + B \cdot K_s, \quad [\text{V.8}]$$

$$I_\infty(t) = [A \cdot S^2(\theta_0, h_{surf}) + K_s] \cdot t + C \cdot \frac{S^2(\theta_0, h_{surf})}{K_s}, \quad [\text{V.9}]$$

et

$$i_\infty(t) = i_\infty = A \cdot S^2(\theta_0, h_{surf}) + K_s \quad [\text{V.10}]$$

avec

$$A = \frac{\varphi}{R \cdot (\theta_s - \theta_0)}, \quad [\text{V.11}]$$

$$B = \frac{2 - \beta}{3} \left[1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \right] + \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \quad [\text{V.12}]$$

et

$$C = \frac{\ln\left(\frac{1}{\beta}\right)}{2 \left[1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \right] (1 - \beta)}. \quad [\text{V.13}]$$

La sorptivité $S(\theta_0, h_{surf})$ est calculée selon les relations [I.49] à [I.51] pour cet essai d'infiltration, où la charge positive constante h_{surf} est appliquée :

$$S^2(\theta_0, h_{surf}) = 2(\theta_s - \theta_0) \cdot K_s \cdot h_{surf} - c_p \cdot (\theta_s - \theta_0) \cdot (K_s - K_0) \cdot h_{bc} \quad [\text{V.14}]$$

où c_p s'évalue selon [I.52]. La conductivité hydraulique initiale K_0 est estimée avec K_s , θ_s et θ_0 via la relation de Brooks et Corey (1964) [I.20] :

$$K_0 = K_s \cdot \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta. \quad [\text{V.15}]$$

L'humidité θ_0 est estimée expérimentalement par gravimétrie à chaque essai, cf. Paragraphe IV.2.2. Lorsque l'on exprime la sorptivité selon [V.14], on remarque que les paramètres hydrodynamiques d'échelle K_s , h_{bc} et θ_s interviennent dans les expressions [V.7] à [V.10]. L'humidité θ_s étant mesurée, il est ainsi possible d'estimer K_s et h_{bc} en calant ces équations sur l'infiltration expérimentale.

V.3.2.b. Méthodologie

Soit un essai d'infiltration donné et N_{exp} le nombre de points de mesure de la courbe de l'infiltration cumulée expérimentale, notée $\widehat{I}(\widehat{t})$. Le temps expérimental de mesure au pas $j \in \{1, \dots, N_{exp}\}$ est noté \widehat{t}_j et l'infiltration à ce pas est notée \widehat{I}_j . Pour cet essai, le flux d'infiltration expérimental est calculé selon

$$\forall j \in \{1, \dots, N_{exp} - 1\}, \quad \widehat{i}(t_j) = \frac{\widehat{I}_{j+1} - \widehat{I}_j}{\widehat{t}_{j+1} - \widehat{t}_j} \quad [\text{V.16}]$$

où

$$t_j = \left(\frac{\sqrt{\widehat{t}_j} + \sqrt{\widehat{t}_{j+1}}}{2} \right)^2 \quad [\text{V.17}]$$

est le temps moyen.

Par souci de clarté, S désignera $S(\theta_0, h_{surf})$ par la suite. Cette méthode ajuste les paramètres K_s et S , et postérieurement h_{bc} est évalué selon [V.14]. La procédure d'ajustement de Lassabatère *et al.* (2005) se fait en plusieurs phases.

Première étape Les teneurs en eau θ_s et θ_0 de l'essai sont estimées par gravimétrie, comme cela l'a été expliqué au Paragraphe IV.2.2.

Deuxième étape Les termes A , B et C sont calculés. Haverkamp *et al.* (1994) estime que $\varphi = 0.75$ et $\beta = 0.6$ conviennent à la plupart des sols, par conséquent A est connu via [V.11]. Les valeurs de η sont prises dans le Tableau V.1, et les équations [V.12] et [V.13] conduisent ensuite aux estimations de B et C .

Troisième étape Le terme B est supposé nul et la relation [V.7] est ajustée par les moindres carrés sur $\widehat{I}(\widehat{t})$. En faisant de la sorte, la gravité est négligée et l'on se place dans l'hypothèse d'une infiltration axisymétrique horizontale. La sorptivité est estimée par excès puisque l'on tente d'expliquer toute l'infiltration à travers la sorption ; on note cette valeur S_{max} . La conductivité K_s étant positive, [V.10] impose que $S_{max} \leq i_\infty/A$ et, si cette condition n'est pas vérifiée, S_{max} est pris égale à i_∞/A .

Quatrième étape Les équations [V.7], [V.9] et [V.10] sont ajustées à $\hat{I}(\hat{t})$ et $\hat{i}(\hat{t})$. Les valeurs initiales pour S et K_s sont respectivement prises égales à $S_{max}/2$ et $i_{max}/2$, et il est imposé $0 < S < S_{max}$ et $0 < K_s < i_{max}$, où i_{max} est la pente de la courbe $\hat{I}(\hat{t})$ en régime quasi-saturé. Les approximations [V.7] et [V.10] ne sont valables qu'en régime transitoire, lorsque le flux calculé par [V.8] reste inférieur au flux asymptotique [V.10], ce qui revient à

$$t \leq \frac{1}{4(1-B)^2} \left(\frac{S}{K_s} \right)^2 = t_{lim}. \quad [V.18]$$

Par ailleurs, de Condappa et Soria (2002), et Soria (2003) concluent que l'estimation de h_{bc} est meilleure en ajustant sur le régime transitoire de $\hat{I}(\hat{t})$, alors que pour K_s il est préférable de considérer le régime quasi-permanent. Par conséquent, [V.7] n'est ajustée à $\hat{I}(\hat{t})$ que lorsque $\hat{t}_j \leq t_{lim}$, ce qui assure une bonne estimation de h_{bc} , alors que les relations [V.9] et [V.10] sont calées pour les temps expérimentaux restants, garantissant une évaluation convenable de K_s .

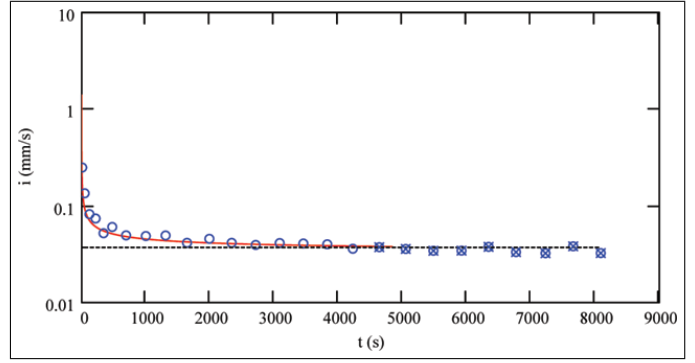
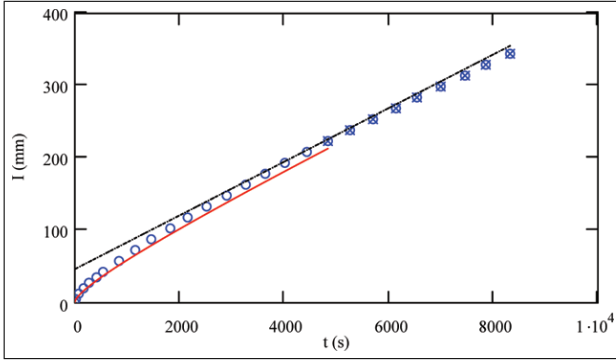
V.3.2.c. Analyse des résultats

Des exemples d'ajustement se trouvent dans la Figure V.7. Sur 56 essais d'infiltration, 47 n'ont pas posé de problème, le cas du site 6 de la Figure V.7.a en est un exemple. Les équations [V.7] et [V.8] sont ajustées sur la partie transitoire, tandis que [V.9] et [V.10] le sont sur l'autre partie quasi-permanente. Ces 47 essais ont principalement été réalisés sur des Alfisols ou Inceptisols.

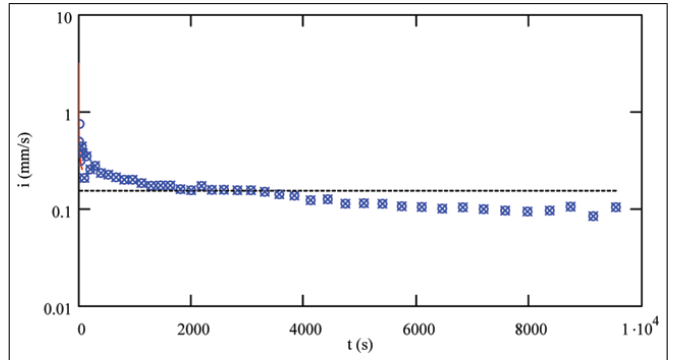
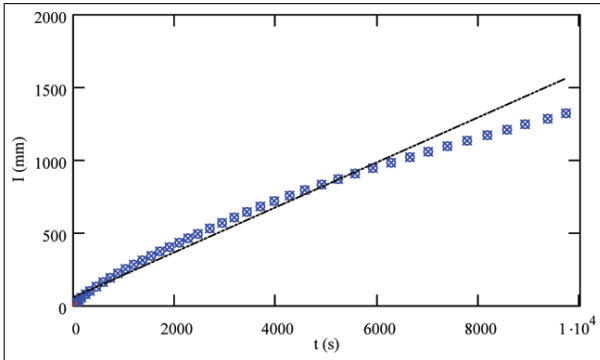
Les courbes des sites 10, 27 et 31 sont particulières et la Figure V.7.b contient le cas du site 10. Les causes peuvent être diverses, telles qu'un sol multi-couche ou l'existence de macropores (racines, insectes). L'ajustement en conséquence est moins bon.

Dans les essais conduits sur des Entisols, les sites A, 15 et 16 sont problématiques. La Figure V.7.c illustre le cas du site 15. Ces sols sont très peu perméables, donc on ne dispose que de peu de points de mesure après environ deux heures et demie d'expérimentation. Le flux d'infiltration est relativement fort au début, avant de diminuer grandement. Cela s'explique à priori par de légers phénomènes de gonflement du milieu au premier contact de l'eau. Afin d'améliorer l'ajustement, les courbes expérimentales $\hat{I}(\hat{t})$ sont tronquées à l'origine, de sorte qu'elles y soient moins "écrasées" sur l'axe des ordonnées, l'exemple pour le site 15 se trouve sur la Figure V.7.d. En faisant de la sorte, on "supprime" un phénomène qui n'est pas décrit par les équations [V.7] à [V.10] et, de ce fait, notre description semble meilleure.

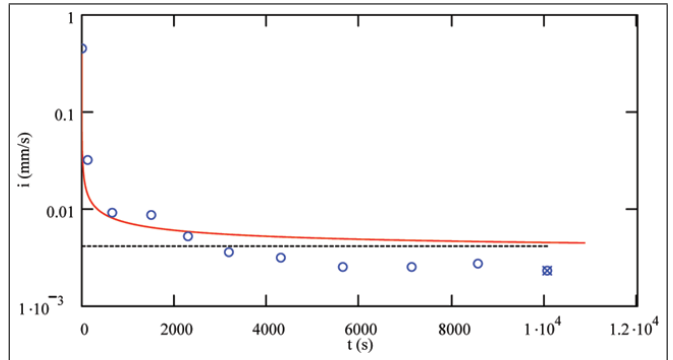
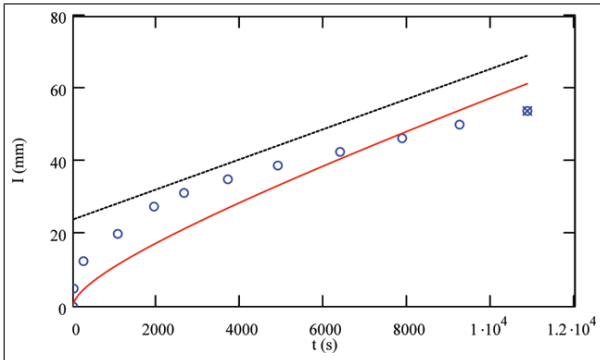
Enfin, les essais réalisés aux sites 25, 26 et 35 dans l'horizon C sont aussi difficiles à analyser. Le cas du site 26 est porté dans la Figure V.7.e. De façon similaire aux Entisols, les sols de cet horizon sont très peu perméables et, ainsi, peu de points de mesure sont disponibles. Ces milieux sont relativement anisotropes du fait de leur feuilletage quasi-horizontal, ce qui est défavorable à l'infiltration (cf. la photo d'un échantillon d'horizon C de la Figure III.8). Par ailleurs, ils ont un flux infiltration important initialement qui diminue ensuite grandement. Ceci s'explique à priori par leur texture grossière : le flux initial assez important dans les macropores avant que ceux-ci ne soient obstrués par les fines transportées dans l'eau d'infiltration. Dans ces cas, on tronque aussi les courbes $\hat{I}(\hat{t})$ à l'origine, comme il l'est fait sur la Figure V.7.f pour le site 26.



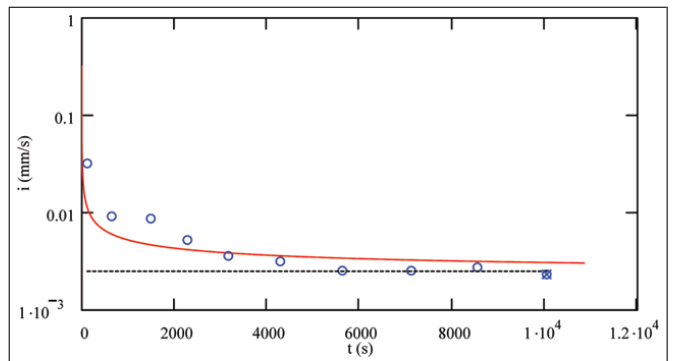
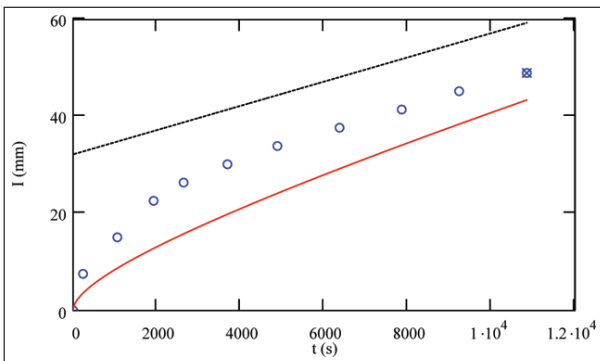
(a) Site 6 à 0 cm - $K_s = 44$ mm/h et $h_{bc} = -42$ mm



(b) Site 10 à 0 cm - $K_s = 70$ mm/h et $h_{bc} = -151$ mm



(c) Site 15 à 0 cm - $K_s = 6$ mm/h et $h_{bc} = -15$ mm



(d) Site 15 à 0 cm - Courbe $\hat{I}(t)$ tronquée à l'origine - $K_s = 3$ mm/h et $h_{bc} = -38$ mm

FIG. V.7: Exemples d'ajustement avec, à gauche $I(t)$, et, à droite, $i(t)$. En cercles bleus, points expérimentaux de $\hat{I}(t)$ et $\hat{i}(t)$; en croix bleues, points où $\hat{t}_j > t_{lim}$; en rouge, courbes ajustées de [V.7] et [V.8]; en pointillés noirs, courbes ajustées de [V.9] et [V.10].

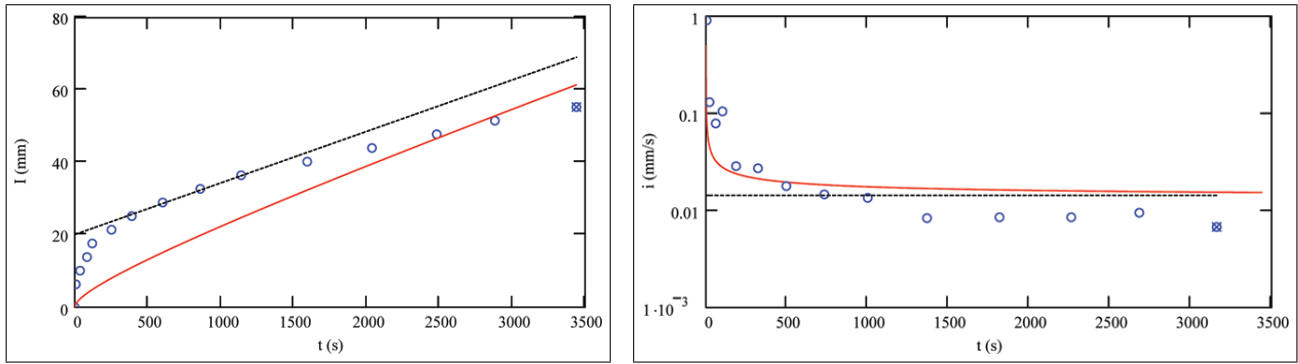
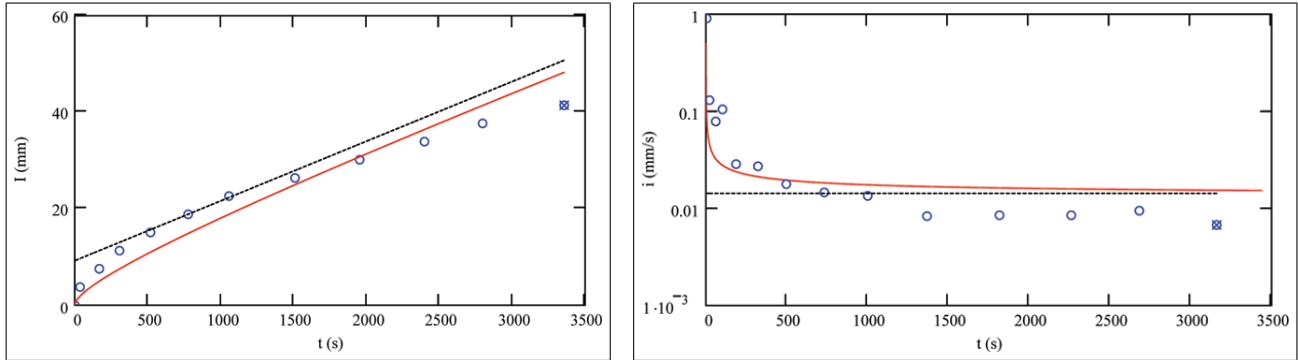
(e) Site 26 à 170 cm (horizon C) - $K_s = 24$ mm/h et $h_{bc} = -21$ mm(f) Site 26 à 170 cm (horizon C) - Courbe $\hat{I}(t)$ tronquée à l'origine - $K_s = 14$ mm/h et $h_{bc} = -36$ mm

FIG. V.7: Exemples d'ajustement avec, à gauche $I(t)$, et, à droite, $i(t)$. En cercles bleus, points expérimentaux de $\hat{I}(t)$ et $\hat{i}(t)$; en croix bleues, points où $\hat{t}_j > t_{lim}$; en rouge, courbes ajustées de [V.7] et [V.8]; en pointillés noirs, courbes ajustées de [V.9] et [V.10] (suite).

Le résumé des ajustements se trouve dans le Tableau V.3. Il est divisé en deux parties : (i) les sites 1 à 37, où les essais ont été faits avec l'infiltromètre à simple anneau et, par conséquent, l'infiltration $\hat{I}(\hat{t})$ est axisymétrique et (ii) les sites A à F, où l'infiltromètre à double anneau a été utilisé et où $\hat{I}(\hat{t})$ est supposée être mono-dimensionnelle. Le cas des sites A à F ont été traités en utilisant [V.7] à [V.10] et en supposant $\varphi = 0$, ce qui annule terme axisymétrique.

Les résultats sont classés selon \hat{L} croissant, où \hat{L} [L/T] est le rapport entre la lame d'eau totale infiltrée et la durée totale de l'essai :

$$\hat{L} = \frac{\hat{I}_{N_{exp}}}{\hat{t}_{N_{exp}}} \quad [\text{V.19}]$$

La durée totale de chacun des essais est un peu près identique, environ deux heures et demi. Aussi, plus \hat{L} est grand, plus le sol est infiltrant, pour cette raison on va la nommer *capacité d'infiltration* du sol. En classant de la sorte, on peut vérifier la cohérence des résultats entre eux : plus un sol est infiltrant, plus son couple $(K_s, -h_{bc})$ prend des valeurs importantes. On remarque que les sols des essais conduits dans l'horizon B ont leurs pressions de Brooks et Corey (1964) $-h_{bc}$ plus importantes et, par conséquent, leurs K_s plus faibles, ce qui est cohérent avec une part en argile généralement plus grande que celle en surface.

La valeur expérimentale maximale de K_s est de $1.6 \cdot 10^{-4}$ m/s, ce qui a été mesuré à 245 cm de profondeur au site 25. Il s'agissait d'une couche de sable très perméable, ce qui est assez courant dans les profondeurs des sols alluviaux. Cependant la localisation de ces couches sableuses est imprévisible à

#	Site	Type	Profondeur (cm)	K_s (mm/h)	$-h_{bc}$ (mm)	K_s (m/s)	$-h_{bc}$ (m)	\tilde{L} (mm/h)	t_{fin}^* (-)
1	16	Ent.	0	2	48	$5.6 \cdot 10^{-7}$	0.048	15	0.2
2	15	Ent.	0	3	38	$8.3 \cdot 10^{-7}$	0.038	18	0.4
3	23	Ent.	0	19	4	$5.3 \cdot 10^{-6}$	0.004	37	3.7
4	3	Ent.	0	14	19	$3.9 \cdot 10^{-6}$	0.019	38	2.0
5	11	Ent.	0	15	18	$4.2 \cdot 10^{-6}$	0.018	39	3.0
6	25	Ent.	0	14	17	$3.9 \cdot 10^{-6}$	0.017	40	2.2
7	25	Ent.	280 (Horizon C)	9	14	$2.5 \cdot 10^{-6}$	0.014	40	1.0
8	35	Incep.	100 (Horizon C)	12	45	$3.3 \cdot 10^{-6}$	0.045	51	2.1
9	26	AfL.	170 (Horizon C)	14	36	$3.9 \cdot 10^{-6}$	0.036	58	1.7
10	26	AfL.	50 (Horizon B)	19	26	$5.3 \cdot 10^{-6}$	0.026	65	1.9
11	1	AfL.	0	23	30	$6.4 \cdot 10^{-6}$	0.030	73	2.1
12	30	AfL.	40 (Horizon B)	16	41	$4.4 \cdot 10^{-6}$	0.041	77	0.7
13	30	AfL.	150 (Horizon C)	15	37	$4.2 \cdot 10^{-6}$	0.037	78	0.6
14	9	AfL.	0	28	30	$7.8 \cdot 10^{-6}$	0.030	84	3.8
15	30	AfL.	20 (Horizon B)	17	116	$4.7 \cdot 10^{-6}$	0.116	87	1.9
16	2	Incep.	0	39	12	$1.1 \cdot 10^{-5}$	0.012	87	4.3
17	18	AfL.	0	30	47	$8.3 \cdot 10^{-6}$	0.047	112	2.6
18	25	Ent.	80 (Horizon B)	26	60	$7.2 \cdot 10^{-6}$	0.060	140	0.8
19	6	AfL.	0	44	42	$1.2 \cdot 10^{-5}$	0.042	149	3.4
20	17	Incep.	0	35	61	$9.7 \cdot 10^{-6}$	0.061	154	2.3
21	8	AfL.	0	30	86	$8.3 \cdot 10^{-6}$	0.086	157	2.2
22	30	AfL.	90 (Horizon B)	28	78	$7.8 \cdot 10^{-6}$	0.078	177	0.5
23	35	Incep.	0	39	67	$1.1 \cdot 10^{-5}$	0.067	177	2.0
24	12	AfL.	0	41	75	$1.1 \cdot 10^{-5}$	0.075	185	2.7
25	20	AfL.	0	58	42	$1.6 \cdot 10^{-5}$	0.042	186	3.6
26	33	AfL.	0	51	62	$1.4 \cdot 10^{-5}$	0.062	205	2.8
27	7	Incep.	0	48	71	$1.3 \cdot 10^{-5}$	0.071	212	3.1
28	26	AfL.	90 (Horizon B)	30	119	$8.3 \cdot 10^{-6}$	0.119	219	0.5
29	25	Ent.	140 (Horizon B)	30	102	$8.3 \cdot 10^{-6}$	0.102	228	0.8

TAB. V.3: Paramètres hydrodynamiques d'échelle K_s et h_{bc} des 56 essais d'infiltration. En rouge, cas où l'ajustement est mauvais ; en orange, sols aux comportements particuliers ; en bleu, cas où t_{fin}^* est petit. Af/L désigne l'Alfisol1, Af/L2 l'Alfisol2, Af/L3 l'Alfisol3, Incep l'Inceptisol et Ent. l'Entisol.

#	Site	Type	Profondeur (cm)	K_s (mm/h)	$-h_{bc}$ (mm)	K_s (m/s)	$-h_{bc}$ (m)	\tilde{L} (mm/h)	t_{fin}^* (-)
30	26	AfL.	20 (Horizon B)	33	114	$9.2 \cdot 10^{-6}$	0.114	230	0.8
31	26	AfL.	0	67	50	$1.9 \cdot 10^{-5}$	0.050	242	3.9
32	35	Incep.	50 (Horizon B)	33	110	$9.2 \cdot 10^{-6}$	0.110	242	0.6
33	4	AfL.	0	62	67	$1.7 \cdot 10^{-5}$	0.067	266	2.4
34	37	AfL.	0	86	49	$2.4 \cdot 10^{-5}$	0.049	320	3.1
35	13	AfL.	0	53	138	$1.5 \cdot 10^{-5}$	0.138	357	2.2
36	19	AfL.	0	90	68	$2.5 \cdot 10^{-5}$	0.068	363	5.8
37	31	AfL.	0	66	136	$1.8 \cdot 10^{-5}$	0.136	445	2.3
38	22	AfL.	0	79	122	$2.2 \cdot 10^{-5}$	0.122	467	2.8
39	29	AfL.	0	103	72	$2.9 \cdot 10^{-5}$	0.072	475	2.0
40	10	AfL.	0	70	151	$1.9 \cdot 10^{-5}$	0.151	490	2.0
41	5	AfL.	0	104	89	$2.9 \cdot 10^{-5}$	0.089	518	3.4
42	30	AfL.	0	82	137	$2.3 \cdot 10^{-5}$	0.137	542	2.0
43	32	AfL.	0	74	152	$2.1 \cdot 10^{-5}$	0.152	552	1.6
44	24	AfL.	0	101	130	$2.8 \cdot 10^{-5}$	0.130	624	2.7
45	27	AfL.	0	100	130	$2.8 \cdot 10^{-5}$	0.130	662	3.1
46	28	AfL.	0	107	140	$3.0 \cdot 10^{-5}$	0.140	708	2.5
47	14	AfL.	0	109	147	$3.0 \cdot 10^{-5}$	0.147	768	2.7
48	36	AfL.	0	148	135	$4.1 \cdot 10^{-5}$	0.135	922	2.6
49	21	AfL.	0	150	132	$4.2 \cdot 10^{-5}$	0.132	977	2.2
50	25	Ent.	245 (Cas particulier)	567	242	$1.6 \cdot 10^{-4}$	0.242	> 1000	1.6
51	A	Tank	0	1	313	$2.5 \cdot 10^{-7}$	0.313	14	<0.1
52	E	Ent.	0	8	89	$2.2 \cdot 10^{-6}$	0.089	23	2.9
53	B	AfL.	0	110	91	$3.1 \cdot 10^{-5}$	0.091	133	5.8
54	C	AfL.	0	120	73	$3.3 \cdot 10^{-5}$	0.073	136	6.5
55	D	AfL.	0	121	55	$3.4 \cdot 10^{-5}$	0.055	145	5.9
56	F	AfL.	0	137	81	$3.8 \cdot 10^{-5}$	0.081	154	7.3

l'échelle du bassin, par conséquent, elles seront ignorées. La valeur minimale est de $2.5 \cdot 10^{-7}$ m/s, au site A situé dans la région asséchée du tank principal du bassin. Les statistiques sont résumées dans le Tableau V.4. La variabilité est plus grande que celle des paramètres de forme (Tableau V.2), puisque K_s et h_{bc} dépendent de la structure du sol, qui est très changeante.

	K_s (mm/h)	K_s (m/s)	$-h_{bc}$ (mm)	$-h_{bc}$ (m)
Moyenne	64	$1.8 \cdot 10^{-5}$	111	0.111
Écart-type	80	$2.2 \cdot 10^{-5}$	77	0.077
CV (%)	126		69	

TAB. V.4: Statistiques des paramètres hydrodynamiques d'échelle K_s et h_{bc} expérimentaux.

Par ailleurs, le temps adimensionnel final t_{fin}^* [-] de chaque essai est calculé en utilisant le paramètre d'échelle du temps α_t [T] selon (Haverkamp *et al.*, 1998b) :

$$t_{fin}^* = \frac{\hat{t}_{Nexp}}{\alpha_t} \quad [\text{V.20}]$$

avec

$$\alpha_t = \frac{S^2(\theta_0, h_{surf})}{2(K_s - K_0)^2}. \quad [\text{V.21}]$$

Le terme α_t est un paramètre d'échelle qui "concentre" la spécificité de la condition initiale θ_0 et de la condition limite h_{surf} du problème (Haverkamp *et al.*, 1998b) et, ainsi, le temps t_{fin}^* est indépendant de la particularité de l'essai. La valeur de t_{fin}^* est fonction du couple (K_s, h_{bc}) ajusté, ainsi ce temps adimensionnel permet de vérifier que le couple solution est cohérent avec l'allure de la courbe $\hat{I}(t)$: plus la courbe est développée, c'est à dire que l'essai a été conduit suffisamment longtemps pour atteindre le régime quasi-permanent, plus t_{fin}^* devrait être grand. À titre d'exemple, l'ajustement de la courbe du site 6 (Figure V.7.a) devrait conduire à un grand t_{fin}^* , alors que celle du site 15 (Figure V.7.d) devrait elle donner un petit t_{fin}^* .

Soria (2003) a estimé que le régime quasi-permanent est atteint lorsque $t_{fin}^* \geq 2$ et que l'estimation de K_s est optimale à partir de $t_{fin}^* \geq 2.5$. Les résultats sont résumés dans le Tableau V.3 et dans l'ensemble $t_{fin}^* \geq 2.5$. Comme il l'était prévu, aux sites A, 15 et 16, t_{fin}^* est petit, ces sols argileux nécessitant un essai d'infiltration conduit sur une durée supérieure à celle de nos manipulations. Le temps t_{fin}^* est aussi faible dans les sols de l'horizon B, puisque ce sont des sols assez argileux où les courbes $\hat{I}(t)$ mettent du temps à se développer ; au total 11 essais d'infiltration, où $t_{fin}^* < 1$, ont des courbes $\hat{I}(t)$ qui ne sont pas assez développées. En revanche, il prend de grandes valeurs dans les essais faits au double anneau : en effet, dans le cas d'un écoulement mono-dimensionnel, le régime quasi-permanent est plus rapidement atteint puisqu'il n'y a pas d'écoulement latéral.

V.4. Conclusion du chapitre

Dans ce chapitre, nous avons traité de l'ajustement des essais d'infiltration selon la méthode Beerkan (Haverkamp *et al.*, 1997; de Condappa, 2000; Braud *et al.*, 2005b), ce qui conduit à l'estimation des quatre

paramètres hydrodynamiques λ , θ_s , K_s et h_{bc} ; η est calculé postérieurement connaissant λ via [I.22]. Nous avons séparé cet ajustement en deux parties : l'estimation du paramètre de forme λ et celle des paramètres d'échelle K_s et h_{bc} ; l'estimation de θ_s a été traitée dans le Chapitre IV.

V.4.1. Estimation du paramètre de forme λ

Le paramètre de forme λ de Brooks et Corey (1964) est estimé à partir de la texture des sols, utilisant la fonction de pédotransfert de Haverkamp et Reggiani (2002). Ces auteurs s'appuient sur le travail de Haverkamp et Parlange (1986), qui ont supposé l'existence d'une similarité de forme entre la courbe de rétention en eau de van Genuchten (1980) et la courbe granulométrique cumulée, ce qui conduit au modèle $F_{HP}(d)$, d'expression mathématique similaire au modèle de van Genuchten pour $h(\theta)$.

L'étape préliminaire est d'ajuster $F_{HP}(d)$ aux granulométries expérimentales des sols des essais d'infiltration. Nous avons remarqué que cette fonction telle quelle, développée pour un sol fin avec des caractéristiques hydrodynamiques unimodales, n'est pas idéale pour une bonne partie des sols du bassin versant de Maheshwaram, puisque :

- ils sont grossiers et, donc, le comportement granulométrique n'est pas le même que pour un sol fin ;
et
- la granulométrie bimodale, due à une équiproportion en sable et argile, des sols d'horizons B ne peut pas être exprimée par $F_{HP}(d)$.

Pour modéliser ces deux particularités des sols du bassin versant, il faudrait combiner la somme de plusieurs fonctions (deux ou trois) $F_{HP}(d)$, seulement les données expérimentales sont insuffisantes pour ce faire.

Aussi, nous avons ajusté $F_{HP}(d)$ aux les granulométries expérimentales, ce qui, combiné avec la fonction de pédotransfert de Haverkamp et Reggiani (2002), conduit à λ . Le paramètre η est ensuite calculé via [I.22].

V.4.2. Estimation des paramètres d'échelle K_s et h_{bc}

La méthode Beerkan estime les paramètres hydrodynamiques d'échelle en ajustant une équation numérique ou analytique de l'infiltration cumulée sur celle expérimentale. Dans cette étude, on adopte la méthodologie de Lassabatère *et al.* (2005), qui ont choisi la solution analytique approximative de Haverkamp *et al.* (1994).

Sur les 56 essais d'infiltration, les ajustements de 47 essais réalisés sur des Alfisols ou des Inceptisols n'ont pas posé de problème. En revanche, nous avons rencontré des difficultés sur certains Entisols, qui sont des sols argileux où les légers phénomènes de gonflement perturbent l'allure de la courbe d'infiltration cumulée. De plus, les infiltrations réalisées dans quelques horizons C, où la texture du milieu est grossière, semblent affectées par l'obstruction des macropores par les fines transportées dans l'eau d'infiltration.

Malgré ces quelques difficultés, les ajustements des paramètres K_s et h_{bc} sont cohérents entre eux puisqu'ils traduisent bien la capacité d'infiltration observée *in-situ*. De plus, seuls 11 essais sur 56 (20%) ne semblent pas satisfaisants, leurs courbes d'infiltration cumulées n'étant pas assez développées. La tendance observée pour les Alfisols et les Inceptisols est une grande perméabilité, et donc un grand K_s , en surface; elle diminue ensuite au niveau de l'horizon B et encore plus au début de l'horizon C. La perméabilité en surface est nettement plus faible pour les Entisols.

On utilisera ces valeurs ponctuelles de K_s et h_{bc} au Chapitre IX, afin de paramétrer les propriétés hydrodynamiques des sols avant modélisation.

Troisième partie

PRÉPARATION DES DONNÉES D'ENTRÉE DE POWER

Introduction à la troisième partie

Cette troisième partie traite de la préparation des données d'entrée de POWER. On commencera par présenter, dans le Chapitre VI, le modèle POWER, en particulier ses différents niveaux de discrétisation spatiale du modèle, i.e., les REWs, les RECs et les Cellules. À l'issue de ce chapitre, on dressera la liste des données d'entrée requises, qui seront préparées dans les chapitres suivants de cette partie.

Au Chapitre VII, on exposera la technique choisie afin de spatialiser la granulométrie expérimentale et locale, observée dans la partie précédente, à l'échelle spatiale du bassin versant de Maheshwaram. L'approche choisie est naturaliste : on essaie d'expliquer les observations ponctuelles avec la carte pédologique, la topographie et la lithologie, et ensuite d'extrapoler à l'échelle du bassin versant. L'utilisation de la technique de la classification floue permet d'améliorer cette procédure de spatialisation.

Le Chapitre VIII aborde ensuite la discrétisation du bassin versant, selon la procédure propre à POWER qui crée les RECs. Pour ce faire, le MNT, la carte d'occupation des sols et la carte de texture des sols sont requis. On décrira donc la carte d'occupation des sols, qui a été réalisée expressément début 2003. On s'attardera aussi sur la conception de la carte de texture des sols, car resumer toute l'information texturale du Chapitre VII n'est pas immédiat. Enfin, on terminera ce chapitre en présentant une campagne de mesure expérimentale adaptée à la conception de cette carte de texture des sols.

Après avoir discrétisé le bassin versant, les sols des RECs seront paramétrés au Chapitre IX. Il faut en effet s'inspirer des observations expérimentales des paramètres hydrodynamiques, faites dans la partie précédente, afin d'assigner un jeu de tels paramètres à chaque REC. La difficulté principale concerne les paramètres d'échelle puisque ceux-ci sont grandement variables spatialement.

Enfin, au Chapitre X, on termine sur la description des trois conditions limites envisagées : la pluie, l'évapotranspiration et l'apport d'eau par irrigation. Une procédure de désagrégation temporelle du champ de pluie est exposée, ainsi que l'estimation de sa variabilité spatiale. On poursuit en exposant le calcul de l'évapotranspiration de référence avec la formule de Penman-Monteith, que POWER utilise afin d'évaluer la transpiration réelle des plantes et de l'évaporation réelle du sol. Ceci requiert aussi l'estimation des différents paramètres propres à la végétation du bassin, en particulier le calendrier cultural des différentes parcelles agricoles, et conduit, entre autre, à l'évaluation des apports par irrigation.

Présentation de POWER

VI.1. Introduction

Le modèle *Power Oriented Watershed modeling system for Environmental Responses* (POWER) est développé au sein de l'équipe *Hydrologie et Hydraulique de Bassin* du LTHE. L'objectif est de modéliser à la fois les écoulements d'eau superficiels, comme le débit des rivières et le ruissellement, et les transferts d'eau et de soluté dans la zone non-saturée du sol et l'aquifère. Le modèle contient également un module d'extraction racinaire de l'eau par la végétation.

POWER est une plateforme modulaire où chaque processus du cycle hydrologique est pris en charge un module spécifique. Un module contient un pré-processeur et une collection d'objets et de solvers orientés "slot" et "signaux", où chaque objet est associé à son propre solver (Figure VI.1). Ensuite, une entité spatiale est attribuée à chaque objet, de sorte que l'ensemble de l'espace occupé par le processus d'écoulement soit réparti entre les objets du module. Chaque objet est caractérisé par une géométrie, une topologie, ses variables d'état et ses paramètres propres, et sa connectivité avec les autres objets. Au niveau de POWER, les différents modules échangent par le biais des "slot" et des "signaux". L'architecture du modèle est évolutive puisque l'ajout progressif de modules est possible.

On va présenter succinctement les particularités de POWER ; pour une plus ample description, consulter Haverkamp *et al.* (2004).

VI.2. Discrétisation spatiale

La discrétisation spatiale de POWER se fait en trois étapes : la première génère une première discrétisation horizontale, appelée *Representative Elementary Watershed* (REW), raffinée postérieurement, lors d'un deuxième découpage horizontal, en des *Representative Elementary Columns* (RECs), et la dernière discrétisation se fait selon la verticale en subdivisant les RECs en des assemblages de *Cellules* élémen-

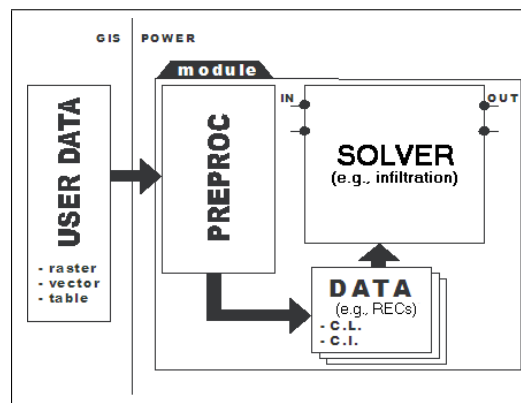


FIG. VI.1: Schéma d'un module avec son pré-processeur et sa collection d'objets et de solvers (d'après Haverkamp *et al.*, 2004).

taires.

VI.2.1. Le premier niveau de discrétisation : les REWs

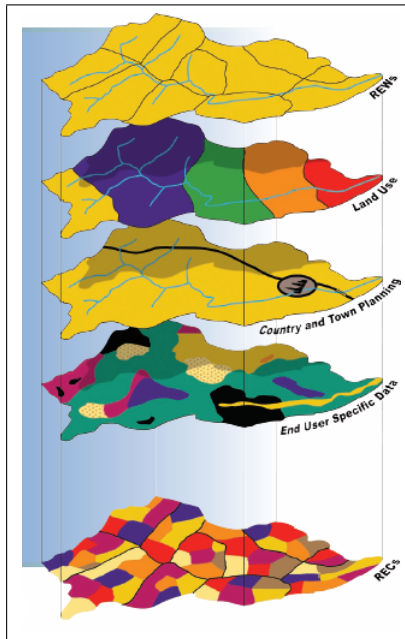
La première discrétisation horizontale génère des sous-bassins versants élémentaires (REWs), selon un concept similaire à celui de Reggiani *et al.* (1998). Le découpage se fait avec l'analyse du MNT et l'ordre de Strahler (1964) comme critère hydrologique ; la routine de l'aire-seuil de Tarboton (1997) est utilisée dans cette étape. Les formes des REWs sont irrégulières, traduisant les tendances de la topographie, et leurs extensions verticales s'étendent du socle supportant la nappe phréatique jusqu'à la surface du sol.

Les REWs sont des entités dans lesquelles les équations fondamentales de conservation de la masse, de la quantité de mouvement et de l'énergie sont résolues. Par conséquent, les cinq termes principaux du bilan hydrologique y sont présents, c.-à.-d. : (1) les écoulements d'eau verticaux non-saturés ; (2) les écoulements latéraux non-saturés ; (3) les écoulements en nappe ; (4) les écoulements de surface sur zones saturées et non-saturées ; et (5) les écoulements dans les rivières.

Du fait du découpage selon la topographie, **les échanges latéraux entre les REWs en surface et en zone non-saturée sont supposés nuls**. Cela implique que le produit du ruissellement et de l'écoulement latéral en non-saturé ne peut rejoindre une rivière qu'à l'intérieur du REW. **Les REWs n'échangent entre eux que par les rivières et l'écoulement souterrain des nappes**.

Version de POWER utilisée dans ce travail Le modèle POWER est en cours de conception et, à l'heure actuelle, les différents modules gérant les échanges latéraux en surface et en zone non-saturée ne sont pas encore opérationnels. Par conséquent, ces écoulements latéraux ne seront pas intégrés à ce travail et seuls les découpages suivants auront une utilité.

VI.2.2. Le deuxième niveau de discrétisation : les RECs



Afin d'affiner les transferts d'eau dans la zone non-saturée du sol, chaque REW est ensuite découpé, dans un deuxième niveau de discrétisation horizontale, en des colonnes élémentaires nommées RECs, de sommet la surface du sol et de base la roche saine. Les RECs sont créés par intersection de plusieurs couches SIG pertinentes (cf. schéma ci-contre) selon le choix de l'utilisateur ; dans notre cas, ces couches seront les REWs, une grille d'occupation des sols et une carte de texture des sols. Par conséquent, chaque REC est caractérisé par une texture de sol et une occupation des sols particulière. Les RECs sont des colonnes prismatiques au contour irrégulier dont l'assemblage reconstitue, dans un premier temps, le REW parent, puis le bassin versant.

Les écoulements considérés à l'échelle du REC sont le ruissellement de surface, l'écoulement vertical et latéral dans la zone non-saturée, et l'écoulement des nappes. En conséquence, tous les RECs internes à un REW donné échangent entre eux, que cela soit en surface, au niveau de la zone non-saturée ou encore au niveau de la nappe.

Version de POWER utilisée dans ce travail Les échanges latéraux ne seront pas pris en compte, seuls les écoulements verticaux seront calculés et, par conséquent, les RECs seront indépendants les uns des autres.

VI.2.3. Le troisième niveau de discrétisation : les *Cellules*

La troisième discrétisation est verticale : chaque REC est divisé selon la verticale en un nombre donné de *Cellules* (Figure VI.2). L'épaisseur de ces entités est variable mais leur nombre total par REC est le même pour tous les RECs du bassin versant.

Chaque *Cellule* est considérée comme uniforme en terme de caractéristique du sol, i.e., les paramètres hydrodynamiques y sont constants, mais les propriétés différentes d'une *Cellule* à l'autre d'un REC traduiront les variations des caractéristiques du sol avec la profondeur. Leurs épaisseurs peuvent être constantes ou pas, selon le choix de l'utilisateur.

Les *Cellules* sont le support de résolution des équations de transfert vertical de masse et de chaleur dans les zones saturées et non-saturées du sol d'un REC. Puisque leur nombre par REC est identique pour tous les RECs, on introduit la notion de couche latérale de *Cellule*, appelée "*couche de Cellules*" : il y a autant de couches que de nombre de *Cellules* dans un REC. Lorsque l'on raisonne en terme de nœud

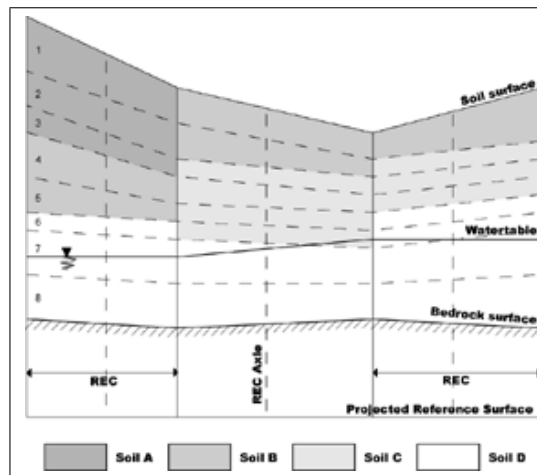


FIG. VI.2: Schéma d'une coupe en 2D d'un ensemble de trois REC (Haverkamp *et al.*, 2004).

de calcul, le nœud étant le centre de la *Cellule*, chaque nœud d'un REC peut être connecté aux nœuds des RECs voisins. Une "couche de Cellules" se résume alors en un réseau de nœuds gérant les échanges latéraux en zone saturée et non-saturée entre les RECs. À l'échelle du REW, ce réseau tri-dimensionnel sert de support aux calculs des écoulements verticaux et latéraux dans la zone non-saturée, et latéraux dans les nappes.

Version de POWER utilisée dans ce travail Seuls les écoulements verticaux seront calculés dans les *Cellules*.

VI.2.4. Les autres discrétisations

Les niveaux de discrétisations spatiales du bassin versant que l'on vient de présenter permettent de calculer les trois principales composantes souterraines du cycle hydrologique, i.e., les écoulements d'eau verticaux non-saturés, les écoulements d'eau latéraux non-saturés et les écoulements d'eau latéraux en nappe. Les processus secondaires, directement dépendants du transfert d'eau souterrain, tel que l'extraction de l'eau par la végétation, utilisent ces mêmes discrétisations.

En revanche, le ruissellement sur zones non-saturées ou/et saturées, les écoulements dans les rivières et le transport solide/l'érosion requièrent un découpage spatial différent, triangulaire fin en l'occurrence. Nous n'allons pas rentrer dans les détails puisque ces derniers processus ne sont pas étudiés dans ce travail.

VI.3. Discrétisation temporelle

Chaque processus d'écoulement, et donc module de POWER, est caractérisé lors du calcul par son propre pas de temps. Les échelles de temps d'un phénomène donné sont fonction de sa dynamique et, ainsi, des dimensions géométriques et/ou des caractéristiques hydrodynamiques du milieu. En conséquence, les

pas de temps peuvent varier considérablement d'un REW, ou REC, à l'autre. Par exemple, le pas de temps utilisé pour calculer l'infiltration verticale à l'échelle d'un REC dépend du type de sol, e.g., sol sableux ou argileux. Tant que les RECs peuvent être considérés comme des entités indépendantes, cette variation du pas de temps n'est pas problématique. En revanche, la question de l'harmonisation du pas de temps se pose lors du calcul de l'écoulement d'eau latéral au niveau des "couches de Cellules".

Afin de gérer cette harmonisation du pas de temps, POWER est doté d'un élément original, nommé "*time sequencer*", qui est chargé de piloter l'exécution de l'ensemble du calcul. Cet élément moteur, spécialement mis au point pour POWER, est le "cerveau" du système puisque, lors du calcul, il active et désactive chaque module de transfert, tout en modifiant sa place dans la hiérarchie des exécutions.

VI.4. Les processus d'écoulement

La séquence de calcul des processus d'écoulement est structurée en partant de la résolution spatiale la plus petite, i.e., les *Cellules*. Le calcul commence donc à l'échelle des *Cellules*, avec le module *transfert d'eau vertical*, suivi par le module *transfert latéral* à l'échelle de la "couche de Cellules". Ensuite, l'intégration des écoulements verticaux et latéraux dans les zones saturées et non-saturées du sol est effectuée à l'échelle du REW. Parallèlement, le "time sequencer" orchestre et active les deux modules *ruissellement sur zones saturées et non-saturées* et *écoulement dans la rivière*. Enfin, à l'échelle du bassin versant, la procédure se termine avec l'enclenchement des modules *nappe* et *rivière*.

Le module *transfert d'eau vertical* dans les zones saturées et non-saturées utilise le solveur de Ross (2003), que nous avons présenté au Paragraphe I.4.4. Rappelons qu'un module est constitué de l'assemblage d'un pré-processeur, et d'une collection d'objets et de solveurs (Figure VI.1); les objets de module *transfert d'eau vertical* sont les RECs. À chaque objet (i.e., REC), est associé un solveur de Ross (2003), qui résout l'écoulement dans cet objet, utilisant le découpage en *Cellule*, afin d'estimer les principales composantes verticales du cycle de l'eau, i.e., l'infiltration, l'évaporation, le stockage et la redistribution de l'eau dans le sol, la recharge de la nappe et/ou la remontée capillaire depuis la nappe.

Ce module *transfert d'eau vertical* échange avec le module *plante*, qui utilise le modèle de Li *et al.* (2001) afin de calculer l'extraction racinaire et la transpiration de la végétation en fonction de la profondeur des racines. Bien que le fonctionnement de ce module *plante* ait été validé par Varado (2004), il est envisagé, dans un proche avenir, d'ajouter un module d'évapotranspiration plus élaboré, de type "*Soil Vegetation Atmosphere Transfer*" (SVAT).

Les procédures de calcul des autres composantes du bilan hydrologique, qui ne sont pas l'objet de ce travail, sont expliquées dans Haverkamp *et al.* (2004).

VI.5. Les données d'entrée

Un effort particulier a été apporté afin de réduire au maximum le nombre de paramètres d'entrée. Cependant, en cas de lacunes, la phase de "pre-processing" de POWER intègre des routines statistiques supplémentaires, telles que l'agrégation, la désagrégation et/ou l'interpolation dans l'espace et le temps de données hydrologiques et hydro-météorologiques. Le jeu de paramètres d'entrée de base est listé ci-dessous.

1. Données topographiques :
 - MNT dépassant les limites du bassin versant (SIG raster).
2. Données sur les sols :
 - carte de texture des sols (SIG vecteur ou raster); et
 - paramètres hydrodynamiques (table).
3. Occupation des sols et données sur la végétation :
 - carte d'occupation des sols, i.e., végétation et zones d'urbanisation (SIG vecteur ou raster); et
 - type de végétation (table).
4. Données hydrogéologiques :
 - position du substratum rocheux sain (SIG raster); et
 - réseaux des lacs, canaux et drains anthropiques (SIG vecteur ou raster).
5. Données climatiques :
 - pluviométries en fonction du temps (table); et
 - évapotranspiration de référence (dite aussi potentielle) en fonction du temps (table).
6. Données de planification agricole :
 - cycle cultural des espèces agricoles (table)
 - réseau d'irrigation (SIG vecteur ou raster) et pratiques agricoles (table); et
 - positions des puits de pompage (SIG vecteur) et périodes de pompage (table).

Les chapitres qui vont suivre traiteront de la préparation de ces données d'entrée. Le point 2 sera traité aux Chapitres VII, VIII et IX, les points 3 et 4 au Chapitre VIII, et les points 5 et 6 au Chapitre X.

Spatialisation de la granulométrie à l'échelle du bassin versant

VII.1. Introduction

La répartition spatiale de la granulométrie des sols est requise à la genèse des REC, entités de modélisation de POWER. Dans la partie précédente, nous avons élaboré une carte pédologique caractéristique de la texture des sols du bassin versant de Maheshwaram, définissant les unités pédologiques Alfisols1, Alfisols2, Alfisols3, Inceptisols, Entisols et Tank (Section III.6 et Figure III.29). Cependant, cette carte définit des unités qualitatives discrètes, discontinues et ne nous donne pas encore la répartition spatiale de la granulométrie sur le bassin versant, ni son évolution selon la profondeur : il faut spatialiser les valeurs expérimentales ponctuelles de granulométrie observées sur les sites de mesure et c'est ce qui fait l'objet de ce chapitre.

Nous allons tenter d'expliquer les observations expérimentales et locales de granulométrie par une approche naturaliste qui, en plus de la carte pédologique, considère l'influence de la lithologie et de la topographie. Dans un premier temps, on soulignera l'influence de la lithologie sur les propriétés texturales des sols ; l'information sur la géologie, qui est qualitative et de ce fait ne peut pas intervenir directement dans les calculs, sera intégrée à la carte pédologique. Dans un deuxième temps, on abordera l'influence de la topographie sur la texture des sols, ainsi que le calcul des attributs topographiques pertinents. Avant d'expliquer la méthodologie suivie, on introduira la *classification selon la logique floue*, cette dernière permettant d'améliorer sensiblement la qualité de la spatialisation des observations expérimentales de granulométrie.

Ce chapitre se terminera avec les calculs de prédiction de la variation de la granulométrie à l'échelle spatiale du bassin versant.

VII.2. L'influence de la lithologie

Dans le bassin versant de Maheshwaram, l'altération des granites est principalement le résultat de l'altération chimique des biotites. Elle est notamment influencée par la nature chimique et minéralogique de la roche, et la texture de la roche mère (Paragraphe II.3.2).

Cinq unités géologiques sont présentes sur le bassin (Figure II.10) : le granite à biotite (GB), le granite leucocrate (GL), le granite à biotite avec des intrusions de veines de pegmatite et de granite leucocrate (GBL), des dykes de dolérite et la veine de quartz (VQ). Dans la suite les dykes de dolérite ne seront pas pris en compte, leur influence observée sur les sols étant minime, compte tenu de leur très faible extension spatiale.

On a observé, aux Chapitres II et III que la nature des sols variaient selon la lithologie. La pédogenèse sur l'isaltérite :

- du GB et GBL conduit aux Alfisols de type Rhodustalfs et aux Inceptisols ;
- du GL conduit aux Alfisols de type Alfisols2 ; et
- de la VQ conduit à des Alfisols3.

Afin d'appréhender l'influence de la lithologie sur la texture du sol, on cherche, à l'intérieur d'une unité géologique donnée, les moyennes du pourcentage en graviers observées sur les Alfisols et les Inceptisols, en écartant les Entisols et les Tanks qui sont des sols allochtones sans liens génétique avec le granite sous-jacent. Pour ce faire, on place en Figure VII.1 tous les sites expérimentaux sur la carte géologique, exception faite des sites situés en zone Entisols et Tanks, ce qui conduit au classement des sites dans chaque lithologie (Tableau VII.1). Les sites 28, 33 et F sont, d'après la carte géologique (Figure VII.1), en zone GBL, cependant les affleurements environnants de boulders de granite, observés *in-situ*, les placent en zone GL.

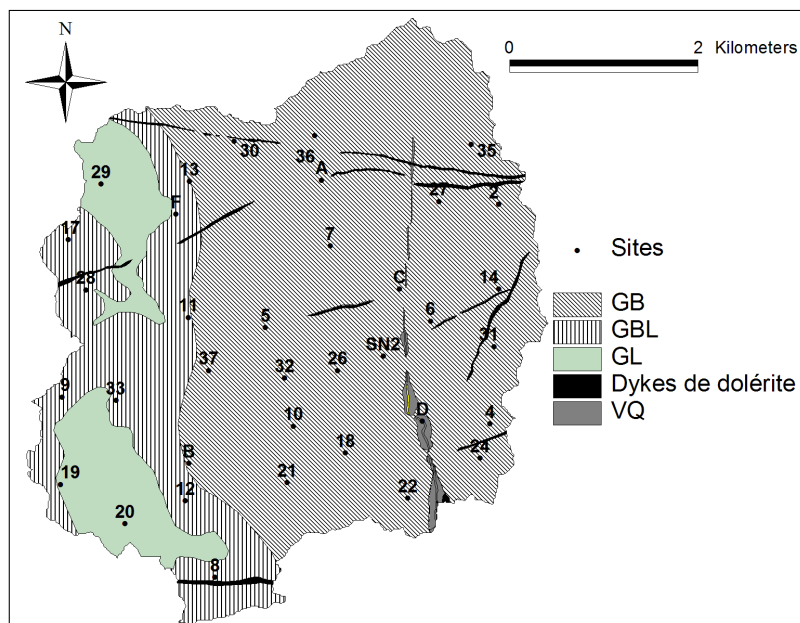


FIG. VII.1: Répartition des sites de mesure qui ne sont pas zone Entisols sur la carte géologique.

Lithologie	GB	GBL	GL	VQ
Nombre d'observation	23	5	6	1
Sites	2, 4, 5, 6, 7, 10, 13, 14, 18, 21, 22, 24, 26, 27, 30, 31, 32, 35, 36, 37, B, C, SN2	8, 9, 11,12, 17	19, 20, 28, 29, 33, F	D

TAB. VII.1: Classement des sites de mesure qui ne sont pas zone Entisols selon la lithologie.

Ce classement permet ensuite de calculer, dans chaque unité géologique, les moyennes de $\%_{\text{gravier}}$ aux six profondeurs d'échantillonnage 0, 20, 50, 90, 150 et 200 cm (Tableau VII.2). Il n'y a pas de différence significative entre les sols en zone GB et ceux en zone GBL, qui sont grossiers, mais ceux des GL ont un part en gravier faible et le seul sol observé au site D de la VQ est très grossier, avec des blocs de quartz. Cela concorde avec la texture des roches des unités géologiques, qui se classe, des grains les plus gros à ceux les plus fins, selon l'ordre $VQ > GB > GBL > GL$. Ainsi, on observe que **plus la texture de la roche est grossière, plus le sol, qui se développe au sommet du profil d'altération, semble lui-même grossier.**

	0 cm				20 cm				50 cm			
	No	Moy.	ET	CV (%)	No	Moy.	ET	CV (%)	No	Moy.	ET	CV (%)
VQ	1	34	-	-	1	41	-	-	0	-	-	-
GB	23	20	11	53	13	33	12	38	22	33	13	38
GBL	5	24	19	77	0	-	-	-	5	32	11	34
GL	6	4	3	78	6	6	9	155	5	6	5	74

	90 cm				150 cm				200 cm			
	No	Moy.	ET	CV (%)	No	Moy.	ET	CV (%)	No	Moy.	ET	CV (%)
VQ	0	-	-	-	0	-	-	-	0	-	-	-
GB	20	31	12	40	14*	41	19	48	14*	59	31	52
GBL	3	43	9	22	1*	97	-	-	2*	97	-	-
GL	5	6	6	100	4	23	17	75	4*	64	43	66

TAB. VII.2: Variation des moyennes de $\%_{\text{gravier}}$ en profondeur selon la lithologie. *No* désigne le nombre d'observation, *Moy.* est la moyenne et *ET* l'écart-type. * indique qu'une partie ou la totalité des observations étaient situées hors de la zone d'étude, dans le granite feuilleté, où l'on fixe $\%_{\text{argile}} = \%_{\text{limon}} = \%_{\text{sable}} = 1\%$ et $\%_{\text{gravier}} = 97\%$.

En conclusion, il semble exister un lien entre la lithologie et les unités pédologiques définies en Section III.6 :

- les Alfisols de type Rhodustalfs, nommés Alfisols1, se trouvent en contexte du GB et du GBL ; ce sont les Alfisols les plus présents sur le bassin, avec un horizon B de couleur rouge et une part en graviers importante ;
- les Alfisols de type Haplustalfs, nommés Alfisols2, se trouvent en contexte GL ; ces Alfisols sont fins, avec une part en graviers faible ;
- les Alfisols en contexte de VQ, nommés Alfisols3, sont peu épais et très grossiers ; et
- les Inceptisols, semblables à des Alfisols1 tronqués, sont aussi situés en contexte GB et GBL.

Rappelons que les Entisols sont des sols allochtones, n'ayant pas de liens immédiats avec la roche sous-jacente.

Cette influence de la lithologie sur la texture des sols sera intégrée en modifiant les délimitations géographiques des unités pédologiques (Figure III.29) selon la carte géologique (Figure II.10).

VII.3. Modification de la carte pédologique

Nous avons précédemment créé, dans la Section III.6, la carte pédologique par union de classes de sols qui, selon les observations expérimentales, ont des variations typiques de granulométrie similaires. Cette carte va maintenant être modifiée au vu de la carte géologique, mais aussi au vu de la photo satellite du bassin versant.

La Figure VII.2 montre en vis-à-vis la carte pédologique et la carte géologique. Les délimitations géographiques actuelles des classes pédologiques Alfisols2 et Alfisols3 ne concordent pas avec la répartition spatiale des unités géologiques GL et VQ. Ainsi, les délimitations géographiques des classes pédologiques sont modifiées de sorte que les zones des Alfisols2 se confondent avec celles des GL, et que les zones des Alfisols3 se confondent avec celles de la VQ.

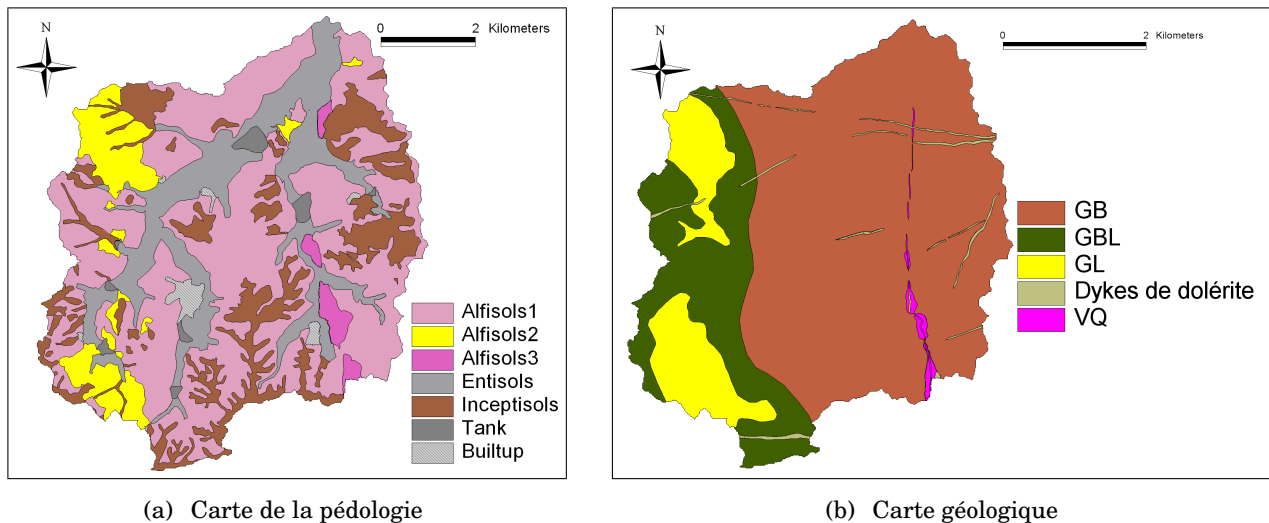


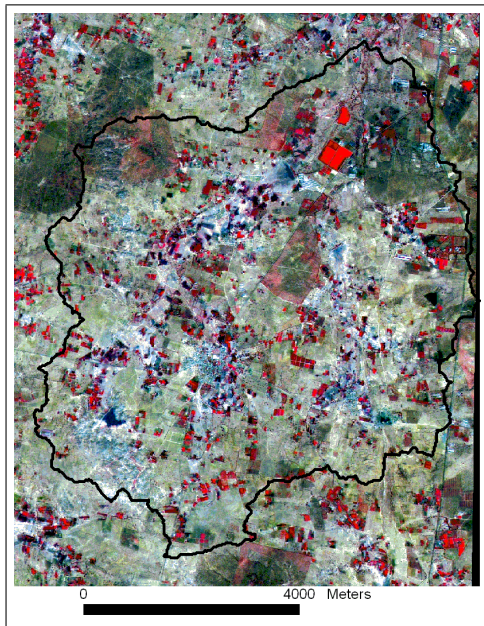
FIG. VII.2: Comparaison de la carte de la pédologie avec celle de la géologie.

Par ailleurs, les régions des unités Alfisols3 (veine de quartz), Entisols et Tank sont visibles sur les photos satellites du bassin versant (Figure VII.3), commandées afin d'élaborer la carte d'occupation des sols (cf. Section VIII.2). La procédure est illustrée par la Figure VII.4.

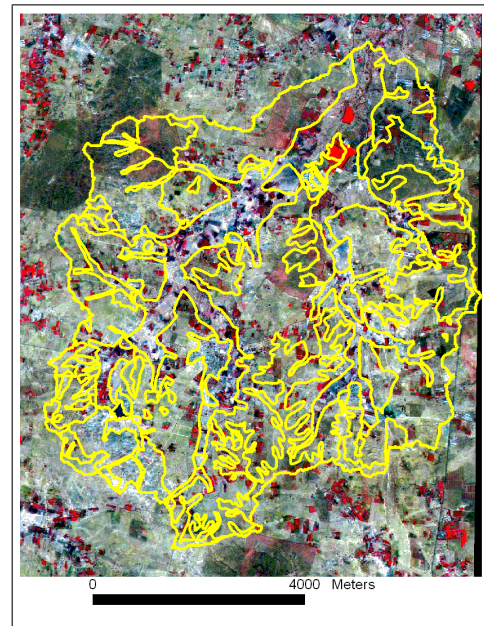
- La zone des Alfisols3 a été modifiée comme l'est illustré en Figure VII.4.a. La VQ est une zone légèrement plus sombre que les environs et son sommet, où affleurent des blocs de quartz, est une zone très claire (absence de végétation).
- Le principe pour les zones des Entisols et Tank est présenté en Figure VII.4.b. Les zones des tanks

sont assez bleutées (zones humides ou étendues d'eau), et celles des Entisols sont grisâtres ou légèrement bleutées.

- Par ailleurs, une nouvelle zone d'Alfisols2 a été créée selon l'observation du site 36, dont la granulométrie du sol est de type Alfisols2, alors que jusqu'à présent il était classé Alfisols1. Elle se trouve en haut au milieu de la Figure VII.4.b et contourne une zone rosée, qui correspond à une forêt d'eucalyptus assez dense.



(a) avec la limite du bassin



(b) avec les limites des classes texturales de

la Figure III.29

FIG. VII.3: Image satellite du bassin versant prise en février 2002.

Enfin, on étend la délimitation géographique des Alfisols2 de sorte que les sites 28, 33 et F, qui expérimentalement ont été identifiés comme Alfisols2, appartiennent à la zone de ce type de sol. Au final, la carte pédologique de la Figure VII.2.a, modifiée selon la carte de la géologie et l'image satellite, conduit à la carte finale de la pédologie des sols (Figure VII.5). Elle est de ce fait plus complète, prenant en compte la lithologie et la délimitation réelle de la veine de quartz, des Entisols et des Tanks observée sur la photo satellite.

Remarque Dans cette nouvelle carte pédologique (Figure VII.5), on a supprimé l'unité Builtup. L'influence des zones urbaines sur la texture des sols sera négligée dans ce chapitre de prédiction de la granulométrie à l'échelle du bassin versant. Ces zones urbaines seront prise en compte postérieurement, dans la carte d'occupation des sols (Section VIII.2).

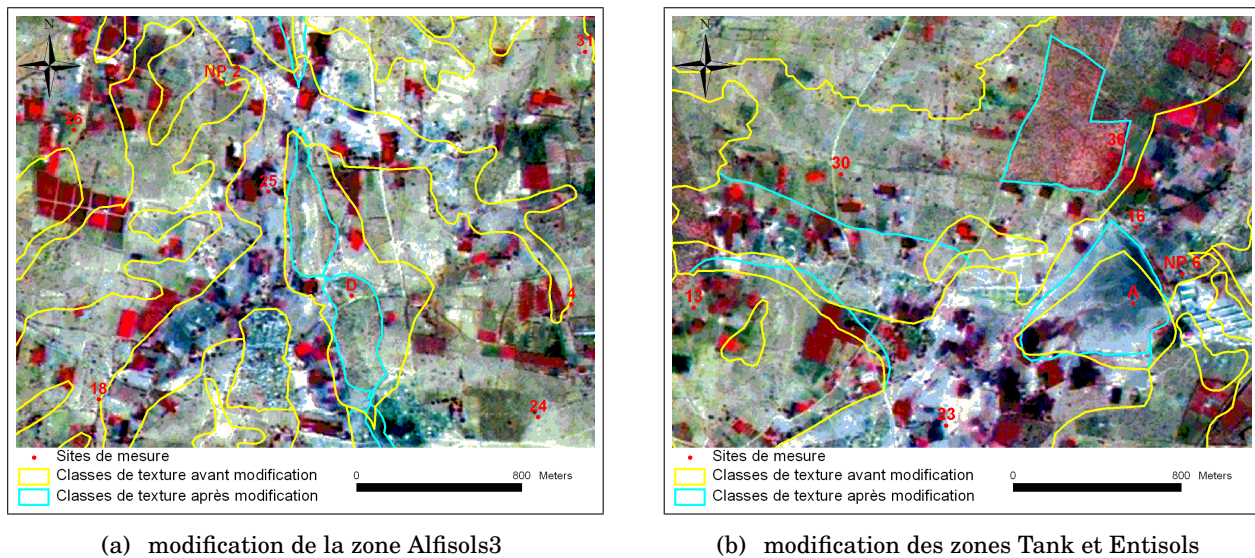


FIG. VII.4: Modifications de la carte pédologique selon l'image satellite ; en jaune avant et en bleu après les modifications.

VII.4. L'influence de la topographie

VII.4.1. Références bibliographiques

Les descriptions pédologiques classiques, antérieures aux années 1990, des sols sont locales et, par conséquent, ne sont pas adaptées à la création de carte des sols à grande échelle. Les cartes pédologiques classiques qui en découlent ne délimitent pas toute la variabilité observée des caractéristiques des sols. De plus, ces études, bien qu'elles considèrent déjà les interdépendances entre les différents horizons des sols selon la verticale, ne s'appliquent pas pour autant à étudier les corrélations entre les sols suivant l'horizontale. Des auteurs se sont alors intéressés à la prise en compte de la variabilité spatiale des propriétés des sols, e.g., le krigeage, mais ces études se concentrent sur la caractérisation de la variabilité, et non sur son explication en la liant à des processus naturels (Moore *et al.*, 1993). Or, de nombreuses études montrent que diverses propriétés des sols et, en particulier la texture, dépendent de la position topographique (e.g., Ruhe, 1956; Speight, 1974; Moore *et al.*, 1993). Une partie des processus expliquant le développement des sols au niveau d'un bassin versant, tels que les phénomènes d'érosion ou de dépôt, sont fonction des zones d'écoulement d'eau de surface ou hypodermique, ce qui ouvre la voie aux études liant les sols à la topographie. **L'hypothèse prise est que les attributs topographiques qui caractérisent les écoulements superficiels d'eau dans un bassin versant caractérisent aussi les propriétés des sols** (Moore *et al.*, 1993).

La topographie est bien connue grâce à un *Modèle Numérique de Terrain* (MNT) qui donne l'altitude Z [L] au point de coordonnées planes (x, y) . Ainsi, si on prédit la granulométrie des sols à partir du MNT, on connaît cette première en chaque point de la grille MNT. Moore *et al.* (1993) définissent plusieurs attributs pertinents de la topographie :

- l'altitude Z ;

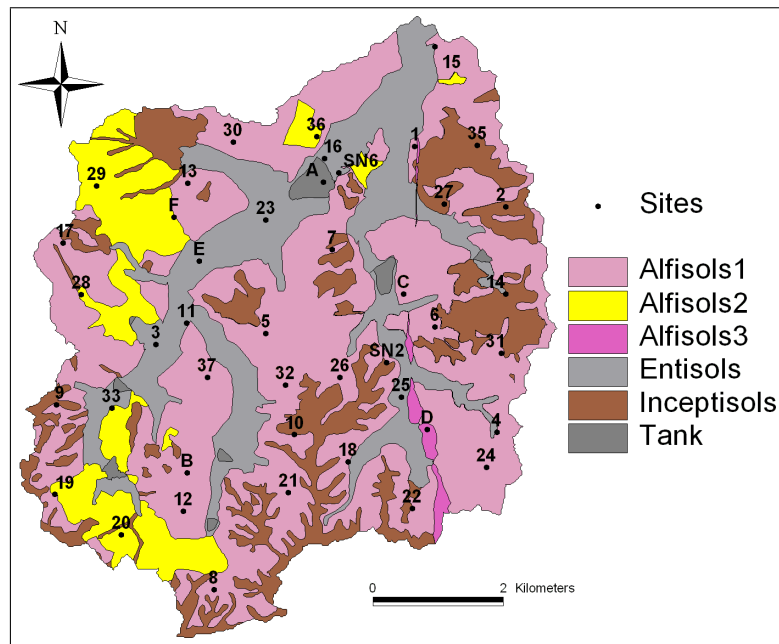


FIG. VII.5: Carte finale de la pédologie des sols.

- la *Pente Locale* PL [-], dérivée première de Z ;
- la *CONvexité Verticale* (ou courbure en profil) COV [$1/L$], qui traduit les zones d'accélération ou décélération de l'écoulement et est égal à la projection de la dérivée seconde de Z selon la direction perpendiculaire à la ligne de plus grande pente ;
- la *CONvexité Horizontale* (ou courbure en plan) COH [$1/L$], qui signale les zones de convergence ou de divergence de la topographie et est égal à la projection de la dérivée seconde de Z selon la direction de plus grande pente ;
- la *Surface Drainée* SD [L^2], qui est la surface en amont du bassin versant drainant au point considéré de la grille ;
- l'*Indice Topographique* IT [-], ou encore l'indice d'humidité, qui caractérise la distribution spatiale des zones d'humidité des sols et se calcule selon

$$IT = \ln \left[\frac{SDS}{\tan(PL)} \right] \quad [\text{VII.1}]$$

avec SDS [L] la *Surface Drainée Spécifique*, SD par unité de longueur perpendiculaire à la direction de l'écoulement (Moore *et al.*, 1991) ; et

- l'*Longueur de Pente* LP [L], qui caractérise les phénomènes d'érosion ou de dépôt et est défini par

$$LP = SDS \cdot \tan(PL). \quad [\text{VII.2}]$$

Ces attributs sont de deux sortes : (i) PL , COV et COH ont une portée locale, donnant la pente et la convexité à un point donné alors que (ii) SD , IT et LP quantifient la nature contextuelle des points et caractérisent la variabilité spatiale de processus spécifiques au fonctionnement du bassin (Moore *et al.*, 1991).

Prédire la texture à partir du MNT peut se faire de différentes façons, que cela soit par la logique du flou (utilisée par la suite), par des modèles statistiques linéaires généralisés, des classifications en arborescence ou encore par co-krigeage (McKenzie et Ryan, 1999). Beaucoup d'auteurs ont généré des

relations statistiques multi-linéaires afin de prédire la granulométrie des sols. Par exemple, Moore *et al.* (1993) ont trouvé que *PL*, *IT* et *COV* expliquent convenablement les pourcentages de sable et de limons observés pour des sols du Colorado, États Unis. Gessler *et al.* (1995) concluent que *IT* prédit bien la profondeur des différents horizons ainsi que l'épaisseur de sols du Great Dividing Range, Australie. Florinsky *et al.* (2002) expliquent l'épaisseur de sols du Manitoba, Canada, avec *PL*, *COV* et *SD*. McKenzie et Ryan (1999) génèrent quant à eux des relations statistiques multi-linéaires, après avoir classé les attributs topographiques en arborescence, c.-à.-d. en divisant les données topographiques en des sous-ensembles de plus en plus homogènes.

Par ailleurs, rappelons que (i) les processus de d'altération de la roche mère et de pédogenèse, à l'origine des sols, nécessitent la présence d'eau provenant de l'infiltration (Paragraphe II.3.2 et II.3.5), i.e., ces processus sont principalement actifs dans les zones peu pentues, et que (ii) l'hypothèse prise concernant l'érosion du profil d'altération implique un horizon d'isaltérite relativement parallèle à la topographie (Paragraphe II.3.4). Ainsi, il est pertinent d'envisager que les propriétés texturales, c.-à.-d. la granulométrie et les épaisseurs des horizons E, B et C de notre zone d'étude (comprises entre la surface du sol et le sommet du granite feuilleté) soient dépendantes de la topographie. Par conséquent, on va s'inspirer de ces études de prédiction des propriétés texturales selon la topographie. Cependant, le calcul des attributs du MNT du bassin de Maheshwaram, préalable au travail de prédiction, n'est pas immédiat puisqu'il est nécessaire, avant tout, de vérifier la qualité du MNT, de le filtrer afin d'y enlever les bruits et de choisir la résolution de travail la plus pertinente.

VII.4.2. Calcul des attributs topographiques du bassin de Maheshwaram

VII.4.2.a. Le MNT du bassin

Le MNT du bassin est disponible sous deux formes : la première, centrée sur le bassin versant (MNT local) et la seconde, d'extension plus globale (MNT global), Figure VII.6. Ces deux MNT ont été calculés par stéréoscopie à partir d'une image satellite SPOT, qui s'est accompagnée de mesures topographiques au système différentiel de positionnement global (DGPS), afin de caler les niveaux topographiques moyens des MNT sur le niveau topographique moyen du bassin et de corriger la planimétrie des MNT sur celle du bassin (l'image SPOT est déformée du fait de l'axe incliné de visée de l'image satellite). Au niveau du bassin, ces deux MNT ne sont pas identiques et malheureusement il n'existe pas de documentation expliquant l'origine de cette différence. Il serait logique d'utiliser à priori le MNT local, puisqu'il est centré sur le bassin, mais il est préférable de les comparer au niveau du bassin et, ainsi, de décider objectivement lequel des deux est le plus adapté.

Les valeurs de l'altitude des sites de calage mesurées au DGPS sont comparées à celles données par les deux MNT (Figure VII.7). Les deux MNT ne concordent pas exactement avec les altitudes DGPS, cependant le MNT local garde la même tendance d'estimation de l'altitude par excès, alors que le MNT global estime par défaut les bas topographiques et par excès les hauts topographiques. De plus, le nuage de point du MNT local est assez resserré autour de sa droite de régression linéaire en bleue alors que ceux

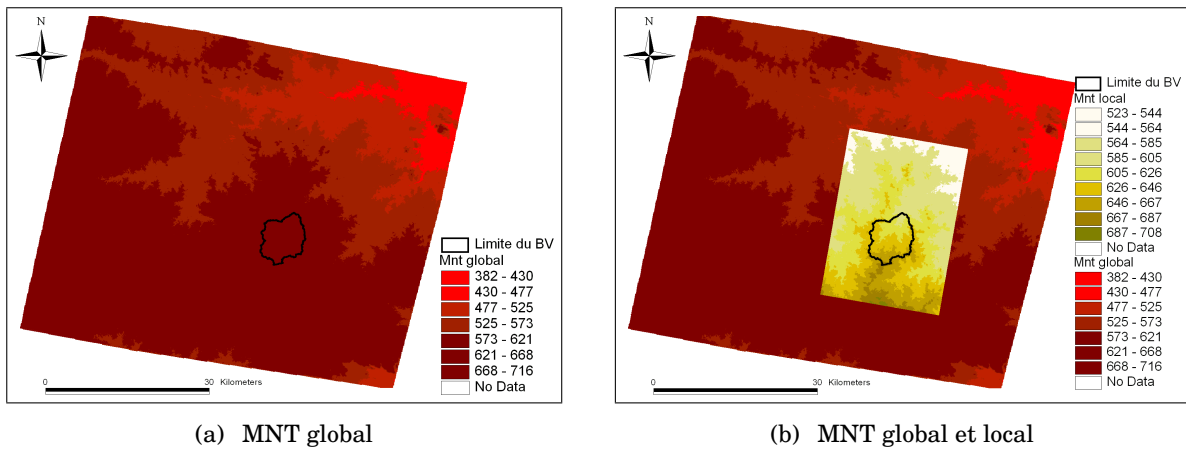


FIG. VII.6: Les deux MNT du bassin versant de Maheshwaram.

du MNT global sont plus éparpillés. Ainsi, le MNT local, même s'il n'égale pas exactement les altitudes mesurées au DGPS, traduit fidèlement la variabilité relative observée, ce qui n'est pas le cas du MNT global, que nous allons en conséquence rejeter.

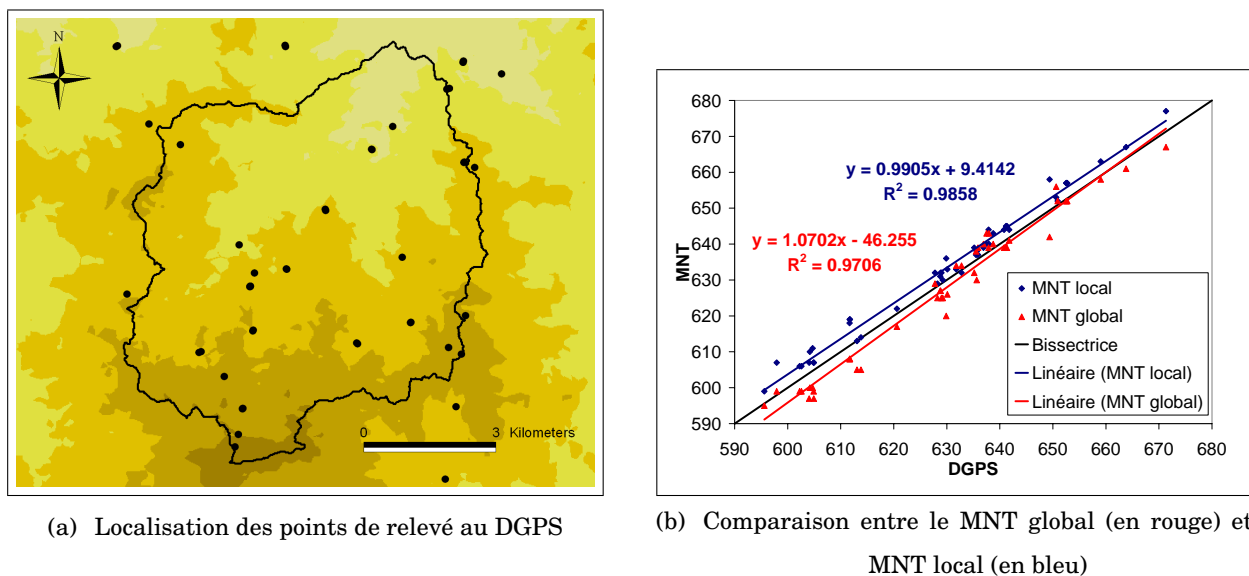


FIG. VII.7: Comparaison des altitudes des points de calage mesurées au DGPS avec celles données par les deux MNT.

VII.4.2.b. Choix de la résolution du MNT

La résolution du MNT local est de 20 m, ce qui fait au total 132 264 pixels sur la surface du bassin versant. La prédiction de la granulométrie des sols à partir du MNT, à cette résolution, calculera ainsi une valeur de granulométrie tous les 20 m, ce qui est à priori très dense et inutile. Cependant, Gessler (1996) a trouvé qu'une résolution plus fine que 40 m est nécessaire afin d'intégrer les phénomènes d'érosion, qui sont significatifs dans le bassin versant de Maheshwaram. Cet auteur, ainsi que Thompson *et al.* (2001), soulignent aussi qu'à des résolutions plus grossières, les attributs topographiques se comportent de façon plus hasardeuse et perdent leur capacité de prédiction. Les études mentionnées précédemment se sont

faites avec des résolutions de l'ordre de 20 m : 15 m pour une surface d'étude de 5 ha dans Moore *et al.* (1993), 20 m pour 100 km² dans Gessler *et al.* (1995), 25 m pour 500 km² dans McKenzie et Ryan (1999) et 15 m pour 66 ha dans Florinsky *et al.* (2002). Tous nos calculs se feront donc avec la résolution de 20 m, ce qui est faisable avec les moyens de calcul actuels.

VII.4.2.c. Filtrage du MNT

Le MNT local est analysé avec le programme "System for Automated Geo-scientific Analyses" (SAGA, <http://geosun1.uni-geog.gwdg.de/saga/html/index.php>). Le programme propose la procédure de filtrage de Lee (1980) qui élimine le bruit, tout en préservant la pente et les vallées étroites. À titre d'illustration, la Figure VII.8 compare la *SD* calculée selon que le MNT est filtré ou non, et celle qui est issue du MNT non-filtré apparaît en effet bruitée.

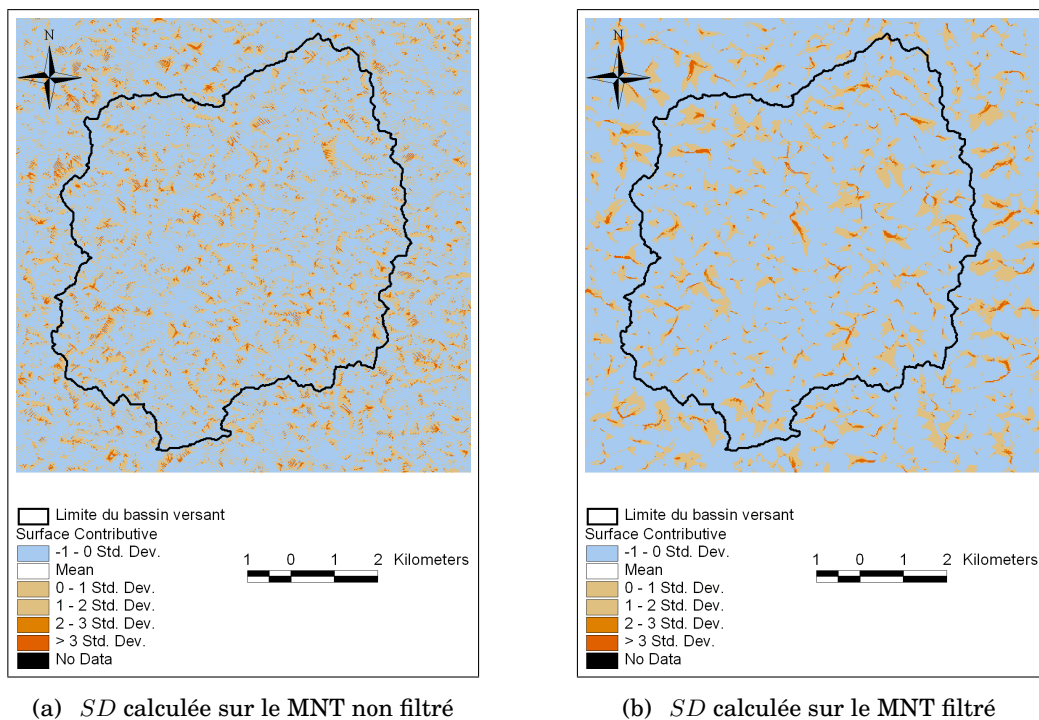


FIG. VII.8: Comparaison du calcul de la *SD* avec le MNT filtré et celui non-filtré.

Après l'avoir filtré, il faut corriger les dépressions ou les fosses du MNT. Ce sont des éléments de la grille, entourés de pixels plus élevés, qui sont interprétés comme non drainant et ainsi ne contribuent pas à l'écoulement de l'ensemble du bassin, ce qui se traduit dans la Figure VII.8.b par des *SD* non-connectées les unes aux autres. De tels éléments sont rares dans la topographie naturelle, surtout dans bassin versant de Maheshwaram, et sont généralement supposés être des artéfacts conséquents aux erreurs induites lors du calcul du MNT. Ils sont éliminés en les "noyant" (procédure appelée "flooding" ou "pit removing") ou, plus précisément, en surélevant tous les points intérieurs à la dépression à la hauteur du plus bas point du périmètre de la dépression (O'Callaghan et Mark, 1984). La Figure VII.9 montre la *SD* calculée après cette procédure de "flooding", où les surfaces contributives sont cette fois-ci connectées

les unes aux autres.

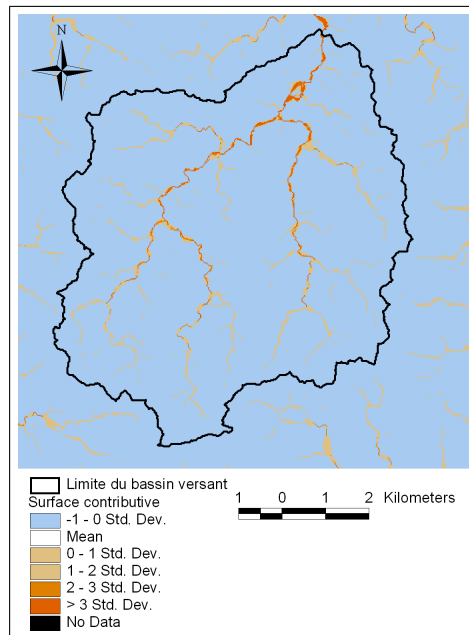


FIG. VII.9: SD calculée après la procédure “flooding”.

VII.4.2.d. Calcul des attributs topographiques

Le programme SAGA permet d'ajuster au MNT le polynôme d'ordre quatre de Zevenbergen et Thorne (1987), qui s'écrit de la forme suivante :

$$Z = \alpha_1 \cdot x^2 \cdot y^2 + \alpha_2 \cdot x^2 \cdot y + \alpha_3 \cdot x \cdot y^2 + \alpha_4 \cdot x^2 + \alpha_5 \cdot y^2 + \alpha_6 \cdot x \cdot y + \alpha_7 \cdot x + \alpha_8 \cdot y + \alpha_9 \quad [\text{VII.3}]$$

avec $\alpha_1 \dots \alpha_9$ les coefficients du polynôme. Les attributs topographiques présentés précédemment sont ensuite calculés en utilisant l'expression du MNT [VII.3].

Il existe différentes méthodes pour spécifier les directions de l'écoulement, au nombre desquelles (Tarboton, 1997) :

- la plus simple, appelée $D8$, qui consiste à vider, selon la ligne de plus grande pente, tout l'écoulement d'un pixel donné vers l'un de ses huit voisins, dans une des directions cardinales ($0, \pi/2, \pi$ et $3\pi/2$) ou diagonales ($\pi/4, 3\pi/4, 5\pi/4$ et $7\pi/4$), cf. Figure VII.10 ;
- une seconde plus complexe, appelée méthode des écoulements à directions multiples (DM), qui répartit l'écoulement dans un pixel en aval proportionnellement à la valeur de la pente dans la direction de ce pixel, ce qui diffuse l'écoulement sur plusieurs pixels (Freeman, 1991) ; et
- une troisième appelée $D\infty$, qui concentre de façon identique à $D8$ l'écoulement sur une seule direction, mais dont l'angle peut prendre des valeurs continues dans l'intervalle $[0, 2\pi]$.

Les méthodes DM et $D\infty$ sont plus aptes à décrire l'écoulement réel, du fait de leur souplesse, $D\infty$ ayant l'avantage supplémentaire de concentrer l'écoulement selon une seule direction (Tarboton, 1997).

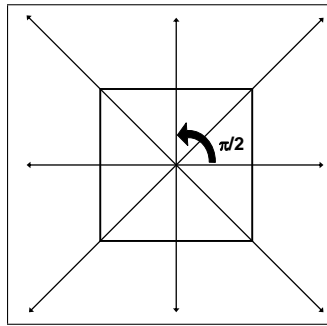


FIG. VII.10: Directions cardinales et diagonales d'un pixel.

Cependant, la topographie du bassin versant de Maheshwaram est peu accidentée, avec de faibles reliefs et de faibles pentes, et, de ce fait, la différence entre la méthode DM ou D_∞ n'est pas significative. Dans la suite, la méthode DM sera arbitrairement choisie.

Les attributs topographiques calculés par SAGA sont présentés dans la Figure VII.11.

VII.5. La classification selon la logique floue

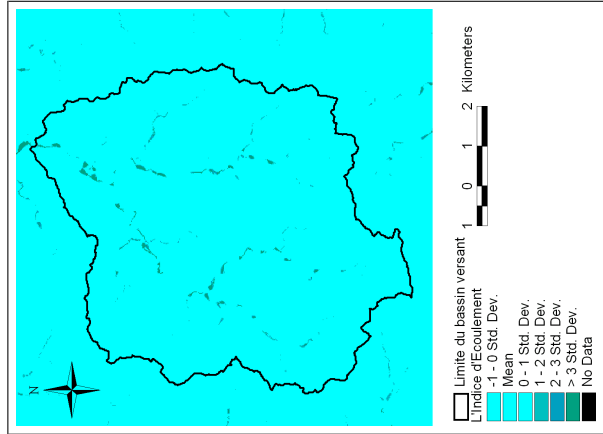
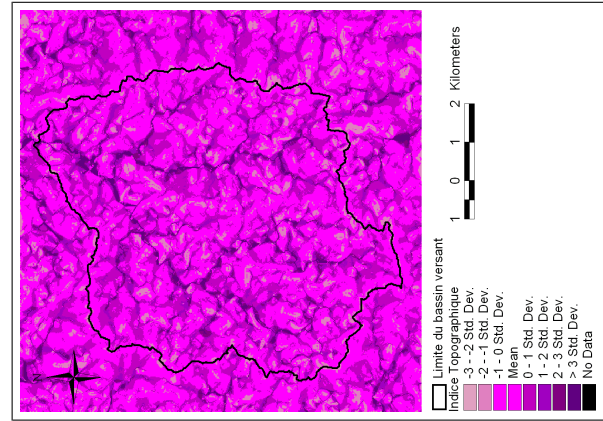
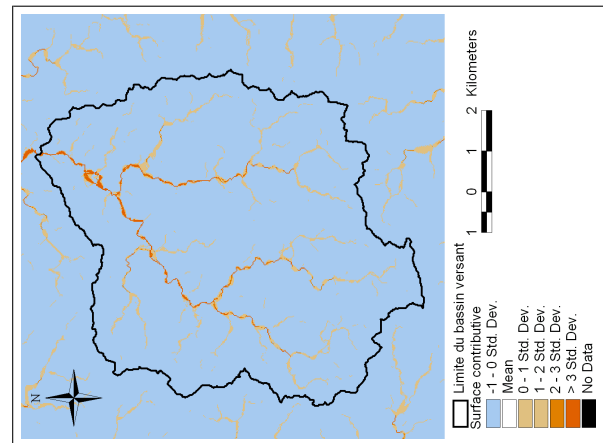
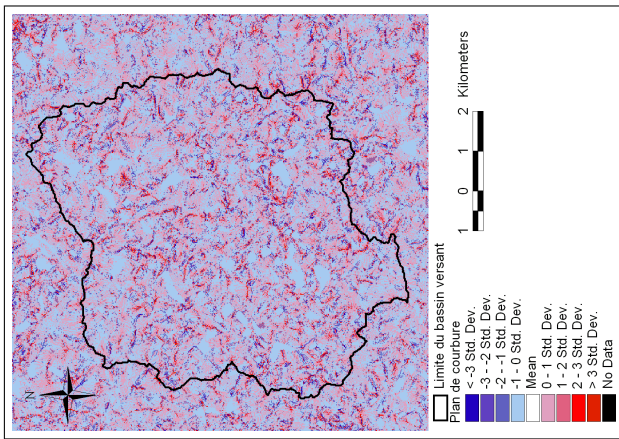
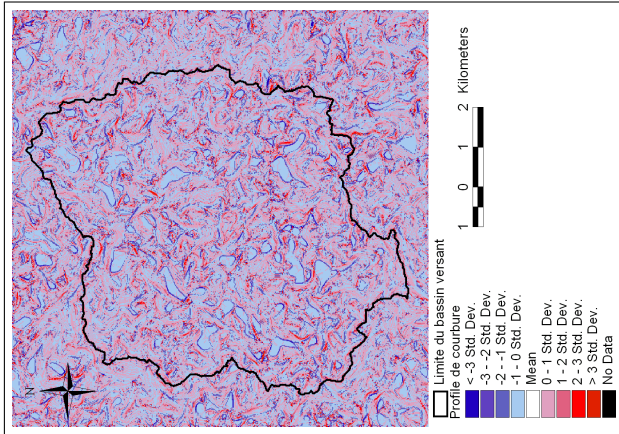
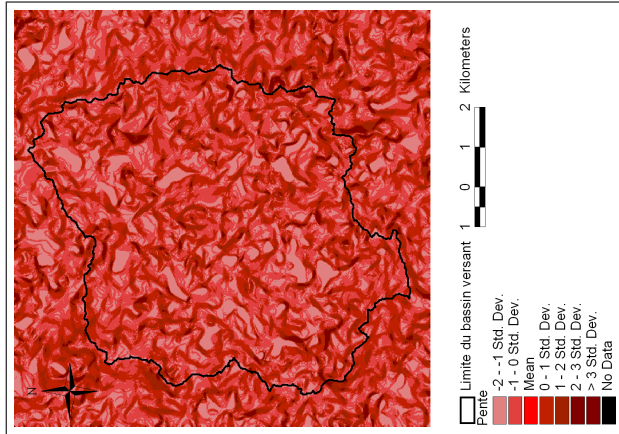
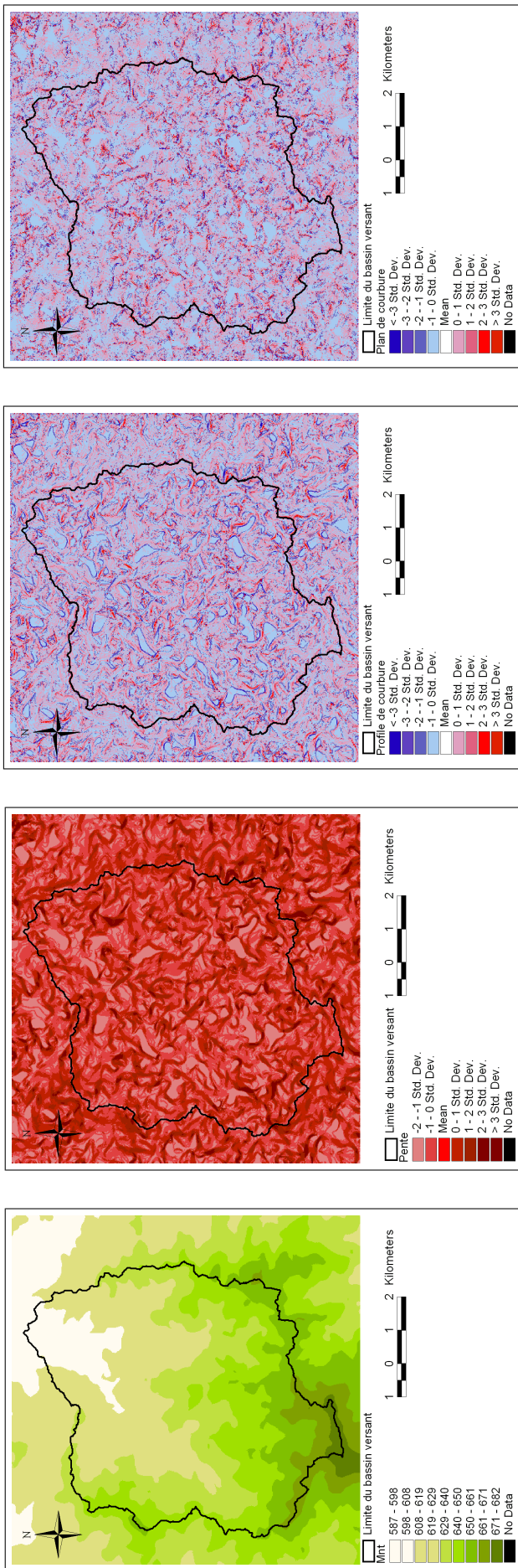
VII.5.1. Introduction à l'utilisation de la logique floue en science du sol

La classification classique des sols, avec la définition de catégories discrètes et uniformes, n'est pas adaptée au cas réel : il n'est pas correct de classer un système continu avec un assemblage de classes discrètes, comme cela a été fait jusqu'à présent avec la carte pédologique (Figure VII.5). En effet, un sol donné ne correspond pas forcément exhaustivement à une des unités définies de façon exclusive avec des frontières discrètes ("*classification dure*"). Ce constat a motivé l'utilisation de la *logique floue* en science du sol. La théorie du flou est l'expression mathématique de l'inexactitude et de l'incertitude propre à la nature. Classifier selon la logique floue rassemble des individus dans des classes qui n'ont pas de frontières franches ("*classification molle*") (Odeh *et al.*, 1992).

Une des premières applications de la théorie du flou est la définition des centroïdes, i.e., des classes typiques d'un jeu de données, par l'algorithme "*fuzzy-k-means*", introduit par Dunn (1974) et Bezdek (1981). Cet algorithme est particulièrement utile en science du sol puisque, selon la position géographique, les transitions des propriétés des sols peuvent-être à la fois continues et quasi-discrètes (Odeh *et al.*, 1992).

VII.5.2. Théorie de la classification selon la logique floue

Soit une campagne expérimentale avec N sites visités et p variables mesurées. La classification dure des $N \times p$ données en c classes conduit à une matrice $N \times c$ des coefficients d'appartenance a_{jk} [-] : a_{jk}



(a) Surface Drainée SD (b) Pente Locale PL (c) CConvexité Verticale COV (d) CConvexité Horizontale COH (e) Surface Drainée SD (f) Indice Topographique IT (g) Longueur de Pente LP

FIG. VII.11: Les sept attributs topographiques du bassin versant de Maheshwaram.

vaut 1 si l'individu j appartient à la classe k , 0 sinon. Ceci se résume par les équations suivantes :

$$\sum_{k=1}^c a_{jk} = 1 \quad \text{pour } 1 \leq j \leq N \quad \text{[VII.4]}$$

$$\sum_{j=1}^N a_{jk} > 0 \quad \text{pour } 1 \leq k \leq c \quad \text{[VII.5]}$$

$$a_{jk} \in \{0, 1\} \quad \text{pour } 1 \leq j \leq N \text{ et } 1 \leq k \leq c. \quad \text{[VII.6]}$$

La condition [VII.4] vérifie que le choix des c classes est exhaustif (l'individu j appartient toujours à une classe), la condition [VII.5] assure que le choix des c classes n'est pas redondant (il existe au moins un individu appartenant à la classe k) et enfin la condition [VII.6], la plus importante, implique l'appartenance exclusive d'un individu j à une classe k (Odeh *et al.*, 1992).

Dans la *classification selon la logique floue*, désignée par *classification floue* dans la suite, la condition [VII.6] est relaxée et généralisée de telle sorte que l'appartenance à une classe k puisse être partielle et que les coefficients a_{jk} puissent prendre des valeurs continues entre 0 et 1. La condition [VII.6] devient alors (Odeh *et al.*, 1992) :

$$a_{jk} \in [0, 1] \quad \text{pour } 1 \leq j \leq N \text{ et } 1 \leq k \leq c. \quad \text{[VII.7]}$$

Cette nouvelle conception des a_{jk} est différente d'une notion de *probabilité* d'appartenance : il s'agit d'une notion de *possibilité* d'appartenance. Une probabilité se réfère à une description discrète d'un phénomène (e.g., si un individu j a une probabilité de 20% d'être de type A et 80% de type B, il ne peut être que de type A ou B) alors que la possibilité considère une description continue de ce phénomène (si l'individu j a une possibilité de 20% d'être de type A et 80% de type B, il est plus de type B, tout en ayant certaines caractéristiques de type A). **La notion de possibilité inclut la notion de probabilité** (Burrough *et al.*, 1997). Elle est très adaptée à la description *in-situ* des sols avec son degré d'incertitude : par exemple, un sol donné est rarement un sable pur, mais plutôt un sol "assez sableux".

Dans la classification floue, en addition à la condition [VII.7], les coefficients d'appartenance a_{jk} sont toujours soumis à [VII.4] et [VII.5]. La classification selon l'algorithme "fuzzy-k-means" est définie par la fonction objectif suivante (Bezdek, 1981) :

$$J = \sum_{j=1}^N \sum_{k=1}^c a_{jk}^{\phi} \cdot d_{jk}^2 \quad \text{[VII.8]}$$

avec $\phi \in [1, \infty[$ [-] le coefficient de flou et d_{jk} la distance entre l'individu j et le centre de la classe k selon une norme des distances choisie. Le coefficient ϕ est une mesure du flou : plus il est important, plus la classification devient floue et la valeur 1 équivaut à une classification dure.

Trois choix de normes sont évoqués par Odeh *et al.* (1992) : (i) *la norme Euclidienne*, la plus simple, qui calcule des distances sans prendre en compte d'éventuelles corrélations entre les p variables mesurées, (ii) *la norme Diagonale*, qui compense des variances de variables différentes, sans pour autant considérer leurs éventuelles inter-corrélations et (iii) *la norme de Mahalanobis*, qui compense des variances différentes et prend aussi en compte leurs inter-corrélations.

VII.5.3. La procédure de la classification floue de l'algorithme "fuzzy-k-means"

L'algorithme "fuzzy-k-means" classe les données selon c classes et calcule les coefficients d'appartenance a_{jk} à ces classes. Cependant, les valeurs idéales de c et du coefficient de flou ϕ ne sont pas connues a priori, et leur estimation se fait avec l'étude de deux fonctions spécifiques : l'index de performance du flou et l'entropie de partition normalisée.

VII.5.3.a. L'index de performance du flou

Roubens (1982) définit l'index de performance du flou suivant :

$$P_f(c) = \sum_{j=1}^N \sum_{k=1}^c \frac{(a_{jk}^\phi)^2}{N}. \quad [\text{VII.9}]$$

Il caractérise le recouplement des classes : plus sa valeur est élevée, moins le recouplement est important. Ainsi, le nombre de classe c recherché est celui qui maximise P_f , où la redondance des classes est minimale. Pour ce faire, Odeh *et al.* (1992) proposent d'utiliser la fonction :

$$P'_f(c) = \frac{1 - (c \cdot P_f - 1)}{P_f - 1} \quad [\text{VII.10}]$$

dont le minimum correspond à la valeur cherchée pour c .

VII.5.3.b. L'entropie de partition normalisée

Roubens (1982) introduit par ailleurs l'entropie de partition normalisée de type Shannon (1948) :

$$E'(c) = \frac{-1}{\log_b(c)} \cdot \frac{1}{N} \cdot \sum_{j=1}^N \sum_{k=1}^c a_{jk} \cdot \log_b(a_{jk}), \quad [\text{VII.11}]$$

avec $b > 1$, qui mesure la quantité d'information sur la structure du jeu de données d'entrée qui est conservée lors de la classification floue. Par exemple, si $\forall(j, k) a_{jk} = 1/c$, ce qui peut arriver lorsque $\phi \gg 1$, le flou est total, la structure originelle d'entrée est totalement diluée et E' est maximale ; si, au contraire, la classification est dure, $\phi = 1$, alors la structure du jeu d'entrée est intacte et E' est minimale. Pour un $\phi > 1$ donné, le nombre optimal de classe c correspond au minimum de E' (Odeh *et al.*, 1992).

Au final, la valeur optimum de c est celle qui minimise à la fois P'_f et E' .

VII.6. Méthodologie

VII.6.1. Introduction

Des auteurs se sont aussi intéressés à la prédiction de la granulométrie par krigeage. Par exemple, Bourennane *et al.* (2000) prédisent l'épaisseur de l'horizon "Silty Clay Loam" d'une région du Bassin

Parisien par krigeage, avec la pente PL comme tendance externe. Cependant, le choix est de prédire la granulométrie du bassin selon une méthode qui s'intéresse plus aux processus de genèse des sols, tout en exploitant les nombreuses données disponibles dans notre cas (géologie, carte de la pédologie des sols, MNT), plutôt qu'une méthode se forçant de reproduire les tendances granulométriques observées.

Le but est de prédire la granulométrie du sol à l'échelle du bassin versant, en s'appuyant sur les valeurs ponctuelles observées expérimentalement sur les 44 sites. Rappelons que l'on a mesuré, en chaque site expérimental, les éléments suivants (Tableau III.1) :

- la granulométrie à différentes profondeurs ; et
- la profondeur hE et hB de la fin de l'horizon E et B, ainsi que celle de la fin de la zone d'étude, ZE .

Dans un premier temps, on étudiera les corrélations entre les différentes variables mesurées (pourcentages granulométriques et profondeur de fin d'horizon), ainsi que les corrélations entre les différents attributs topographiques. Ensuite, on expliquera le choix des attributs topographiques significatifs utilisés dans les modèles de prédiction de la texture du sol, ainsi que la stratégie d'utilisation de la classification floue. Enfin, ce Paragraphe se terminera sur les calculs de l'évolution de la granulométrie.

Remarque 1 Les calculs concernant la granulométrie ne feront intervenir que $\%argile$, $\%sable$ et $\%gravier$. La part $\%limon$ est le complément sur 100 % : $\%limon = 100 - \%argile - \%sable - \%gravier$.

Remarque 2 Les calculs de prédiction de granulométrie se feront jusqu'à 200 cm, profondeur maximale des observations expérimentales (exception faite des fosses profondes des sites 25 et 29). En dessous de notre zone d'étude, où le milieu ne peut plus être considéré comme poreux isotrope (cf. Figure II.12), nous supposerons que :

$$\left\{ \begin{array}{l} \%argile = \%limon = \%sable = 1\% \\ \%gravier = 97\% \end{array} \right. \quad [VII.12]$$

ce qui nous permet d'intégrer, dans les calculs de prédiction, les sites expérimentaux où la profondeur de la fin de zone d'étude est mesurée inférieure à 200 cm.

VII.6.2. Les corrélations entre les variables mesurées

VII.6.2.a. Corrélations entre les pourcentages granulométriques

On a tracé précédemment, pour chaque unité pédologique, les évolutions moyennes de la granulométrie selon la profondeur (cf. Figure III.27). Les pourcentages des différentes fractions d'argile, de sable et de gravier évoluent, de façon générale, au dépens des uns et des autres, ce qui se confirme lorsque leurs corrélations sont calculées (Figure VII.12). Les teneurs en argile et en sable sont significativement¹ anti-corrélées en surface, cette tendance s'inverse ensuite en profondeur et elles deviennent significativement corrélées à partir de 150 cm. Les teneurs en argile et en gravier deviennent significativement

¹Corrélation significative au seuil de 5% par le test de Student

anti-corrélées à partir de 20 cm. Les parts en sable et en gravier sont toujours significativement anti-corrélées, surtout en profondeur.

De 0 à 100 cm, il semblerait que les corrélations montrent les effets du lessivage des argiles des horizons superficiels du sol en faveur de ceux qui sont sous-jacents, %*argile* et %*sable* évoluant en sens inverse. Ensuite, à partir de 100 cm, les corrélations montrent probablement les effets de la pédogenèse / altération puisque %*argile* et %*sable* évoluent dans le même sens et sont très anti-corrélés à %*gravier* ou, en d'autres termes, plus le matériau est altéré, moins %*gravier* est important et plus il y a de l'argile et du sable.

VII.6.2.b. Corrélations linéaires entre les profondeurs des horizons

Les corrélations linéaires entre les profondeurs des horizons se trouvent dans le Tableau VII.3. Les profondeurs *hE* et *hB* ne sont pas corrélées, alors que *hB* et *ZE* le sont significativement.

	Coefficient de corrélation
<i>hE</i> vs. <i>hB</i>	0.156
<i>hB</i> vs. <i>ZE</i>	0.828

TAB. VII.3: Coefficients de corrélations entre les profondeurs des horizons. En gras, corrélation significative.

VII.6.2.c. Corrélation linéaires entre la granulométrie et la profondeur des horizons

La Figure VII.13 résume les corrélations linéaires les plus importantes entre la profondeur des fins des horizons et la granulométrie. La profondeur *hE* est assez corrélée avec %*argile* et %*sable* à 0 cm et 20 cm, en particulier avec l'argile à 20 cm. La profondeur *hB* est très corrélée avec %*argile* vers les 90 cm et, de façon moindre, à 150 cm, comme le suggèrent les nuages de points. Par ailleurs, *hB* est significativement corrélée à %*gravier* vers 90 et 150 cm, ainsi qu'à %*sable* vers 150 cm. La profondeur *ZE* est, quant à elle, significativement corrélée avec la teneur en sable et en gravier vers 200 cm. En résumé, **connaître la répartition spatiale des profondeurs de ces trois horizons sur le bassin versant devrait favoriser la prédiction sur le bassin des profils de granulométrie en profondeur.**

VII.6.3. Choix des attributs topographiques

Dans la Section VII.4, sept attributs topographiques ont été introduits. Maintenant il convient d'étudier en premier la pertinence de chacun des sept pour prédire les caractéristiques granulométriques des sols du bassin versant de cette étude.

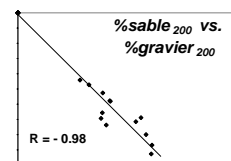
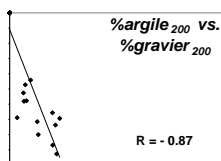
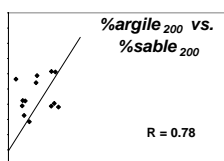
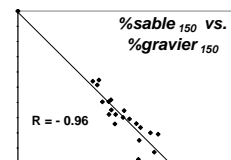
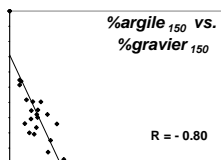
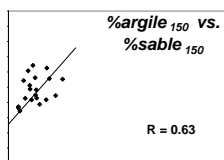
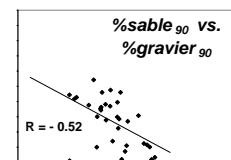
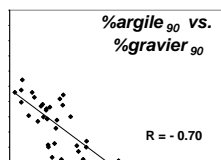
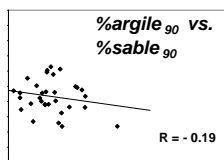
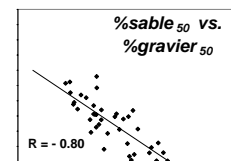
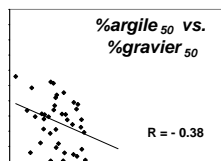
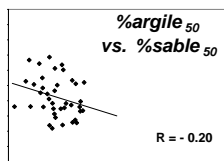
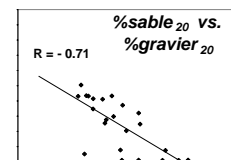
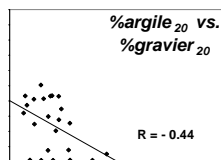
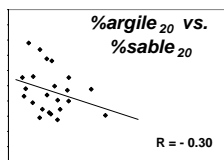
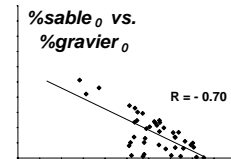
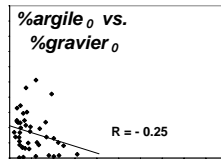
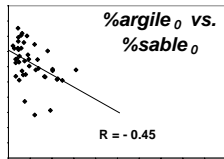
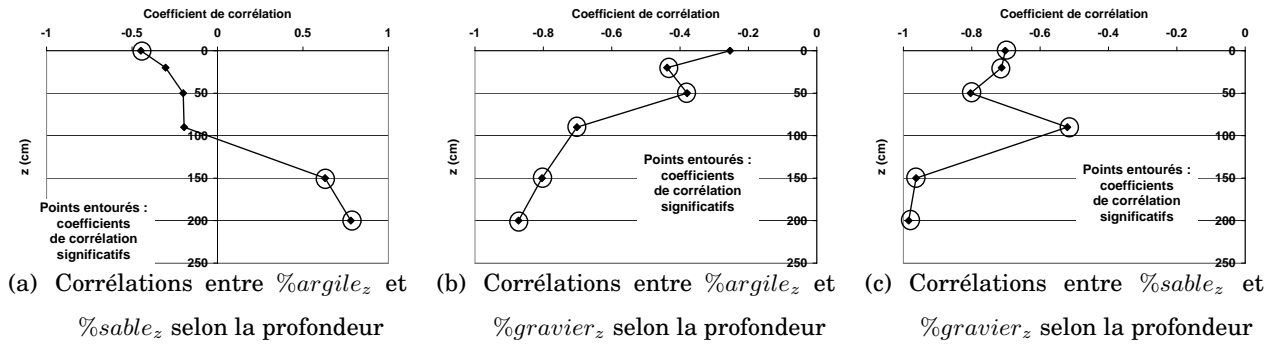


FIG. VII.12: Corrélations entre les teneurs granulométriques expérimentales à différentes profondeurs. Première colonne, $\%argile_z$ vs. $\%sable_z$, deuxième colonne, $\%argile_z$ vs. $\%gravier_z$ et troisième colonne $\%sable_z$ vs. $\%gravier_z$.

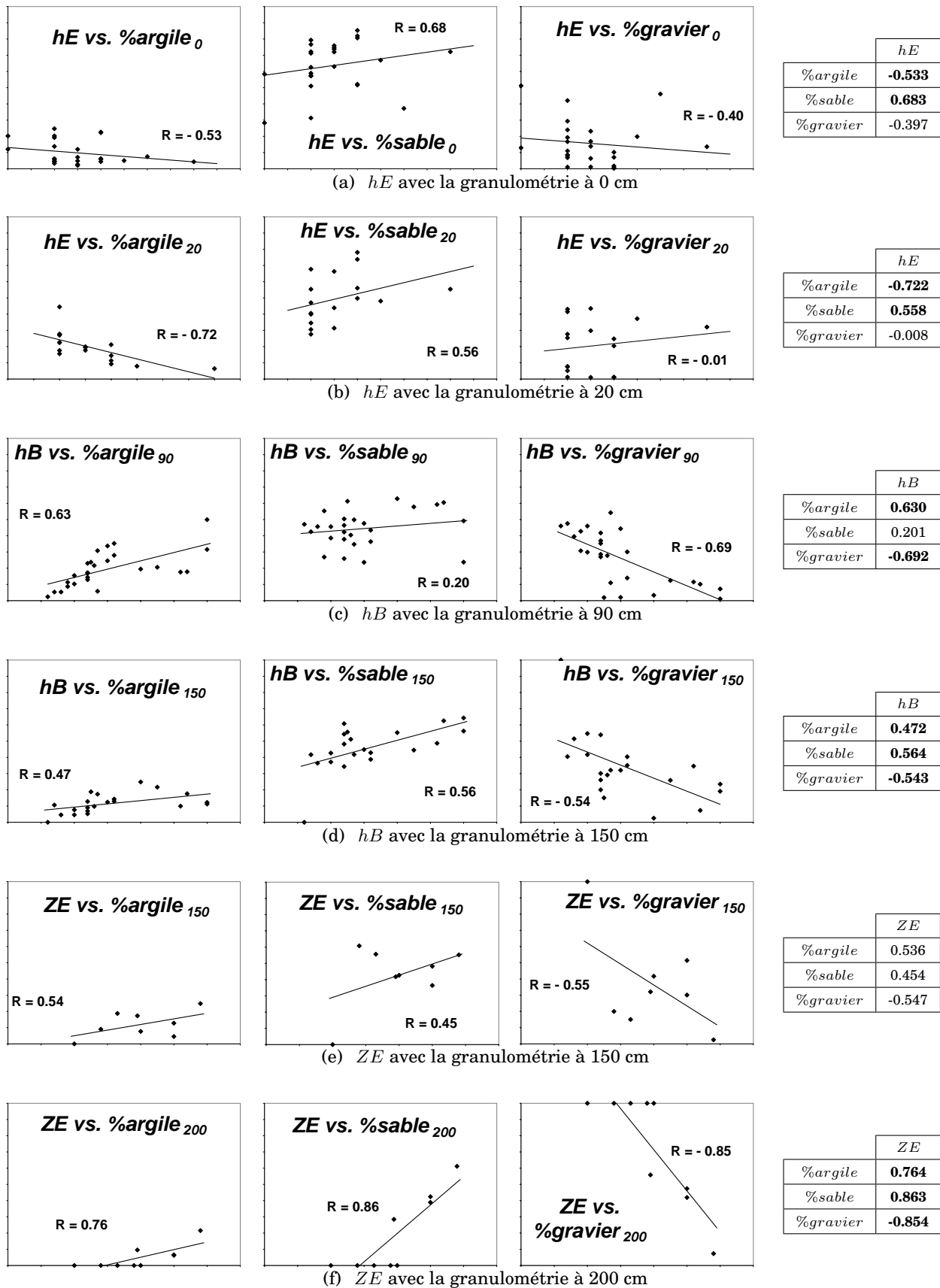


FIG. VII.13: Corrélations entre hE , hB et ZE , et les granulométries. À gauche, profondeurs des fins des horizons vs. la granulométrie ; à droite, coefficients de corrélations. Les valeurs significatives sont en gras.

VII.6.3.a. Corrélation des attributs topographiques entre eux

Les coefficients de corrélation entre ces sept attributs topographiques, ainsi que $\ln(SD)$, sont regroupés dans le Tableau VII.4. Ils ont été calculés avec une grille MNT de 40 m (33 064 pixels). Rappelons que ces sept attributs sont de deux sortes : d'un côté les attributs primaires dérivés directement du MNT (Z , PL , COV , COH et SD) et de l'autre les attributs secondaires qui sont des combinaisons des primaires (IT et LP). Le choix de garder ou non un attribut topographique va se faire selon sa nature, sachant qu'un attribut secondaire, s'il est corrélé avec un attribut primaire, ne sera pas considéré dans la suite.

Les attributs primaires COH et COV sont significativement corrélés entre eux. Cependant, leurs formulations mathématiques sont indépendantes l'une de l'autre et, de ce fait, ils seront tout de même pris en considération dans le cadre de ce travail.

L'attribut secondaire IT est significativement corrélé à PL , SD et surtout $\ln(SD)$. Il est quasiment identique à $\ln(SD)$, à partir duquel il est calculé selon la relation [VII.1], ce qui est probablement dû aux des pentes peu importantes du bassin versant. Il ne sera donc pas considéré dans la suite.

L'attribut secondaire LP est significativement corrélé à SD , donc nous ne l'utiliserons pas non plus dans la suite.

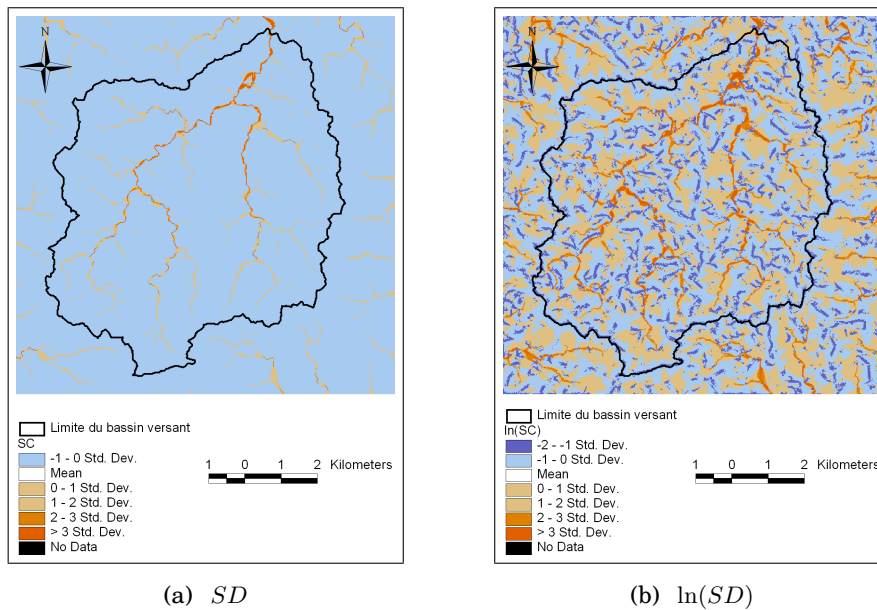
	Z	PL	COV	COH	SD	IT	IT	$\ln(SD)$
Z	1.00							
PL	0.09	1.00						
COV	0.06	0.02	1.00					
COH	0.04	0.02	0.58	1.00				
SD	-0.19	-0.16	-0.05	-0.05	1.00			
IT	-0.24	-0.57	-0.18	-0.20	0.48	1.00		
LP	-0.14	-0.03	-0.06	-0.07	0.61	0.30	1.00	
$\ln(SD)$	-0.26	-0.27	-0.23	-0.25	0.50	0.92	0.37	1.00

TAB. VII.4: Inter-corrélations des attributs topographiques.

Ainsi, six attributs sont potentiellement utilisables : Z , PL , COV , COH , SD et $\ln(SD)$. La variable $\ln(SD)$ a été introduite afin de "tempérer" les variations quasi-instantanées de SD : cette dernière augmente en effet subitement dans les zones de concentration des écoulements, alors que $\ln(SD)$ varie de façon plus progressive (Figure VII.14). Le choix entre SD et $\ln(SD)$ va se faire ci-dessous à la vue des corrélations avec les granulométries et les profondeurs des horizons.

VII.6.3.b. Corrélations des attributs topographiques avec les profondeurs des horizons et les granulométries

Les corrélations avec les profondeurs des horizons se trouvent dans le Tableau VII.5(a). Elles sont mauvaises, aucune corrélation n'étant significative, exception faite du couple ($ZE, Isalt$) où $Isalt$ désigne la profondeur de la fin des isaltérites estimée par géophysique (cf. Figure II.14.c). Notons au passage que les coefficients de corrélations de l'attribut $\ln(SD)$ sont meilleurs que ceux de SD , ce qui permet de fi-

FIG. VII.14: Comparaison de SD et $\ln(SD)$.

nalement **retenir les cinq attributs topographiques explicatifs suivants** : Z , PL , COV , COH et $\ln(SD)$. La prédiction des profondeurs des horizons par des régressions linéaires multiples avec attributs topographiques ne donne pas de bons coefficients de corrélation multiple R^2 (Tableau VII.5(b)). Les résultats sont légèrement meilleurs avec les granulométries en surface, mais tout de même non satisfaisants (Tableau VII.6). Cette étude rapide montre que les régressions linéaires multiples avec les attributs topographiques, afin de prédire les profondeurs des horizons ou les granulométries en surfaces, ne sont pas suffisantes. Ceci nous oriente vers l'utilisation de la classification floue, afin de tenter d'améliorer la prédiction de la texture au niveau du bassin versant.

VII.6.4. Comment utiliser la classification floue ?

On choisit d'utiliser la classification floue pour trois raisons : (i) la carte pédologique (Figure VII.5), qui est un des paramètres de prédiction, est discrète et il est souhaitable de la "rendre floue" afin de se rapprocher des conditions réelles, (ii) on souhaite prédire un champ de valeur continu sur le bassin versant de granulométrie des sols et (iii) comme il le sera démontré, la classification floue augmente la qualité de la prédiction.

Les coefficients d'appartenance a_{jk} seront les principaux outils de prédiction : ce sont en effet eux qui caractérisent l'individu j par rapport à toutes les classes $k \in \{0, \dots, c\}$. Ainsi, dans notre cas, si leurs valeurs sont connues en tous points de la grille de 20 m (résolution du MNT), il sera alors possible de caractériser la texture du sol en chacun de ces points. Sachant que l'algorithme "fuzzy-k-means" calcule en sortie la répartition spatiale des a_{jk} à la même résolution que les paramètres d'entrée, deux orientations sont possibles lors du choix de ces derniers, selon que l'algorithme soit utilisé sur les granulométries expérimentales ou sur la carte pédologique et les attributs topographiques.

"Fuzzy-k-means" avec les granulométries expérimentales aux différentes profondeurs mesurées sur

	<i>hE</i>	<i>hB</i>	<i>ZE</i>
<i>Z</i>	0.283	-0.138	0.123
<i>PL</i>	0.046	-0.190	0.120
<i>COV</i>	0.074	-0.059	-0.171
<i>COH</i>	-0.094	-0.070	-0.155
<i>SD</i>	0.075	0.065	0.139
$\ln(SD)$	0.120	0.155	0.114
<i>Isalt</i>	-	-	0.318

(a) Corrélations avec les profondeurs des horizons. En gras, la corrélation significative.

	<i>hE</i>	<i>hB</i>	<i>ZE</i>
Constante	-147.45	424.14	103.13
<i>Z</i>	0.25	-0.44	-
<i>PL</i>	-	-642.70	1385.21
<i>COV</i>	4.48	-	-
<i>COH</i>	-	-	-
<i>SD</i>	-	-	3.36E-4
$\ln(SD)$	1.00	-	-
<i>Isalt</i>	-	-	2.54
<i>R</i>²	0.138	0.051	0.226

(b) Prédiction des profondeurs des horizons

TAB. VII.5: À gauche, corrélations entre les attributs topographiques et les profondeurs des horizons ; à droite, prédiction par régressions linéaires multiples des profondeurs des horizons. *Isalt* désigne la profondeur de la base du granite feuilleté.

	% <i>argile</i>	% <i>sable</i>	% <i>gravier</i>
<i>Z</i>	-0.405	0.223	0.285
<i>PL</i>	0.137	-0.272	0.246
<i>COV</i>	0.098	-0.174	0.119
<i>COH</i>	-0.091	-0.039	0.107
<i>SD</i>	0.110	-0.082	-0.082
$\ln(SD)$	0.143	-0.089	-0.101

(a) Corrélations avec la granulométrie en surface. En gras, la corrélation significative.

	% <i>argile</i>	% <i>sable</i>	% <i>gravier</i>
Constante	215.56	-61.32	-141.11
<i>Z</i>	-0.33	0.22	0.24
<i>PL</i>	178.99	-340.23	153.51
<i>COV</i>	-	-	0.43
<i>COH</i>	-0.47	-	-
<i>SD</i>	-	-	-
$\ln(SD)$	-	-0.86	0.19
<i>R</i>²	0.246	0.158	0.146

(b) Prédiction de la granulométrie en surface

TAB. VII.6: À gauche, corrélations entre les attributs topographiques et la granulométrie en surface ; à droite, prédiction par régressions linéaires multiples de la granulométrie en surface.

chacun des 44 sites. L'algorithme calcule en sortie, d'un côté, c classes d'évolution typiques de la granulométrie selon la profondeur et, de l'autre, les coefficients d'appartenance a_{jk} à ces c classes pour chaque site expérimental j . Ces coefficients a_{jk} sont ensuite spatialisés sur le bassin versant, en les corrélant avec les unités pédologiques et les attributs topographiques, afin de prédire en chaque point la granulométrie. Gruijter *et al.* (1997) ont fait de la sorte en utilisant l'algorithme "fuzzy-k-means" sur des descriptions ponctuelles d'horizons pédologiques hollandais et ont ensuite spatialisé les a_{jk} par le biais d'un krigeage contraint, les a_{jk} étant contraints par les conditions d'exhaustivité [VII.4] et de non redondance [VII.5]. Carré et Girard (2002) ont eux travaillé sur les distances du sol d'un site j au centre des classes taxonomiques typiques de sols de la région de La Rochelle ; ils ont ensuite spatialisé ces distances par des régressions multi-linéaires avec entre autres les attributs topographiques.

"Fuzzy-k-means" avec les grilles de la carte pédologique et des attributs topographiques. Des classes typiques de la pédologie du sol et de la position topographique sont dérivées, ainsi que la distribution selon la grille des a_{jk} . C'est ainsi que de Bruin et Stein (1998) ont utilisé l'algorithme "fuzzy-k-means" avec les grilles des attributs Z , PL , COH , COV , IT et LP afin de prédire en surface

le pourcentage en argile de sols du sud de l'Espagne.

C'est cette dernière orientation que nous allons choisir, c'est à dire que l'algorithme "fuzzy-k-means" sera utilisé sur la carte pédologique et les grilles des attributs topographiques. En effet, (i) c'est ainsi que l'aspect naturaliste des processus semble le mieux intégré, l'algorithme générant des classes où se trouvent des valeurs typiques d'attributs topographiques avec des unités pédologiques données; (ii) ceci permet de "rendre floue" la carte discrète des unités pédologiques (Figure VII.5); et (iii) en sortie la distribution spatiale, selon une grille de résolution identique à celles d'entrées (carte pédologique et attributs topographiques), des coefficients d'appartenance a_{jk} est de suite connue. Dans la suite, par commodité, **CP désignera les six Classes Pédologiques** de la carte pédologique, i.e., les Alfisols1, les Alfisols2, les Alfisols3, les Inceptisols, les Entisols et les Tanks.

Afin d'illustrer l'effet de la logique floue, on présente dans la Figure VII.15 le résultat de la classification floue des classes pédologiques CP et l'altitude Z. Le nombre de classes choisi est de 6 et l'algorithme se fait avec les trois valeurs 1.4, 2.0 et 2.4 pour le coefficient de flou ϕ . Afin de pouvoir représenter la carte "floue", celle-ci a été rendue de nouveau discrète en définissant les coefficients d'appartenance a_{jk}^d discrets à partir de ceux de la classification floue a_{jk} : a_{jk}^d vaut 1 si l'individu j a le plus de possibilité d'être similaire à la classe k , 0 sinon, ce qui mathématiquement s'écrit comme suit (de Bruin et Stein, 1998) :

$$a_{jk}^d = \begin{cases} 1 & \text{si } a_{jk} = \max(a_{j1}, \dots, a_{jc}) \\ 0 & \text{sinon.} \end{cases} \quad [\text{VII.13}]$$

Nous introduisons de plus l'*Indice de Confusion (IC)* qui, comme son nom l'indique, mesure la confusion de l'ensemble rendu flou et se calcule de la manière suivante (Burrough *et al.*, 1997) :

$$IC_j = 1 - [\max(a_{jk})_1 - \max(a_{jk})_2] \quad [\text{VII.14}]$$

où $\max(a_{jk})_1$ et $\max(a_{jk})_2$ désignent, respectivement, le premier et le deuxième coefficient maximal d'appartenance de l'individu j . Cet index est grand lorsque $\max(a_{jk})_1$ et $\max(a_{jk})_2$ sont proches en valeurs, i.e., lorsqu'il y a confusion sur le choix de la classe la plus représentative, le jeu de données est flou (Burrough *et al.*, 1997).

Dans la Figure VII.15, on a traduit l'effet de l'IC sur le ton des couleurs : plus IC est important, plus les couleurs sont claires. Lorsque $\phi = 1.20$, les transitions entre les classes ne sont plus discrètes, mais elles sont encore assez soudaines dans l'espace, et le contraste entre les couleurs est important : la classification est presque dure. Lorsque $\phi = 2.00$, le passage d'une classe à une autre se fait de façon plus graduelle et le contraste entre les couleurs est moindre : la classification est floue ; cet effet de "dilution" est accentué lorsque $\phi = 2.40$. Au fur et à mesure que ϕ augmente, les frontières deviennent de plus en plus floues et l'on conçoit que, si le calcul se continuait avec $\phi \rightarrow +\infty$, on aurait en sortie une carte d'une seule couleur uniforme. Comme on l'a souligné précédemment, le choix de la valeur de ϕ de l'algorithme est conditionné par deux volontés contradictoires :

1. celle d'avoir un champ de valeur continu en sortie, c.-à.-d. un ϕ élevé afin de s'éloigner de la classification dure ; sur la Figure VII.15, les transitions entre les différentes classes deviennent de plus en plus graduelles, ou continues, au fur et à mesure que ϕ augmente ; et

2. celle de ne pas perdre la sous-structure propre au jeu de données en entrée ; si la carte de la Figure VII.15 était tracée pour un ϕ très grand, les couleurs seraient identiques et $\forall(j, k) \quad a_{jk} = 1/c$ et $\forall j \quad IC_j = 1$, la confusion serait totale et en sortie le champ de valeurs serait uniforme.

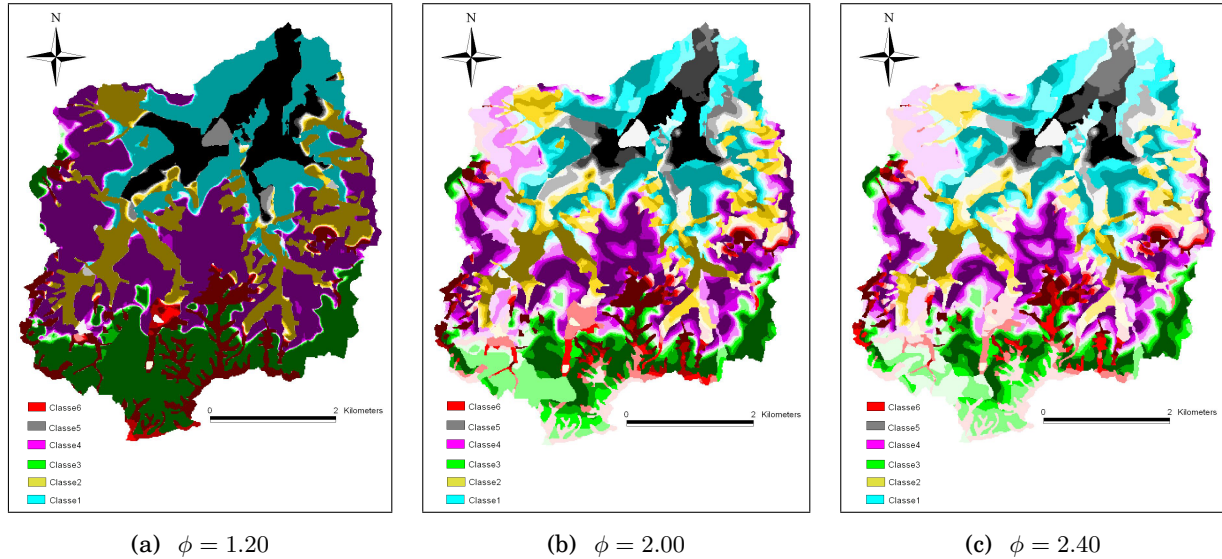


FIG. VII.15: Effet des différentes valeurs de ϕ sur la classification en 6 classes des textures des sols et de l'altitude : plus une couleur devient claire, plus la confusion est importante.

VII.6.5. Méthodologie

On a remarqué expérimentalement que l'évolution de la granulométrie du sol en la profondeur est fonction des horizons rencontrés dans le profil. Par ailleurs, on a d'avantage de sites d'observations des profondeurs de hE , hB et ZE (71 sites) que de la granulométrie (44 sites) (Section III.3), donc on va prédire en premier les profondeurs des horizons, que l'on utilisera ensuite afin de prédire l'évolution de la granulométrie selon la profondeur. La méthode employée est résumée sur la Figure VII.16 et est composée de quatre étapes. On désigne par X la caractéristique à prédire (e.g., une profondeur d'horizon ou un pourcentage granulométrique).

VII.6.5.a. Première étape

Il faut tout d'abord ordonner les classes pédologiques CP de la Figure VII.5. En effet, jusqu'à présent, les unités n'ont qu'une description qualitative (type Alfisols1, Alfisols2 etc.). Il faut ordonner numériquement les classes entre elles, selon la caractéristique X considérée.

Il est nécessaire, ensuite, transformer la carte pédologique, qui jusqu'à présent était vectorielle, en une grille à la même résolution que le MNT, c'est à dire 20 m, où est assignée à chaque classe un numéro d'ordre. Par exemple, si l'on souhaite prédire hB , on a observé expérimentalement (Tableau III.8) que, de

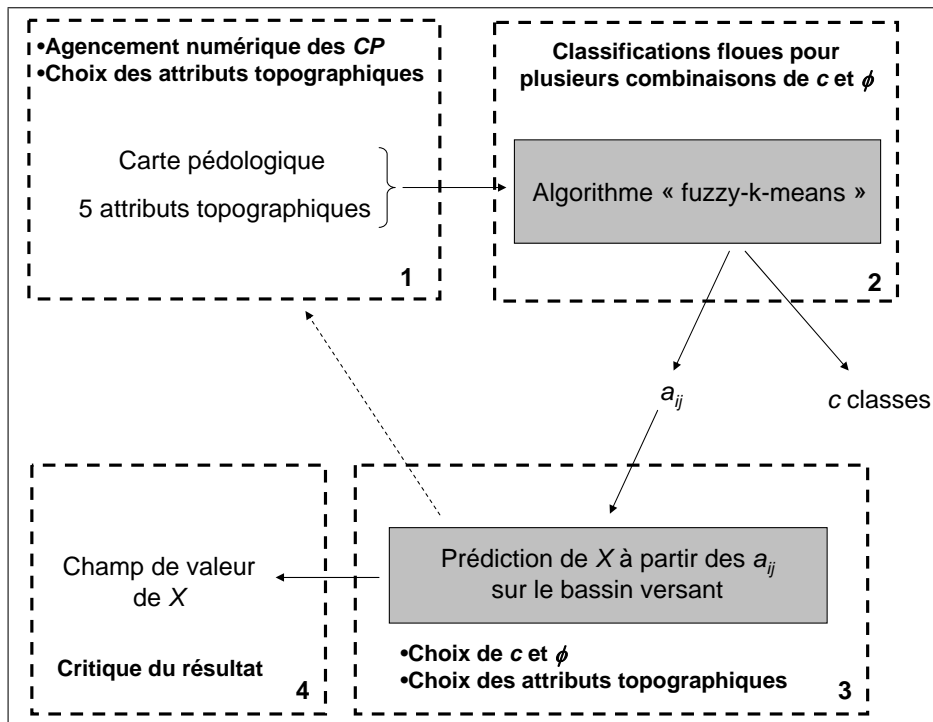


FIG. VII.16: Schéma de la méthode utilisée afin de prédire les différentes caractéristiques expérimentales. Les quatre étapes sont encadrées, avec leur difficulté propre en gras. X désigne la caractéristique à prédire, X_j la valeur mesurée de X au site expérimentale j .

façon générale, les classes pédologiques se classent de la façon suivante en terme d'horizon B le plus épais au moins épais : Tank > Entisols > ... > Alfisols3 ; lorsque l'on transforme la carte pédologique en grille, à la classe Tank est assignée la valeur 6, à la classe Entisols la valeur 5 etc. (Figure VII.17.b).

De plus, il nous reste à choisir les attributs topographiques d'entrée de l'algorithme "fuzzy-k-means". En effet, la pertinence des classes en sortie de l'algorithme à décrire X dépend des entrées choisies et prendre à chaque fois les six grilles peut être une erreur. La première solution serait de choisir les grilles qui bâtissent le meilleur modèle de régression linéaire multiple en X , c'est à dire le modèle ayant le plus grand coefficient de corrélation multiple R^2 . Cependant, on observe que cette façon de sélectionner n'est pas satisfaisante : la classification floue crée de nouvelles classes typiques qui n'étaient pas "visibles" avant et qui peuvent améliorer ou, au contraire, détériorer le modèle de régression.

De ce fait, le choix va se faire en une sorte de "régression ascendante floue" :

- tout d'abord, en entrée de l'algorithme "fuzzy-k-means", seules les CP sont considérées ;
- on construit alors le modèle de régression suite aux étapes 2 et 3 (Figure VII.16), comme on va expliquer par la suite ;
- on cherche l'attribut topographique, parmi les cinq (Z , PL , COV , COH et $\ln(SD)$), le plus corrélé avec le résidu du modèle de régression et on construit un nouveau modèle de régression suite aux étapes 2 et 3 ; et
- on cherche de nouveau, parmi les quatre attributs topographiques restants, celui le plus corrélé avec le résidu du nouveau modèle de régression, et on recommence les étapes 2 et 3 etc.

Il est fait de la sorte jusqu'à ce qu'il n'y ait plus d'attributs corrélés avec le résidu du modèle de régres-

sion. On note $Y_1, Y_2 \dots$ les variables d'entrée choisies dans cette étape, qui sont CP et une combinaison d'attributs topographiques.

VII.6.5.b. Deuxième étape

Le calcul de l'algorithme "fuzzy-k-means" sur $Y_1, Y_2 \dots$ se fait avec le programme *FuzME* développé par Minasny et McBratney (2003). Ce programme offre la possibilité d'effectuer les calculs selon un intervalle de valeurs pour c et ϕ , ce qui est très utile pour déterminer leurs valeurs optimales, et il propose aussi le choix des trois normes (Euclidienne, Diagonale ou de Mahalanobis).

Il existe des critères de sélection, propres au jeu de données d'entrée $Y_1, Y_2 \dots$ (i.e., étude de P'_f [VII.10] et de E' [VII.11]), afin de déterminer les c et ϕ idéaux qui engendrent les classes les plus représentatives : ce sont des critères, dits *internes*, où l'on cherche le couple (c, ϕ) qui décrit au mieux le jeu $Y_1, Y_2 \dots$. En opposition, de Bruin et Stein (1998) ont défini des critères de sélection, dits *externes*, où c et ϕ sont choisis après la validation des c classes créées sur des variables non utilisées en entrée de l'algorithme. En d'autres termes, dans notre cas, on cherche le couple (c, ϕ) qui définit les classes décrivant au mieux la variable X que l'on cherche à prédire. Ces critères de sélection externes sont les plus adaptés à notre objectif et seront utilisés en troisième étape.

VII.6.5.c. Troisième étape

L'algorithme calcule les c classes "floues" du jeu d'entrée $Y_1, Y_2 \dots$ et la grille des coefficients d'appartenance a_{jk} à ces c classes à la même résolution que celle de $Y_1, Y_2 \dots$, c.-à.-d. 20 m. Les auteurs de Bruin et Stein (1998) utilisent une approche de régression linéaire multiple afin d'estimer la proportion de la variation de X prise en compte par les c classes floues du jeu d'entrée $Y_1, Y_2 \dots$, et cherchent le couple (c, ϕ) qui maximise cette proportion. Plus précisément, le modèle de régression est construit afin de prédire X à partir des a_{jk} et le coefficient de corrélation multiple débiaisé du modèle :

$$R^{*2} = R^2 - \frac{c \cdot (1 - R^2)}{N - c - 1} \quad \text{[VII.15]}$$

est calculé pour chaque c et ϕ , avec N le nombre d'observation de X . Le coefficient R^{*2} prend en compte le nombre de variables explicatives sélectionnées, égal ici à c et, de ce fait, permet de comparer objectivement les choix de c et ϕ entres eux ; le plus grand R^{*2} caractérise le couple (c, ϕ) optimal et on note $\xi_{X|Y_1, Y_2 \dots}^{c, \phi}$ le résidu de la régression effectuée avec ce couple (c, ϕ) optimal.

À ce stade, les corrélations entre $\xi_{X|Y_1, Y_2 \dots}^{c, \phi}$ et les attributs topographiques restants, non sélectionnés au cours de la première étape, sont analysées et éventuellement le programme *FuzME* est relancé en intégrant en entrée un autre attribut corrélé au résidu. Lorsqu'il n'y a plus d'attributs restants corrélés à $\xi_{X|Y_1, Y_2 \dots}^{c, \phi}$, le modèle de régression est final.

VII.6.5.d. Quatrième étape

Le champ de valeurs de X est ensuite inspecté, afin de rechercher et de corriger les éventuelles aberrations de prédiction.

Cette méthode est assez lourde à mettre en oeuvre puisque les calculs du programme FuzME se font sur des grilles de 20 m de résolution, ce qui fait 132 264 points par grille pour le bassin étudié. De ce fait, le travail sera dégrossi par un calcul préliminaire avec des grilles de 40 m, 33 066 points par grille, et les variables d'entrées de FuzME, sélectionnées au final, seront utilisées ultérieurement avec la résolution de 20 m.

Les profondeurs des horizons seront prédites en premier, suivies par les granulométries en surface. Les granulométries en profondeur seront déduites différemment, sans utilisation de la logique floue : il est en effet beaucoup plus aisé de prédire la granulométrie en profondeur connaissant celle qui est sus-jacente, ainsi que les profondeurs hB et ZE . **Dans la suite, les variables *prédites* seront surmontées d'un tilde**, e.g., \widetilde{ZE} et $\widetilde{\%argile_0}$ désignent les valeurs *prédites* sous forme de grille, alors que ZE et $\%argile_0$ sont les valeurs ponctuelles *observées expérimentalement*.

VII.6.6. Prédiction des profondeurs des horizons

VII.6.6.a. Horizon E

La procédure commence avec la grille de 40 m, en ordonnant les CP selon la Figure VII.17.a. La classe Tank est ordonnée en dernier puisque dans les zones d'accumulation d'eau, les fines sédimentent au niveau du sol et il n'y a donc pas d'horizon E.

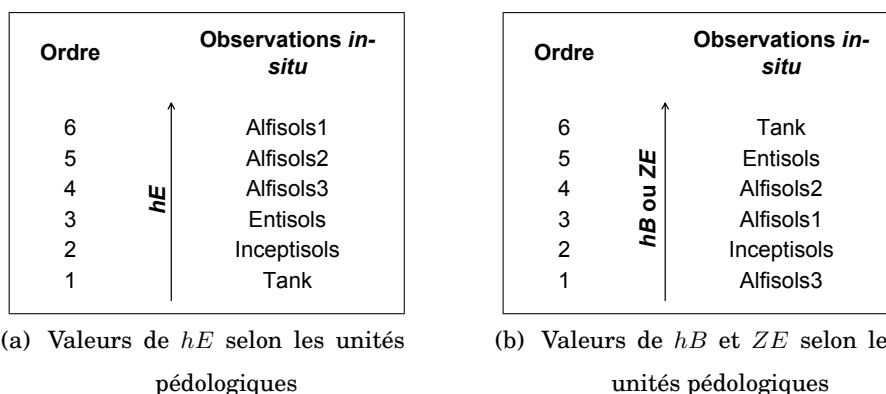


FIG. VII.17: Agencements des CP de la Figure VII.5 selon les observations expérimentales hE , hB et ZE (Tableau III.8).

L'algorithme commence avec, en grille d'entrée, ces classes pédologiques et en paramètres $c \in \{4, 5, 6\}$ et $\phi \in [1.4, 2.2]$, l'incrément de ce dernier étant 0.2. La norme Euclidienne est choisie puisque les données

d'entrée sont de même nature et ne sont pas corrélées entre elles.

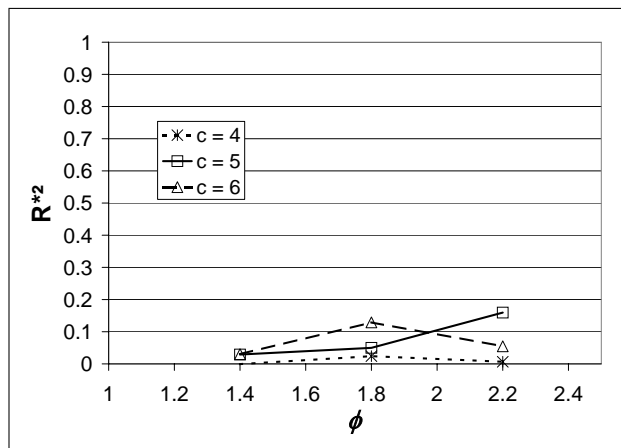
Pour chaque (c, ϕ) , on bâti un modèle de régression linéaire multiple afin de prédire hE à partir des coefficients a_{jk} , ce qui conduit au graphe de gauche de la Figure VII.18.a, où sont comparés les R^{*2} . Le modèle du couple $c = 5$ et $\phi = 2.2$ est choisi, puisque, pour ce couple, R^{*2} est le plus grand, et les corrélations de son résidu $\xi_{hE|CP}^{5,2,2}$ avec les cinq attributs topographiques sont évaluées dans le tableau à droite de la figure. L'attribut le plus corrélé est l'altitude, ainsi l'algorithme est relancé avec, en entrée, les classes pédologiques et l'altitude. On sélectionne la norme Diagonale puisque les données d'entrée ne sont pas de même ordre de grandeur et ne sont pas corrélées entre elles.

Les nouveaux coefficients de corrélation multiple sont placés à gauche de la Figure VII.18.b et il est choisit $c = 6$ et $\phi = 1.8$. L'attribut restant le plus corrélé à $\xi_{hE|CP,Z}^{6,1,8}$ est $\ln(SD)$ (tableau de droite), il est de ce fait incorporé à une nouvelle classification floue, ce qui conduit à la Figure VII.18.c et au choix $c = 4$ et $\phi = 2.2$. Il n'y a pas, désormais, d'attributs restants qui soient corrélés de façon appréciable à $\xi_{hE|CP,Z,\ln(SD)}^{4,2,2}$, le modèle est donc final. Remarquons que R^{*2} n'a pas augmenté entre les Figures VII.18.b et VII.18.c.

S'inspirant de ces résultats, l'algorithme est cette fois-ci utilisé avec les grilles de 20 m des CP , de Z et de $\ln(SD)$, avec un incrément de ϕ plus fin de 0.1. Le modèle final de régression se fait avec $c = 4$ et $\phi = 2.2$, et $R^{*2} = 0.43$ (Tableau VII.7(a)). Le coefficient de corrélation multiple débiaisé R^{*2} n'est pas très bon, ce qui est probablement dû à la grande variance dans les mesures expérimentales : l'erreur de mesure de la profondeur de cet horizon E très fin est grande et il est immédiatement perturbé par les activités humaines. Par ailleurs, la visualisation de la grille prédite montre qu'elle n'est pas satisfaisante au niveau des Inceptisols, les valeurs pouvant y atteindre 100 cm : le nombre d'observations expérimentales est trop faible (26 observations) pour bâtir un modèle de régression satisfaisant. Au final, on rejette \widetilde{hE} , ce qui sera sans conséquence pour la suite puisque cet horizon superficiel, peu épais, influe peu sur le profil granulométrique.

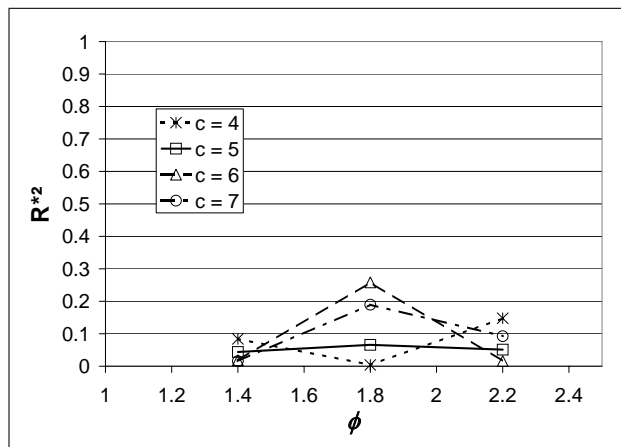
VII.6.6.b. Horizon B

Les procédures sont les mêmes que celles de l'horizon E et sont résumées dans le Tableau VII.7(b). L'agencement des CP se fait selon la Figure VII.17.b. On illustre un nouvelle fois les étapes de calcul sur la grille de 40 m dans la Figure VII.19, ce qui conduit à un modèle de régression flou avec en attributs topographiques d'entrée Z et PL , et $R^{*2} = 0.52$. Le même modèle est bâti pour la grille de 20 m, avec $R^{*2} = 0.58$, ce qui est bien meilleur que le $R^2 = 0.051$ du modèle de régression bâti directement avec les attributs topographiques sans classification floue (Tableau VII.5(b)). Cette prédiction sera améliorée dans la suite en inspectant de près chaque site expérimental de mesure.



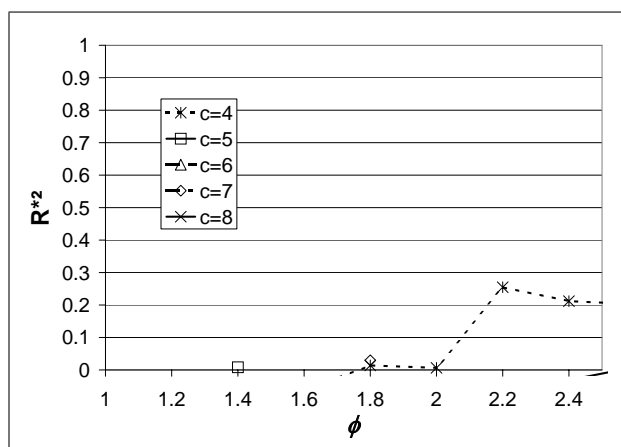
(a) Cas avec la classification floue de la grille des CP

	$\xi_{hE CP}^{5,2.2}$
Z	0.186
PL	-0.022
COV	-0.103
COH	-0.122
$\ln(SD)$	0.118



(b) Cas avec la classification floue de la grille des CP et de Z .

	$\xi_{hE CP,Z}^{6,1.8}$
PL	-0.124
COV	-0.069
COH	-0.056
$\ln(SD)$	0.227



(c) Cas avec la classification floue de la grille des CP , de Z et de $\ln(SD)$.

	$\xi_{hE CP,Z,\ln(SD)}^{4,2.2}$
PL	-0.008
COV	-0.074
COH	0.087

FIG. VII.18: À gauche, coefficients de corrélation multiples débiaisés R^{*2} des modèles de prédiction linéaires multiples de hE à partir des coefficients d'appartenance a_{jk} pour différentes combinaisons de c et ϕ ; à droite, coefficients de corrélations des résidus avec les variables d'entrée restantes.

40 m						
Cycle	Grilles d'entrée	c	ϕ	R^{*2}	Qualité	Nouvelle variable
2	CP et Z	6	1.8	0.25	A	$\ln(SD)$
3	CP, Z et $\ln(SD)$	4	2.2	0.26	A	-

(a) \widetilde{hE}

20 m						
Cycle	Grilles d'entrée	c	ϕ	R^{*2}	Qualité	Nouvelle variable
1	CP, Z et $\ln(SD)$	4	2.2	0.43	A	-

40 m						
Cycle	Grilles d'entrée	c	ϕ	R^{*2}	Qualité	Nouvelle variable
2	CP et PL	5	2.0	0.47	A	Z
3	CP, PL et Z	5	1.6	0.52	A	COH
4	CP, PL, Z et COH	6	1.7	0.51	D	-

(b) \widetilde{hB}

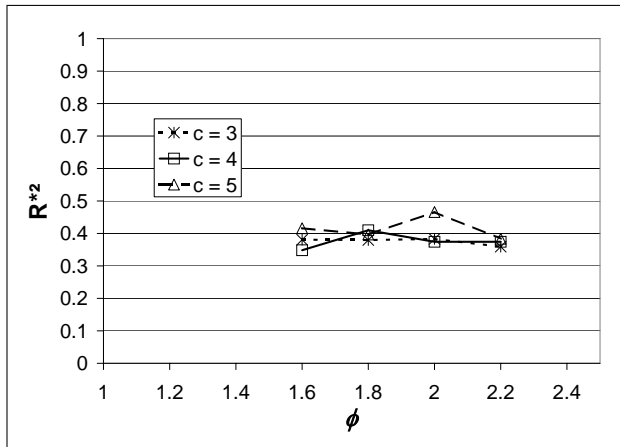
20 m						
Cycle	Grilles d'entrée	c	ϕ	R^{*2}	Qualité	Nouvelle variable
1	CP, PL et Z	4	1.7	0.58	A	-

40 m						
Cycle	Grilles d'entrée	c	ϕ	R^{*2}	Qualité	Nouvelle variable
2	$Isalt$ et \widetilde{hB}	4	1.8	0.21	A	PL
3	$Isalt, \widetilde{hB}$ et PL	6	2.2	0.27	A	COH
4	$Isalt, \widetilde{hB}, PL$ et COH	4	1.8	0.28	A	$\ln(SD)$
5	$Isalt, \widetilde{hB}, PL, COH$ et $\ln(SD)$	7	1.8	0.25	D	-

(c) \widetilde{ZE}

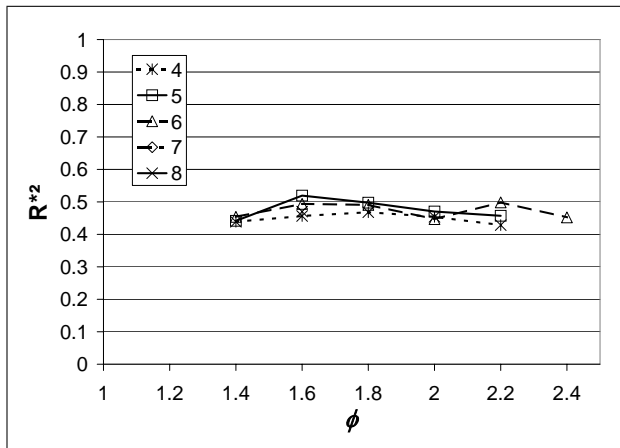
20 m						
Cycle	Grilles d'entrée	c	ϕ	R^{*2}	Qualité	Nouvelle variable
1	$Isalt, \widetilde{hB}, PL$ et COH	6	1.7	0.32	A	-

TAB. VII.7: Cycles de calcul des profondeurs \widetilde{hE} , \widetilde{hB} et \widetilde{ZE} . À gauche, régressions avec les grilles de 40 m ; à droite, régressions avec les grilles de 20 m. Dans la colonne *Grilles d'entrée*, $Isalt$ désigne la profondeur de la base des Isaltérites (base du granite feuilleté) ; dans la colonne *Qualité*, A signifie amélioration (le modèle est amélioré lorsque l'on rajoute une variable en entrée) et D indique une détérioration ; la colonne *Nouvelle variable* indique le choix du nouvel attribut topographique à considérer en entrée du prochain cycle.



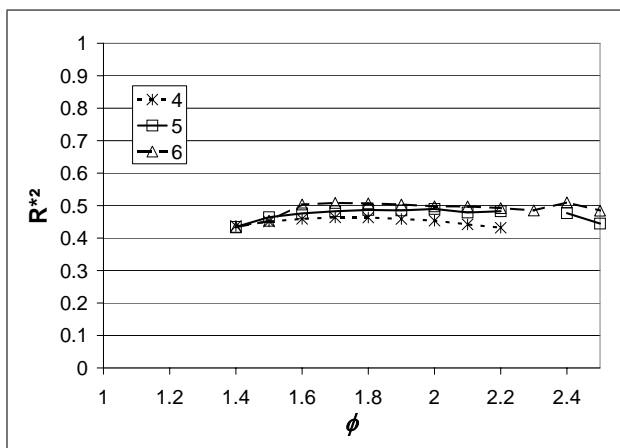
(a) Cas avec la classification floue de la grille des *CP* et de *PL*

	$\xi_{hB CP,PL}^{5,2.0}$
<i>Z</i>	0.113
<i>COV</i>	-0.041
<i>COH</i>	-0.076
$\ln(SD)$	0.033



(b) Cas avec la classification floue de la grille des *CP*, de *PL* et de *Z*.

	$\xi_{hB CP,PL,Z}^{5,1.6}$
<i>COV</i>	0.073
<i>COH</i>	-0.200
$\ln(SD)$	-0.076



(c) Cas avec la classification floue de la grille des *CP*, de *PL*, de *Z* et de *PLC*.

	$\xi_{hB CP,PL,Z,PLC}^{6,1.7}$
<i>COV</i>	-0.062
<i>COH</i>	-0.018

FIG. VII.19: À gauche, coefficients de corrélation multiples débiaisés R^{*2} des modèles de prédiction linéaires multiples de hB à partir des coefficients d'appartenance a_{jk} pour différentes combinaisons de c et ϕ ; à droite, coefficients de corrélations des résidus avec les variables d'entrée restantes.

VII.6.6.c. Profondeur de la Zone d'Étude

L'agencement des CP est identique à celui pour hB (Figure VII.17.b) et les cycles sont résumés dans le Tableau VII.7(c). Dans ce cas, la grille de profondeur de la base des Isaltérites (i.e., base du granite feuilleté, Paragraphe II.3.4 et Figure II.14.c) est utilisée en premier à la place de la grille des CP , puisqu'elle est significativement corrélée avec ZE (Tableau VII.5(a)). La grille \widetilde{hB} , calculée précédemment, est aussi utilisée en tant que variable explicative, ZE et hB étant significativement corrélés (Tableau VII.3). Avec la résolution de 40 m, le modèle de régression flou est construit avec $Isalt$, \widetilde{hB} , PL et COH , et conduit à $R^{*2} = 0.28$. Ce même modèle sur 20 m mène à $R^{*2} = 0.32$, ce qui n'est pas bon. L'erreur sur les mesures expérimentales de ZE est grande puisque (i) ZE a rarement été observée dans les fosses creusées et (ii) son observation s'est principalement faite dans les dugwells où l'incertitude sur la mesure est importante. Cependant, on va conserver cette prédiction puisque la grille \widetilde{ZE} est nécessaire à la phase de modélisation de la troisième partie de ce travail.

Remarque 1 À chaque cycle de calcul, le choix du couple (c, ϕ) maximisant R^{*2} peut ne pas être unique. Dans ce cas, l'étude de P'_f , définie en [VII.10], et de E' , introduite par [VII.11], détermine sans équivoque (c, ϕ) .

Remarque 2 Lors d'un cycle n° j , il est possible que la prédiction soit plus mauvaise que celle du cycle $j - 1$, la qualité du modèle est alors détériorée (cf. Tableau VII.7). Deux options sont alors possibles : s'il existe un autre attribut corrélé au résidu du cycle $j - 1$, on l'intègre aux variables d'entrée d'un autre cycle $j + 1$, sinon on considère le modèle du cycle $j - 1$ comme final.

Remarque 3 La qualité des prédictions est meilleure en résolution de 20 m qu'en résolution de 40 m, ce qui confirme les résultats de Gessler (1996) et de Thompson *et al.* (2001) : à des résolutions plus grossières, les attributs topographiques se comportent de façon plus hasardeuse et perdent leur capacité de prédiction. Le choix de prédire la texture du sol avec des grilles de résolution la plus fine possible, dans notre cas cela correspond à une résolution de 20 m, se justifie ici. Par ailleurs, la qualité est aussi meilleure lorsque la classification floue est utilisée (Tableau VII.7) par comparaison avec les cas où elle ne l'est pas (Tableau VII.5(b)).

VII.6.7. Prédiction de la texture de surface

La procédure de prédiction est la même que celle suivie pour les profondeurs. Les agencements numériques des CP , qui s'inspirent des profils granulométriques moyens observés (Figure III.27), sont résumées dans la Figure VII.20.

40 m						
Cycle	Grilles d'entrée	c	ϕ	R^{*2}	Statut	Nouvelle variable
2	CP et COH	3	2.2	0.48	A	Z
3	CP, COH et Z	4	2.2	0.40	D	COV
4	CP, COH et COV	8	1.6	0.52	A	ln(SD)
5	CP, COH, COV et ln(SD)	4	1.8	0.40	D	-

(a) $\widetilde{\%argile_0}$

40 m						
Cycle	Grilles d'entrée	c	ϕ	R^{*2}	Statut	Nouvelle variable
2	CP et PL	3	1.6	0.18	A	COH
3	CP, PL et COH	4	2.2	0.33	A	ln(SD)
4	CP, PL, COH et ln(SD)	5	1.8	0.19	D	COV
5	CP, PL, COH et COV	6	2.0	0.22	D	-

(b) $\widetilde{\%sable_0}$

40 m						
Cycle	Grilles d'entrée	c	ϕ	R^{*2}	Statut	Nouvelle variable
2	CP et PL	4	1.8	0.41	A	ln(SD)
3	CP, PL et ln(SD)	5	1.9	0.48	A	-

(c) $\widetilde{\%gravier_0}$

20 m						
Cycle	Grilles d'entrée	c	ϕ	R^{*2}	Statut	Nouvelle variable
1	CP, COH et COV	6	1.5	0.54	A	-

20 m						
Cycle	Grilles d'entrée	c	ϕ	R^{*2}	Statut	Nouvelle variable
1	CP, PL et COH	6	1.9	0.23	A	-

20 m						
Cycle	Grilles d'entrée	c	ϕ	R^{*2}	Statut	Nouvelle variable
1	CP, PL et ln(SD)	5	2.0	0.51	A	-

TAB. VII.8. Résumé des cycles de calcul de $\widetilde{\%argile_0}$, $\widetilde{\%sable_0}$ et $\widetilde{\%gravier_0}$. À gauche, régressions avec les grilles de 40 m ; à droite, régressions avec les grilles de 20 m. Dans la colonne *Qualité*, A signifie amélioration (le modèle est amélioré lorsque l'on rajoute une variable en entrée) et D indique à contrario une détérioration ; la colonne *Nouvelle variable* indique le choix du nouvel attribut à considérer en entrée du prochain cycle.

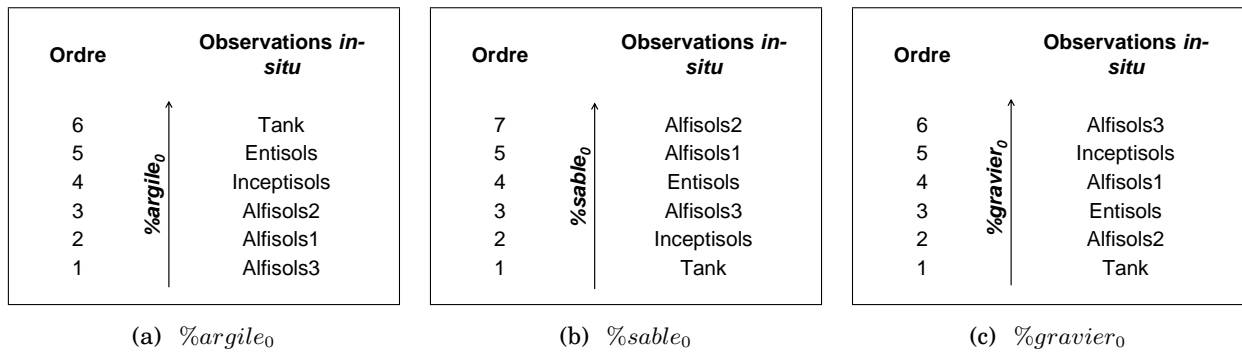


FIG. VII.20: Agencements des CP de la Figure VII.5 selon les observations expérimentales $\%argile_0$, $\%sable_0$ et $\%gravier_0$ (Figure III.27).

VII.6.7.a. Argile

Les calculs sont résumés au sein du Tableau VII.8(a). Les modèles finaux sur les grilles de 40 m et 20 m font intervenir les attributs COV et COH , qui sont significativement corrélés entre eux (Tableau VII.4) et, de ce fait, la norme de Mahalanobis est sélectionnée dans le programme FuzME. La prédiction de $\%argile_0$ se fait avec $R^{*2} = 0.54$.

VII.6.7.b. Gravier

Les calculs sont résumés au sein du Tableau VII.8(c). La prédiction de $\%gravier_0$ se fait avec $R^{*2} = 0.51$.

VII.6.7.c. Sable

Les calculs sont résumés au sein du Tableau VII.8(b). La prédiction de $\%sable_0$ se fait avec $R^{*2} = 0.23$, ce qui n'est pas satisfaisant. Finalement, le sable sera ultérieurement prédit par un modèle de régression simple, sans utilisation de la classification floue, avec $\widetilde{\%argile_0}$ et $\widetilde{\%gravier_0}$, après que les estimations de ces dernières soient critiquées et améliorées.

Remarque De nouveau, la qualité des prédictions est meilleure, lorsque l'on choisit la résolution de 20 m au lieu de 40 m, et lorsque la classification floue est utilisée (comparaison du Tableau VII.8 avec le Tableau VII.6(b)).

VII.6.8. Amélioration des prédictions des profondeurs d'horizon et des textures en surface

Nous venons juste de calculer \widetilde{hB} , \widetilde{ZE} , $\widetilde{\%argile_0}$ et $\widetilde{\%gravier_0}$. Il nous reste à examiner si ces prédictions doivent être améliorées et les champs de valeurs corrigés en certains points. La tentative d'amélioration

se fait en comparant, pour chaque site expérimental, les valeurs mesurées à celles qui ont été prédites. Les erreurs peuvent avoir deux origines :

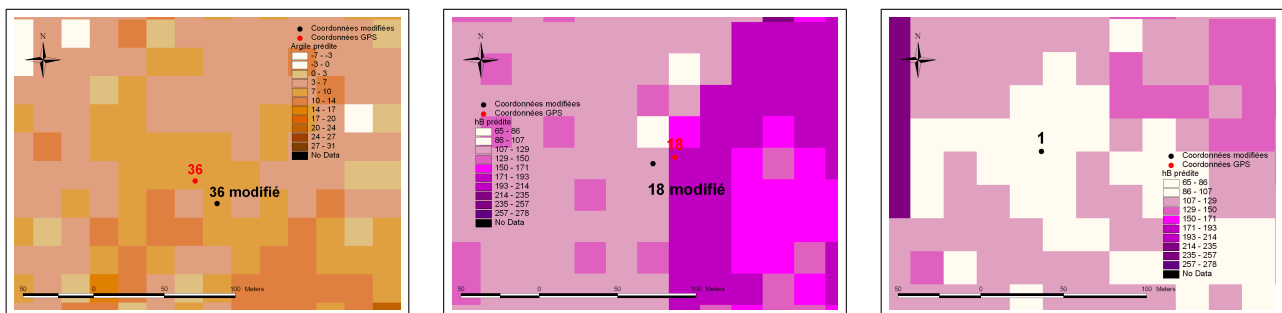
1. les éventuels décalages entre la localisation des sites expérimentaux mesurés au GPS et celles du correspondante du MNT ; et
2. une mauvaise classification pédologique d'un site frontalier entre deux *CP*, puisque les délimitations des unités pédologiques de la carte des sols (Figure VII.5) sont assez arbitraires et la classification floue ne "dissout" qu'en partie ces frontières si le coefficient de flou ϕ n'est pas trop grand (e.g., $\phi < 2.4$).

Les cas où les écarts entre les valeurs prédites et expérimentales sont les plus importants sont inspectés au moyen du SIG du bassin, ce qui permet de visualiser l'ensemble des valeurs au niveau du bassin et de relever des éventuelles aberrations de prédictions.

VII.6.8.a. Corrections des coordonnées des sites expérimentaux

La procédure est illustrée dans la Figure VII.21. Sur chaque site où l'erreur de prédiction est importante, on vérifie si le pixel où se trouve le site expérimental ne prend pas une valeur particulière comparé aux pixels environnants et ce qui a été observé si le terrain, ou encore si le positionnement du site n'est pas erroné comparé au MNT. Lorsque c'est possible, i.e., lorsqu'il existe un pixel mitoyen où la prédiction concorde mieux et qui convient à l'expérience du terrain (position selon la topographie, selon la texture du sol en présence, selon l'occupation des sols), la coordonnée du site est corrigée.

À la suite de la correction de ces coordonnées, les coefficients de corrélation multiple sont sensiblement améliorés, comme le résume le Tableau VII.9. Cependant, même si la valeur de R^2 de la prédiction de *ZE* a augmenté, elle reste toujours faible.



(a) Cas du site 36 : décalage entre les mesures GPS et le MNT (b) Cas du site 18 : positionnement frontalier entre deux *CP* (c) Cas du site 1 : aucune correction possible

FIG. VII.21: Exemples de correction des coordonnées des sites expérimentaux. Chaque pixel a une dimension de 20 m.

	\widetilde{hB}	\widetilde{ZE}	$\widetilde{\%argile_0}$	$\widetilde{\%gravier_0}$
R^{*2}	0.68	0.44	0.70	0.64

TAB. VII.9: Valeurs des coefficients de corrélation multiple après corrections des coordonnées des sites expérimentaux.

VII.6.8.b. Inspection des grilles

Les valeurs prédites sur tous les pixels du bassin sont inspectées et dans certains cas des corrections sont faites.

Cas de \widetilde{hB} et \widetilde{ZE} On vérifie, et éventuellement on impose, qu'en tout pixel

$$\widetilde{ZE} - \widetilde{hB} \geq 40 \text{ cm} \quad [\text{VII.16}]$$

c.-à.-d que la profondeur de la fin de la zone d'étude soit toujours au-dessous de la fin de l'horizon B et au minimum à 40 cm sous ce dernier. Ces 40 cm correspondent au minimum de $ZE - hB$ observé expérimentalement.

Cas de l'argile Le minimum observé expérimentalement sur tous les échantillons de surface pour $\%argile$ est 2 %, en conséquence on impose qu'en tout pixel du bassin la condition

$$\widetilde{\%argile_0} \geq 2\% \quad [\text{VII.17}]$$

est vérifiée, ce qui élimine les valeurs prédites négatives. Par ailleurs, les valeurs prédites au niveau des tanks, ces derniers étant des zones où l'accumulation des fines est particulièrement favorisée, sont bien plus faibles que les 65 % observés sur le site expérimental A (localisé dans une zone asséchée d'un tank, cf. Figure III.2). De ce fait, dans les zones des tanks apparaissant sèches en saison pré-mousson sur l'image satellite, l'égalité

$$\widetilde{\%argile_0} = 65\% \quad [\text{VII.18}]$$

est imposée, et dans les zones sous eau, où la sédimentation est plus importante, la condition

$$\widetilde{\%argile_0} = 75\% \quad [\text{VII.19}]$$

est imposée.

Cas du gravier Toujours en référence à ce qui a été observé expérimentalement, on vérifie qu'en tout pixel

$$\widetilde{\%gravier_0} \geq 1\% \quad [\text{VII.20}]$$

et qu'au niveau des tanks, en zone asséchée

$$\widetilde{\%gravier_0} = 3\% \quad [\text{VII.21}]$$

et en zone sous eau

$$\widetilde{\%gravier_0} = 1\%. \quad [\text{VII.22}]$$

VII.6.8.c. Calcul de $\widetilde{\%sable}_0$

Précédemment on a souligné les corrélations significatives de $\%sable_z$ avec $\%argile_z$ et $\%gravier_z$ (Figure VII.12). Aussi, en plus de CP et des cinq attributs topographiques, $\widetilde{\%argile}_0$ et $\widetilde{\%gravier}_0$ sont envisagées comme variables explicatives possibles. Une régression linéaire multiple ascendante avec les seules variables explicatives $\widetilde{\%argile}_0$ et $\widetilde{\%gravier}_0$ conduit au calcul de $\widetilde{\%sable}_0$ avec $R^{*2} = 0.68$. Au regard des observations expérimentales, on impose en chaque pixel la condition :

$$\widetilde{\%sable}_0 \geq 1\%. \quad [\text{VII.23}]$$

VII.6.8.d. Calcul de $\widetilde{\%limon}_0$

Le calcul de la grille de $\widetilde{\%limon}_0$ se fait tout simplement par $\widetilde{\%limon}_0 = 100\% - \widetilde{\%argile}_0 - \widetilde{\%sable}_0 - \widetilde{\%gravier}_0$ et on vérifie qu'en chaque pixel

$$\widetilde{\%limon}_0 \geq 1\%. \quad [\text{VII.24}]$$

VII.6.9. Validation des prédictions des profondeurs des horizons et de la granulométrie de surface

Une méthode courante de validation des prédictions consiste à construire les modèles de régressions linéaires multiples sur une partie des observations expérimentales (par exemple 80%) et de valider les modèles sur les données expérimentales restantes (par exemple 20%). Malheureusement, dans notre cas, le nombre d'observations expérimentales est trop faible pour cela. On utilise donc, en remplacement, la méthode dite de *validation croisée* : si N est le nombre d'observations expérimentales, la première observation est écartée ; le modèle est calé sur les $N - 1$ observations restantes et il est appliqué à la première observation. Cette procédure est répétée pour chacune des N observations et ainsi sont prédites la granulométrie des N observations, chacune à leur tour ayant été écartée.

Le but est d'appréhender l'aptitude de nos modèles, dont les sorties sont soumises aux conditions [VII.17] à [VII.24], à estimer la granulométrie d'un site non visité. Après que chaque valeur prédite dans cette phase de validation croisée ait été soumise à ces conditions, on la compare avec l'observation expérimentale ; l'ensemble se trouve résumé en Figure VII.22. La prédiction de ZE est assez médiocre, et celle de $\%limon_0$ est mauvaise puisqu'elle se calcule à partir de $\widetilde{\%argile}_0$, $\widetilde{\%sable}_0$ et $\widetilde{\%gravier}_0$ et, de ce fait, elle cumule les erreurs des prédictions de l'argile, du sable et du gravier. Cependant, les prédictions des trois autres pourcentages granulométriques sont satisfaisantes puisque certains écarts importants entre ce qui est mesuré et ce qui est prédit s'expliquent par la spécificité du site expérimental :

- le site 16 est situé immédiatement à l'amont du plus grand tank du bassin ou, plus précisément, près de sa digue ; il est par conséquent fort probable que les propriétés granulométriques locales aient été modifiées par les travaux d'aménagement ; et

- le site 1 est localisé dans ce qui semble être une ancienne briqueterie, d'où une granulométrie modifiée et particulière.

Lorsque les sites 16 et 1 sont écartés des régressions, les valeurs de R^{*2} sont significativement améliorées.

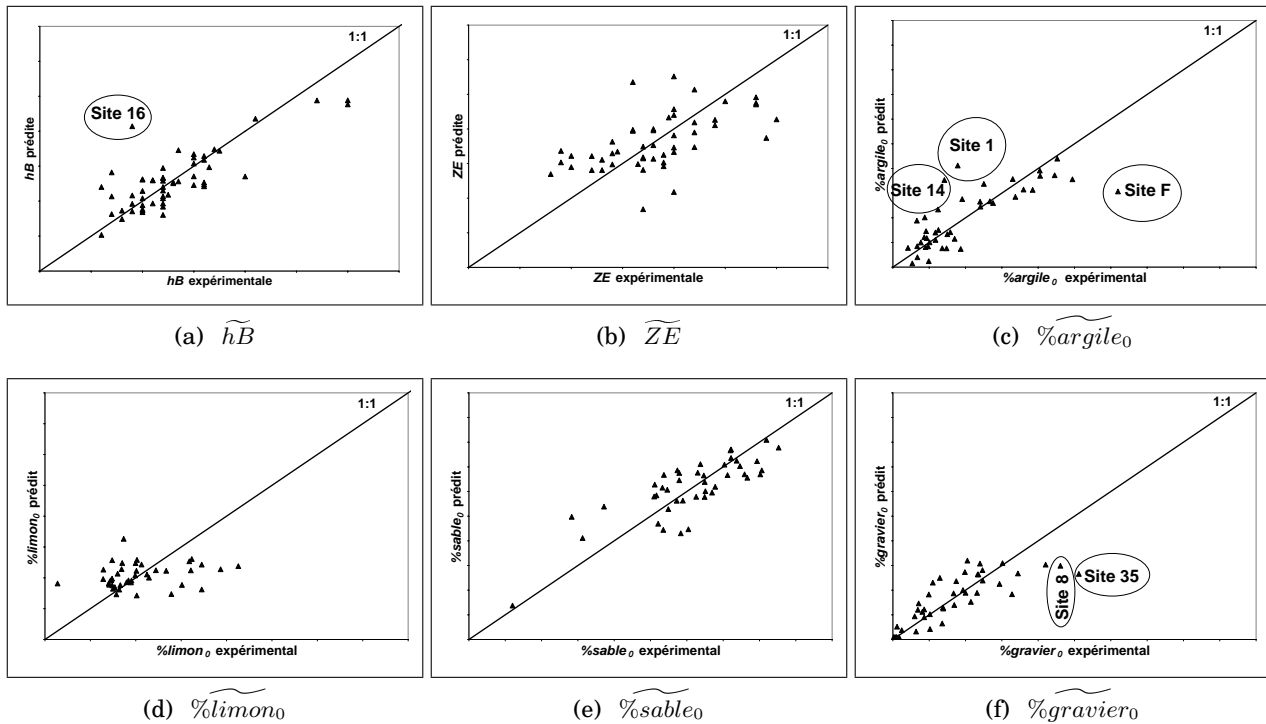


FIG. VII.22: Validations croisées des prédictions des profondeurs d'horizons et des granulométries de surface : en abscisse se trouvent les valeurs mesurées *in-situ* et en ordonnées celles prédites.

VII.6.10. Prédiction de la granulométrie en profondeur

L'évaluation des pourcentages granulométriques en profondeur ne se fera pas avec la classification floue. En effet, les granulométries de surface sont disponibles et ceci va faciliter le calcul de celles en profondeur : c'est comme si l'on avait calé les valeurs absolues de la granulométrie et, qu'à présent, il ne reste plus "qu'à" estimer leur variation relative selon la profondeur.

À une profondeur donnée, la détermination de la granulométrie va se faire notamment à l'aide de la granulométrie sus-jacente : si $\%G_z$ désigne un pourcentage granulométrique *prédit* à la profondeur z en centimètre, $z \in \{0, 20, 50, 90, 150, 200\}$, l'observation expérimentale $\%G_{20}$ va être en partie expliquée par $\%G_0$, $\%G_{50}$ en partie par $\%G_{20}$ et ainsi de suite. La prédiction va encore une fois se faire avec des modèles de régression linéaire multiple faisant intervenir les cinq attributs topographiques, les unités pédologiques, les profondeurs des horizons et la granulométrie sus-jacente. La procédure suivie est celle d'une régression linéaire multiple ascendante et on développe, à titre d'exemple, les différentes étapes de calcul de $\%argile_{20}$ (cf. Tableau VII.10).

0. En préliminaire, il faut de nouveau ordonner les *CP* de façon adaptée à la prédiction de $\%argile_{20}$.

Pour ce faire, on s'appuie sur les tendances de variation de la granulométrie dans chaque unité

pédologique (Figure III.27) et ceci conduit au classement placé dans la Figure VII.23. Les Alfisols1 ont leur part d'argile qui augmente le plus à 20 cm ; de ce fait, à la classe Alfisols1, est assignée la valeur 5, tandis que que les Inceptisols, dont la part d'argile diminue à 20 cm, reçoivent la valeur -1.

1. On cherche à expliquer les observations expérimentales de la part d'argile à la profondeur 20 cm et, ainsi, à prédire en tout pixel du bassin $\%argile$ à 20 cm ou, en d'autres termes, à calculer en tout pixel $\%argile_{20}$. Les sept variables explicatives considérées sont $\%argile_0$, Z , PL , COV , COH , $\ln(SD)$ et les CP ordonnées (on utilisera \widehat{hB} et \widehat{ZE} pour prédire les granulométries plus profondes). Un premier modèle de régression linéaire est bâti en considérant la variable la plus corrélée avec $\%argile_{20}$, qui est $\%argile_0$ (cf. Tableau VII.10(a)). Cela conduit à un modèle de régression avec un coefficient de corrélation multiple débiaisé $R^{*2} = 0.65$ (Tableau VII.10(d)).
2. Soit $\epsilon_{X|Y_1, Y_2, \dots}$ le résidu de la régression de Y_1, Y_2, \dots en X . Ce terme représente la partie de X non expliquée par Y_1, Y_2, \dots . Lorsque l'on estime dans le Tableau VII.10(b) les corrélations entre, d'un côté $\epsilon_{\%argile_{20}|\%argile_0}$ et, de l'autre côté, les résidus $\epsilon_{Z|\%argile_0}$, $\epsilon_{PL|\%argile_0}$, $\epsilon_{PRC|\%argile_0}$, $\epsilon_{PLC|\%argile_0}$, $\epsilon_{\ln(SC)|\%argile_0}$ et $\epsilon_{CP|\%argile_0}$, on calcule les *corrélations partielles* de $\%argile_{20}$ avec les six variables restantes (Z , PL , COV , COH , $\ln(SD)$ et CP) compte tenu de $\%argile_0$. L'attribut PL a le plus grand coefficient de corrélation partielle avec $\%argile_{20}$ et est par, conséquent, ajouté au modèle de régression, ce qui conduit à $R^{*2} = 0.66$, le modèle est légèrement amélioré (Tableau VII.10(d)).
3. Il reste à présent cinq variables (Z , COV , COH , $\ln(SD)$ et CP) non utilisées dans le modèle. On calcule cette fois-ci en Tableau VII.10(c) les corrélations partielles de $\%argile_{20}$ avec Z , COV , COH , $\ln(SD)$ et CP , compte tenu de $\%argile_0$ et PL . Le coefficient de corrélation partielle de CP est le plus grand et il est ajouté au modèle, ce qui donne $R^{*2} = 0.65$ (Tableau VII.10(d)). Le coefficient de corrélation multiple débiaisé R^{*2} du modèle a diminué, l'ajout de la variable explicative CP n'améliore par la qualité de la prédiction. Au final, $\%argile_{20}$ est calculée par une régression faisant intervenir $\%argile_0$ et PL , avec $R^{*2} = 0.66$.

	$\%argile_{20}$
$\%argile_0$	0.820
Z	-0.417
PL	0.074
COV	-0.052
COH	-0.191
$\ln(SD)$	0.029
CP	-0.339

(a) Coefficients de corrélation simple

	$\epsilon_{\%argile_{20} \%argile_0}$
$\epsilon_{Z \%argile_0}$	-0.023
$\epsilon_{PL \%argile_0}$	-0.232
$\epsilon_{PRC \%argile_0}$	-0.191
$\epsilon_{PLC \%argile_0}$	-0.192
$\epsilon_{\ln(SC) \%argile_0}$	-0.083
$\epsilon_{CP \%argile_0}$	0.176

(b) Coefficients de corrélation partielle

	$\epsilon_{\%argile_{20} \%argile_0, PL}$
$\epsilon_{Z \%argile_0, PL}$	0.034
$\epsilon_{PRC \%argile_0, PL}$	-0.135
$\epsilon_{PLC \%argile_0, PL}$	-0.134
$\epsilon_{\ln(SC) \%argile_0, PL}$	-0.163
$\epsilon_{CP \%argile_0, PL}$	0.198

(c) Coefficients de corrélation partielle

Étapes	$\%argile_0$	Z	PL	COV	COH	$\ln(SD)$	CP	R^{*2}
1	√	-	-	-	-	-	-	0.65
2	√	-	√	-	-	-	-	0.66
3	√	-	√	-	-	-	√	0.65

(d) Variables explicatives sélectionnées aux différentes étapes.

TAB. VII.10: Résumé des régressions linéaires multiples afin de prédire $\%argile_{20}$.

Ordre		Observations <i>in-situ</i>
5	↑ %argile ₂₀	Alfisols1
4		Alfisols2
3		Entisols
2		Alfisols3
1		Tank
-1		Inceptisols

FIG. VII.23: Agencement des CP afin de prédire %argile₂₀.

Les procédures de prédiction des autres granulométries en profondeur sont conduites de façon identique et l'ensemble est résumé dans le Tableau VII.11. Les estimations de $\widetilde{\%sable}_{20}$ et $\widetilde{\%sable}_{50}$ font respectivement intervenir $\widetilde{\%gravier}_{20}$ et $\widetilde{\%gravier}_{50}$ en tant que variables explicatives ; de même, $\widetilde{\%gravier}_{150}$ et $\widetilde{\%gravier}_{200}$ s'évaluent à partir de $\widetilde{\%sable}_{150}$ et $\widetilde{\%sable}_{200}$. Ceci s'explique par les fortes anti-corrélations entre le sable et les graviers, comme cela a été souligné précédemment dans la Figure VII.12.

À chaque profondeur, le pourcentage de limon se calcule selon :

$$\widetilde{\%limon}_z = 100\% - \widetilde{\%argile}_z - \widetilde{\%sable}_z - \widetilde{\%gravier}_z. \quad [\text{VII.25}]$$

VII.6.11. Inspection des grilles

Toutes les grilles prédites sont inspectées en chaque pixel afin d'écartier toute prédiction éventuellement aberrante. Il faut, tout d'abord, que les granulométries soient positives et, arbitrairement, leur minimum est fixé à 1 %, c'est à dire que la condition

$$\widetilde{\%G}_z \geq 1\% \quad \forall z \in \{20, 50, 90, 150, 200\} \quad [\text{VII.26}]$$

est imposée, $\widetilde{\%G}_z$ étant $\widetilde{\%argile}_z$, $\widetilde{\%limon}_z$, $\widetilde{\%sable}_z$ ou $\widetilde{\%gravier}_z$.

À la profondeur de 200 cm, les estimations de $\widetilde{\%gravier}_{200}$ ont tendance à dépasser 100%, ce qui modélise un milieu qui n'est plus poreux-isotrope, hors de la zone d'étude. Afin que la condition [VII.26] précédente soit vérifiée, il est imposé que

$$\widetilde{\%gravier}_{200} \leq 97\%. \quad [\text{VII.27}]$$

Enfin, en référence aux observations expérimentales, on impose également les inégalités suivantes :

$$\widetilde{\%gravier}_{20} \leq 50\%, \quad [\text{VII.28}]$$

$$\widetilde{\%sable}_{20} \leq 80\%, \quad [\text{VII.29}]$$

$$\widetilde{\%sable}_z \leq 70\% \quad \text{pour } z \in \{90, 150\}, \quad [\text{VII.30}]$$

et

$$\widetilde{\%sable}_{200} \leq 80\%. \quad [\text{VII.31}]$$

VARIABLES EXPLICATIVES	VARIABLES EXPLIQUÉES														
	Ar_{20}	Sa_{20}	Gra_{20}	Ar_{50}	Sa_{50}	Gra_{50}	Ar_{90}	Sa_{90}	Gra_{90}	Ar_{150}	Sa_{150}	Gra_{150}	Ar_{200}	Sa_{200}	Gra_{200}
\widetilde{Ar}_0	✓	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
\widetilde{Sa}_0	-	✓	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
\widetilde{Gra}_0	-	-	✓	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
\widetilde{Ar}_{20}	-	-	-	✓	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
\widetilde{Sa}_{20}	-	-	-	-	✓	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
\widetilde{Gra}_{20}	-	✓	-	-	-	✓	-	-	-	-	-	-	-	-	-
\widetilde{Ar}_{50}	-	-	-	-	-	-	✓	-	-	-	-	-	-	-	-
\widetilde{Sa}_{50}	-	-	-	-	-	-	-	✓	-	-	-	-	-	-	-
\widetilde{Gra}_{50}	-	-	-	-	-	✓	-	-	-	-	-	-	-	-	-
\widetilde{Ar}_{90}	-	-	-	-	-	-	-	-	✓	-	-	-	-	-	-
\widetilde{Sa}_{90}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	✓	-	-	-	-	-
\widetilde{Gra}_{90}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	✓	-	-	-
\widetilde{Ar}_{150}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	✓	-	-
\widetilde{Sa}_{150}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	✓	-
\widetilde{Gra}_{150}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	✓
\widetilde{Sa}_{200}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	✓
CP	-	✓	✓	✓	-	✓	✓	-	✓	✓	✓	-	✓	✓	✓
Z	-	-	✓	✓	✓	-	-	-	-	✓	✓	-	-	✓	✓
PL	✓	-	✓	✓	-	✓	-	-	-	-	-	-	✓	✓	-
COV	-	✓	-	-	-	-	✓	✓	✓	✓	-	-	-	✓	-
COH	-	-	-	-	-	-	-	✓	✓	-	✓	-	✓	✓	-
$\ln(SD)$	-	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	-	✓	✓	✓
$h\bar{B}$	-	-	-	✓	-	-	✓	✓	-	-	-	-	-	-	-
\widetilde{ZE}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	✓	✓	✓	-	✓	-
R^{*2}	0.66	0.79	0.69	0.46	0.55	0.64	0.74	0.28	0.61	0.46	0.32	0.52	0.48	0.66	0.75

TAB. VII.11: Résumé des régressions linéaires multiples de prédiction de la granulométrie en profondeur. En colonne, les variables prédites; en ligne, les variables explicatives utilisées. Ar_z , Sa_z et Gra_z désignent respectivement $\%argile_z$, $\%sable_z$ et $\%gravier_z$ où z est la profondeur en cm.

VII.6.12. Validation des granulométries prédites en profondeur

La procédure de validation croisée des granulométries prédites en profondeur est utilisée, comme il l'a été fait précédemment pour les granulométries de surface. L'ensemble est résumé dans la Figure VII.24, où les valeurs aberrantes de prédiction ont été corrigées selon les conditions [VII.26] à [VII.31].

La qualité de la prédiction se dégrade lorsque la profondeur augmente, puisque la granulométrie sous-jacente se calcule entre autre selon celle sus-jacente et, de ce fait, l'erreur de prédiction s'accumule en profondeur. Les prédictions sont acceptables pour l'argile, le sable et le gravier lorsque $z \in \{0, 20, 50, 90\}$; mais elles le sont moins lorsque $z \in \{150, 200\}$ en raison de l'accumulation de l'erreur de prédiction, mais aussi du peu d'observations expérimentales disponibles à ces profondeurs. Cependant, en trois sites expérimentaux, les prédictions sont mauvaises de façon récurrente du fait de leurs particularité :

- site 16 : le sol a probablement été affecté par des travaux d'aménagement d'une digue ;
- site 35 : le sol se trouve en bordure de la zone industrielle du nord-est du bassin (Figure VIII.3) et l'épaisseur de l'horizon B observée est égale à 60 cm (Tableau III.1), ce qui est particulièrement peu épais ; il est fort plausible que le sol ait été modifié par des travaux de terrassement ; et
- le site SN6 : ce lieu est à l'aval immédiat d'un tank et en bordure d'un élevage industriel de poules ; par conséquent, la granulométrie est à priori difficilement prédictible, puisqu'elle dépend du comportement du tank et est aussi modifiée par les activités de l'élevage.

Les estimations de $\widetilde{\%limon}_z$ sont quant à elles beaucoup plus erratiques : $\widetilde{\%limon}_z$ se calcule en effet selon [VII.25], c.-à.-d. à partir des estimations des trois autres pourcentages granulométriques et, de ce fait, l'erreur cumule celles des estimations de l'argile, du sable et du gravier.

Ces analyses nous amènent à rester assez prudent lors de l'utilisation de ces granulométries calculées par des modèles de régression linéaires multiples. En particulier, il ne faudrait pas utiliser, lors de la phase de modélisation, les valeurs de chaque pixel de ces grilles. Il est plus convenable de les moyenner sur les entités de modélisation et c'est ce qui sera fait dans le chapitre suivant.

VII.7. Conclusion du chapitre

Dans ce chapitre, nous avons extrapolé à l'échelle du bassin versant de Maheshwaram les observations expérimentales et ponctuelles de la texture des sols, i.e., les profondeurs d'horizons et les profils granulométriques. Ceci a été fait en essayant d'intégrer au maximum les différentes informations à notre disposition pour expliquer ces constations expérimentales, à savoir la carte géologique (la lithologie), la carte pédologique et la topographie.

L'influence de la lithologie a été remarquée au niveau de la teneur en gravier des sols, e.g., le granite à biotite conduit à des sols grossiers (les Alfisols1), alors que le granite leucocrate produit des sols fins (les Alfisols2). L'information sur la géologie est utilisée pour affiner la carte pédologique, en modifiant les

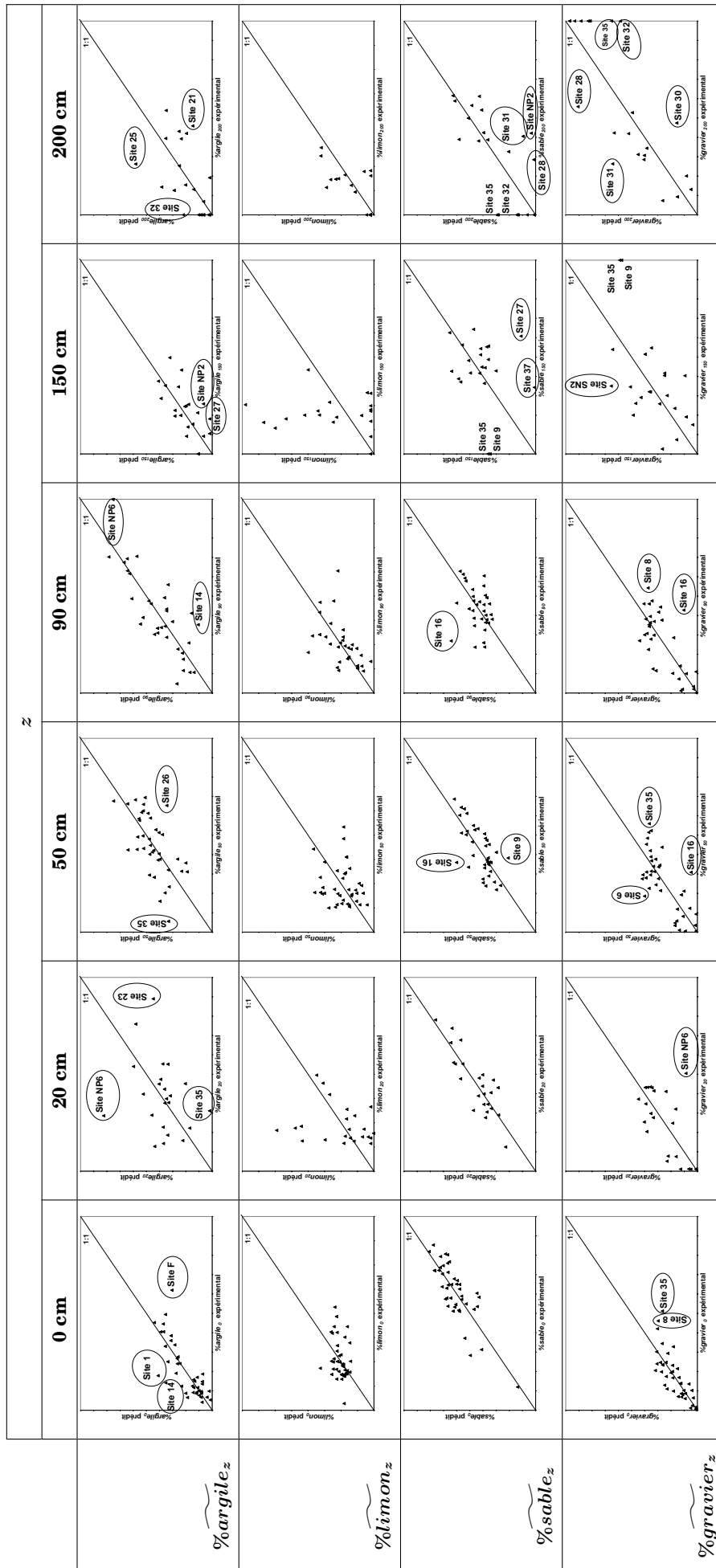


FIG. VII.24: Validations croisées des granulométries en profondeur : en abscisse se trouvent les valeurs mesurées *in-situ*, et en ordonnées celles prédites.

délimitations géographiques de cette dernière. Par ailleurs, on s'appuie aussi sur les photos satellites du bassin versant afin d'actualiser les contours des classe pédologiques.

On utilise la topographie en plus de cette carte pédologique, de sorte à relier les propriétés texturales des sols aux attributs topographiques qui caractérisent les écoulements d'eau superficiels.

Avec ce jeu de variables explicatives (carte pédologique modifiée et attributs topographiques), la classification floue est utilisée afin de décrire mathématiquement l'inexactitude propre à la nature. La classification permet de définir des centroïdes sur un jeu de donnée d'entrée et le flou permet l'appartenance partielle d'un individu à ces centroïdes, ce qui traduit plus fidèlement la distribution continue des sols.

On a commencé par prédire les profondeurs des horizons E et B, et de la fin de la zone d'étude, ainsi que les granulométries en surface. Dans ces calculs, la classification floue a été utilisée sur un jeu de paramètres explicatifs, combinant les classes pédologiques agencées numériquement et certains attributs topographiques. Puisque les coefficients d'appartenance de la classification floue, en prenant des valeurs continues entre $[0,1]$, caractérisent le sol d'un pixel donné par rapport aux centroïdes, des modèles de régression ont été créés avec ces coefficients d'appartenance afin d'expliquer l'observation expérimentale au pixel considéré.

Les granulométries en profondeur sont ensuite prédites avec des régressions linéaires multiples faisant intervenir les granulométries sus-jacentes, la carte pédologique et les attributs topographiques. La procédure de la validation croisée est utilisée afin d'évaluer la qualité de l'ensemble des prédictions. Il en découle que les prédictions des pourcentages granulométries sont satisfaisantes jusqu'à environ 90 cm, puis la qualité se détériore sensiblement du fait notamment du peu d'observations expérimentales. Ces granulométries aux profondeurs 0, 20, 50, 90, 150 et 200 cm seront utilisées dans le Chapitre VIII afin de générer la carte de texture des sols.

Discrétisation du bassin versant

VIII.1. Introduction

Dans POWER, la discrétisation du bassin versant se fait en trois étapes (Section VI.2) : une première discrétisation horizontale, créant les Representative Elementary Watershed (REWs), une deuxième, toujours horizontale, créant les Representative Elementary Columns (RECs) et une dernière, verticale, subdivisant les RECs en des *Cellules* élémentaires.

Les REWs sont générés à partir du MNT, qui est une information disponible. Cependant, la création des RECs se fait à partir de la carte d'occupation des sols du bassin et de la carte de texture des sols, cette dernière étant aussi utilisée afin de définir les *Cellules*. Les deux cartes n'ont pas encore été étudiées et c'est ce que l'on va traiter avant de discrétiser le bassin

Les sections VIII.2 et VIII.3 présenteront respectivement la carte d'occupation des sols et la carte de texture des sols. On s'attardera sur la genèse de la carte de texture des sols, puisqu'il faut résumer toute l'information granulométrique en une seule, ce qui n'est pas immédiat. La Section VIII.4 évoquera la discrétisation du bassin.

On terminera ce chapitre par la Section VIII.5, où l'on tentera de définir une stratégie de mesures expérimentales des propriétés hydrodynamiques des sols adaptée à cette carte.

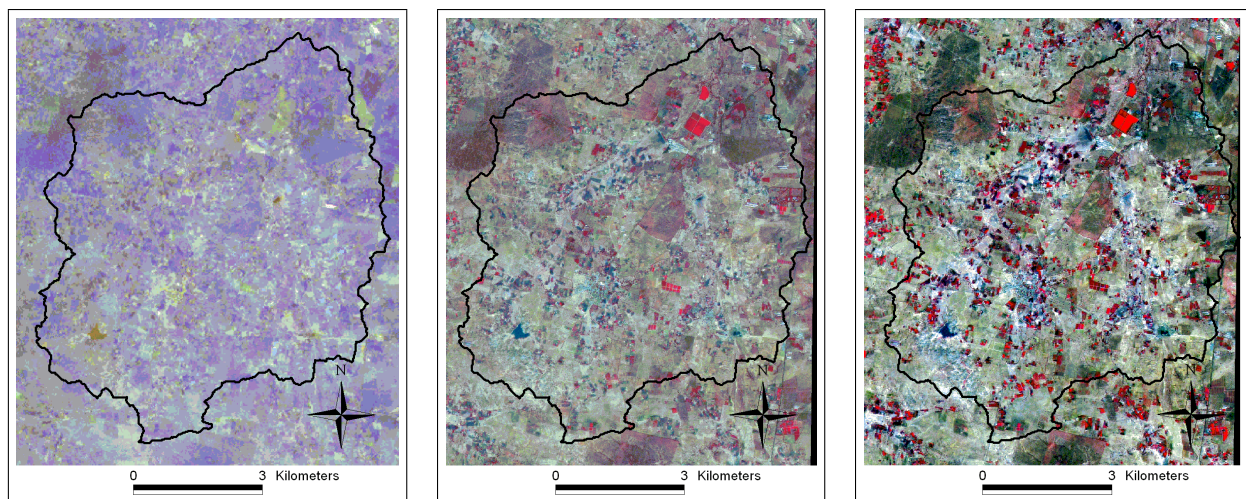
VIII.2. Préparation de la carte d'occupation des sols de Maheshwaram

Les RECs sont définis à partir de l'intersection de plusieurs couches SIG, dont la carte d'occupation des sols. Celle-ci a été commandée à la National Remote Sensing Agency (NRSA) qui est l'institut de télédétection du gouvernement indien. L'Inde possède sept satellites *Indian Remote Sensing* (IRS 1A à 1D,

P3, P4 et P6) et les images commandées du bassin proviennent de l'IRS 1C. Ce satellite est notamment équipé de deux caméras (<http://www.nrsa.gov.in/>) : (i) la caméra PAN, avec une résolution spatiale de 5.8 m, qui fournit une prise de vue noir et blanc où les contours des entités au sol (bâtiments, routes, parcelles, forêts etc.) sont clairement visibles, et (ii) la caméra LISS - III qui délivre une vue multispectrale en quatre bandes, avec une résolution spatiale de 23.5 m pour les deux bandes du visible et celle de l'infrarouge, permettant de caractériser les entités au sol (urbanisation, types de végétation, sol nu etc.). Le tracé de l'occupation des sols se fait sur une photo satellite, où les vues des deux caméras sont combinées, la résolution spatiale résultante étant celle du PAN, c'est à dire 5.8 m.

VIII.2.1. Les prises de vue satellitaires du bassin versant

Dans la région du bassin versant, la saison agricole est divisée en trois : (i) *Kharif*, la saison de la mousson, de juin à octobre, (ii) *Rabi*, la saison hivernale, de novembre à mars, et (iii) l'été en avril et mai. Afin de créer une carte d'occupation des sols en Kharif et une autre en Rabi, des photos satellites ont été commandées à deux dates différentes, en septembre 2002 et en février 2003. En raison d'une couverture nuageuse importante, mais aussi de difficultés techniques¹, la NRSA n'a pu fournir la première vue qu'en novembre 2002 et, de plus, celle-ci n'est pas nette en raison des conditions atmosphériques légèrement nébuleuses (Figure VIII.1.a), ce qui rend l'image PAN inutilisable. La vue nette suivante est datée du 25 décembre 2002 (Figure VIII.1.b), ce qui est hors de la saison Kharif. La prise de vue de la saison Rabi a été prise le 13 février 2003 et est très nette (Figure VIII.1.c).



(a) Novembre 2002 - LISS III

(b) Décembre 2002 - LISS III +

PAN

(c) Février 2003 - LISS III + PAN

FIG. VIII.1: Les trois photos satellites du bassin versant prise par le satellite IRS.

La date du 25 décembre étant hors saison Kharif, il n'est malheureusement pas possible de créer

¹Premièrement, le centre de réception des données des IRS se trouve aux environs de Hyderabad, ce qui rend, paradoxalement, la réception des prises de vue de la région plus difficile : l'antenne de réception bascule lorsque le satellite se trouve au nadir et, ainsi, pendant le laps de temps où le satellite survole la région, la réception ne se fait pas dans les meilleures conditions. Deuxièmement, les prises de vue LISS - III d'une même zone ne peut se faire que tous les 24 jours.

des cartes d'occupation des sols selon les deux saisons agricoles Kharif et Rabi. En conséquence, la vue considérée dans la suite sera celle de février 2003, la plus nette, ce qui limite l'étude de l'occupation des sols à la seule saison Rabi.

VIII.2.2. Création de la carte d'occupation des sols du bassin versant

La NRSA a élaboré la carte d'occupation des sols de la Figure VIII.2 à partir de la photo satellite de février 2003 et ces interprétations ont été validées sur le terrain en certains points du bassin versant. Cependant cette carte n'est pas satisfaisante à ce stade pour plusieurs raisons :

- la classe “Kharif (paddy area)”, qui désigne les zones de culture de riz pendant la saison des pluies, représente en fait l'ensemble des sols alluviaux (ou des Entisols), alors qu'il a été observé que les cultures en Kharif ne recouvraient pas toutes la surface de ces sols ;
- par ailleurs, de nombreuses petites surfaces de culture de riz en deux récoltes, classées comme “Double crop (Kharif + Rabi)” sur la carte, n'y sont pas identifiées, alors qu'elles sont visibles sur la photo satellite ;
- la classe “Mixed plantation” semble désigner tout et rien à la fois et, en particulier, des cultures non reconnues sur la vue satellite et non visitées sur le terrain ;
- la classe “Kharif (other crop)”, qui représente la majeure partie de la surface du bassin, ne signale pas une zone d'occupation végétale mais, au contraire, le sol nu où seules poussent des herbes sauvages pendant la mousson ; et
- les délimitations géographiques des zones de broussailles (“Land with scrub”) et de certaines classifications de parcelles ne correspondent pas à ce qui est observé sur la photo satellite et le terrain respectivement.

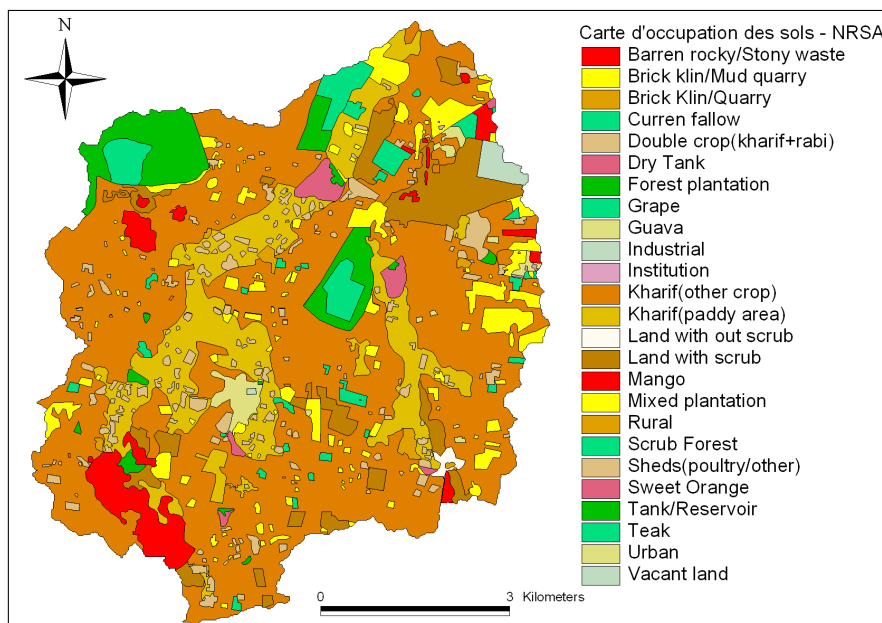


FIG. VIII.2: Carte de l'occupation des sols en Rabi (NRSA).

Cela nous a amené à modifier la carte de la manière suivante :

Les sols alluviaux et les tanks Les classes “Kharif (paddy area)”, qui désignent les sols alluviaux, et “Tank” ont été supprimées puisqu’elles sont déjà représentées sur la carte de la pédologie des sols.

Parcelles de riz De nouvelles petites parcelles de culture de riz ont été identifiées et digitalisées. Pour ce faire, on a supposé que les parcelles où le développement végétal semble très important, ce qui se traduit sur l’image satellite par une couleur rouge prononcée, sont des parcelles de riz.

Les plantations mixtes La classe “Mixed plantation” a été filtrée. Par plantation mixte nous entendons les cultures agricoles variées telles que les légumes, les fleurs, le maïs ou encore le sorgho. Il est impossible de faire la distinction entre ces différentes cultures avec les vues de fin décembre 2002 et mi-février 2003, qui sont trop proches en date. Dans la région, ces plantations mixtes se font sur de petites parcelles, alors que les plantations d’arbres fruitiers se font sur de plus grandes. Ainsi, toute entité classée comme “Mixed plantation”, d’aire supérieure à deux hectares, est considérée comme une plantation d’arbre fruitier, le reste étant de la plantation mixte.

La nouvelle carte d’occupation des sols se trouve dans la Figure VIII.3. Les zones industrielles (“Industrial”) et aménagées (“Institution” et “Sheds (poultry/other)”), ainsi que les villages (“Urban” et “Rural”), ont tous été rassemblés dans la classe “Urbain”. La classe “Sol nu” marque les zones non-cultivées, qui sont couvertes d’herbes sauvages durant la mousson et sans végétation l’été. On résume dans le Tableau VIII.1 la répartition en surface des cultures sur le bassin versant : au total, 647 ha sont cultivés (12% de la surface totale du bassin) et la majorité sont des rizières.

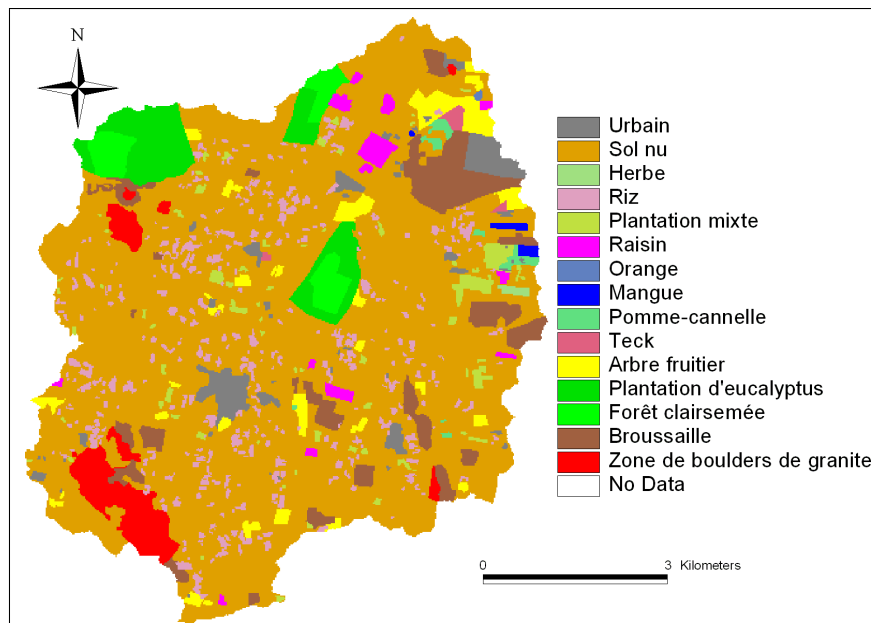


FIG. VIII.3: Carte corrigée de l’occupation des sols en Rabi (février 2003).

À noter que cette carte d’occupation des sols sera de nouveau corrigée au Chapitre X (Paragraphe X.3.3) lorsque l’on étudiera précisément la végétation agricole et le calendrier cultural.

Culture	Arbre fruitier	Herbe	Orange	Mangue	Plantation mixte	Pomme-cannelle	Raisin	Riz	Teak	Total
Surface (ha)	164	6	2	13	92	24	60	273	13	647
Surface (%)	25	1	<0	2	14	4	9	42	2	100

TAB. VIII.1: Répartition des surfaces cultivées du bassin versant de Maheshwaram. *Surface (%)* désigne le pourcentage en surface relatif au total des surfaces cultivées (647 ha).

VIII.3. Préparation de la carte de texture des sols

VIII.3.1. Qu'est-ce qu'une carte de texture des sols ?

Une carte qui caractérise la texture des sols du bassin est requise afin de générer les RECs. Cependant, comment caractériser la texture en une seule carte ? Ne faudrait-il pas plutôt tenir compte de toutes les caractéristiques des sols précédemment étudiées, c.-à.-d. les profondeurs des horizons et les évolutions granulométriques ? Cette dernière solution nous amènerait à considérer deux grilles de profondeurs (\widetilde{hB} et \widetilde{ZE}), plus 6×3 grilles de granulométries (six profondeurs de calcul et les trois pourcentages granulométrique d'argile, de sable et de gravier, les limons étant obtenus en calculant la part complémentaire à 100%), ce qui fait au total 20 grilles, rien que pour décrire la texture des sols. Cela entraînerait la création d'une multitude de RECs de la dimension du pixel, ou à peine plus grand, et rendrait de ce fait l'identification des RECs laborieuse. Le but recherché n'étant pas de générer le plus de RECs possible, mais plutôt les RECs les plus pertinents, il est ainsi préférable de "résumer" toute l'information texturale en une seule grille ou carte, qui sera nommée "carte de texture des sols".

VIII.3.2. Granulométrie moyenne de l'horizon B et de la partie poreuse de l'horizon C

Il faut également résumer les profondeurs des horizons et les granulométries à différentes profondeurs en une seule grille pertinente. Afin d'agglomérer 20 grilles en une seule, nous allons dans un premier temps alléger l'information granulométrique : au lieu de la manipuler aux six tranches de profondeur 0, 20, 50, 90, 150 et 200 cm, nous n'allons considérer que les trois tranches surface du sol, horizon B et horizon C. Les granulométries des profondeurs d'échantillonnage 20, 50, 90, 150 et 200 cm sont résumées en une granulométrie moyenne de l'horizon B et de la partie somitale poreuse et isotrope de l'horizon C, qui sera dénommée horizon C par commodité dans la suite.

À un pixel donné du bassin versant, la granulométrie de l'horizon B sera par définition la moyenne des granulométries des profondeurs d'échantillonnage incluses dans l'horizon B. Par exemple, pour tous les pixels où :

- $46 \leq \widetilde{hB} < 50$ cm, la granulométrie de l'horizon B sera égale à celle de 20 cm et la granulométrie de l'horizon C à la moyenne des granulométries prédites à 50, 90, 150 et 200 cm ;
- $50 \leq \widetilde{hB} < 90$ cm, la granulométrie de l'horizon B sera égale à la moyenne de celles qui sont calculées à 20 et 50 cm, et la granulométrie de l'horizon C à la moyenne des granulométries prédites à 90, 150

et 200 cm ; ainsi de suite.

La hiérarchisation des calculs se trouve dans la Figure VIII.4.

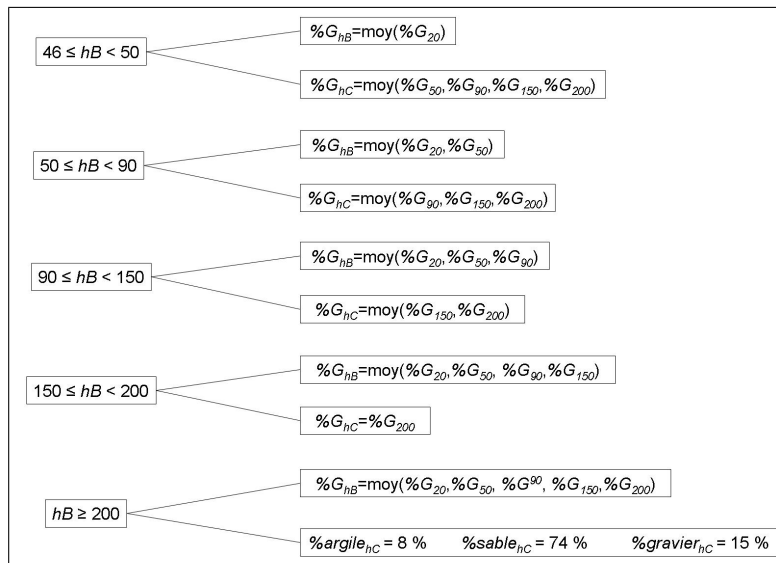


FIG. VIII.4: Calcul hiérarchisé des granulométries moyennes de l'horizon B et de la partie poreuse isotrope de l'horizon C. *moy* désigne la fonction moyenne, $\text{moy}(\%G_{90}, \%G_{150})$ étant par exemple la moyenne de $\widetilde{\%G}_{90}$ et $\widetilde{\%G}_{150}$; les profondeurs \widetilde{hB} et \widetilde{ZE} sont exprimées en centimètres.

Lorsque $\widetilde{hB} \geq 200$, on ne dispose pas de grilles de granulométries pour caractériser l'horizon C. Cependant, les régions où $\widetilde{hB} \geq 200$ correspondent fréquemment aux Entisols, i.e., aux sols alluviaux. Or, au site 25, situé en zone Entisols, la granulométrie a été analysée à 240 et 280 cm. Aussi, pour les zones où $\widetilde{hB} \geq 200$, la granulométrie de l'horizon C va être prise égale à celle du site 25 à 240 cm, c'est à dire $\widetilde{\%argile}_{hC} = 8\%$, $\widetilde{\%sable}_{hC} = 74\%$ et $\widetilde{\%gravier}_{hC} = 15\%$.

Remarque Ces valeurs de granulométrie de l'horizon B et de l'horizon C n'ont pas véritablement de sens physique, ce sont plus ou moins des artifices de modélisation, afin de simplifier les données. Il n'aurait pas été, à priori, possible de prédire directement ces granulométries moyennes à partir de la topographie, de la géologie et de la carte pédologique.

VIII.3.3. Conception de la carte des sols

VIII.3.3.a. Comment agglomérer les propriétés texturales en une seule carte ?

L'ensemble de l'information disponible se compose des :

- profondeurs \widetilde{hB} et \widetilde{ZE} , 2 grilles,
- granulométries de surface, 3 grilles (argile, sable et gravier),
- granulométries de l'horizon B et C, 3×2 grilles,

ce qui fait au total 11 grilles. Comment agglomérer ces 11 grilles en une seule? Deux possibilités sont envisagées :

1. on tente de rassembler simultanément les 11 grilles en une seule ; ou
2. on construit de façon indépendante une carte pour les sols de surface, i.e., une pour les sols de l'horizon B et une pour les sols de l'horizon C, et le recouplement de ces trois cartes forme la carte des sols.

La meilleure option créera la carte qui satisfera à deux critères à priori antagonistes :

1. **elle doit être la plus fidèle possible aux observations expérimentales des propriétés texturales**, i.e., elle doit comporter à priori un grand nombre d'unités cartographiques ; et
2. **elle ne doit pas générer un nombre trop élevé de RECs**, ce qui compliquerait la phase de modélisation (un nombre très élevé de RECs requiert d'avantage de ressources informatiques et augmente le temps de calcul), i.e., elle doit comporter aussi peu d'unités cartographiques que possible.

On commence par traiter la première possibilité.

VIII.3.3.b. Première possibilité

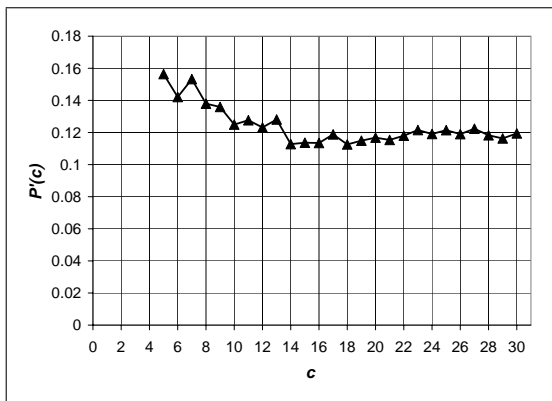
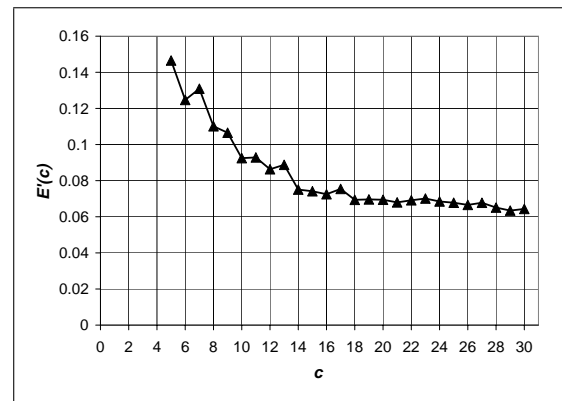
Afin d'agglomérer les 11 grilles en une seule, on recherche les classes typiques de propriétés texturales communes à toutes les grilles. Plusieurs algorithmes d'agglomération existent, comme par exemple "fuzzy-k-means", qui a été utilisé dans le chapitre précédent, dans lequel les classes sont définies de façon floue. La mesure du flou se fait par le coefficient $\phi \in [1, +\infty[$: plus il est important, plus la définition des classes est floue, et la valeur 1 correspond à une absence de flou. Le but ici n'est pas de classer de façon floue, mais au contraire de façon "dure", ce qui équivaut à utiliser cet algorithme avec $\phi = 1$.

Ainsi, la création des groupes typiques de texture va se faire en utilisant une fois de plus le programme *FuzME* développé par Minasny et McBratney (2003). La valeur $\phi = 1$ pose un problème de convergence à ce programme et on la remplace par $\phi = 1.1$. La classification est légèrement floue et elle est rendue dure en redéfinissant les coefficient d'appartenance a_{ij} (cf. Paragraphe VII.5.2) comme suit :

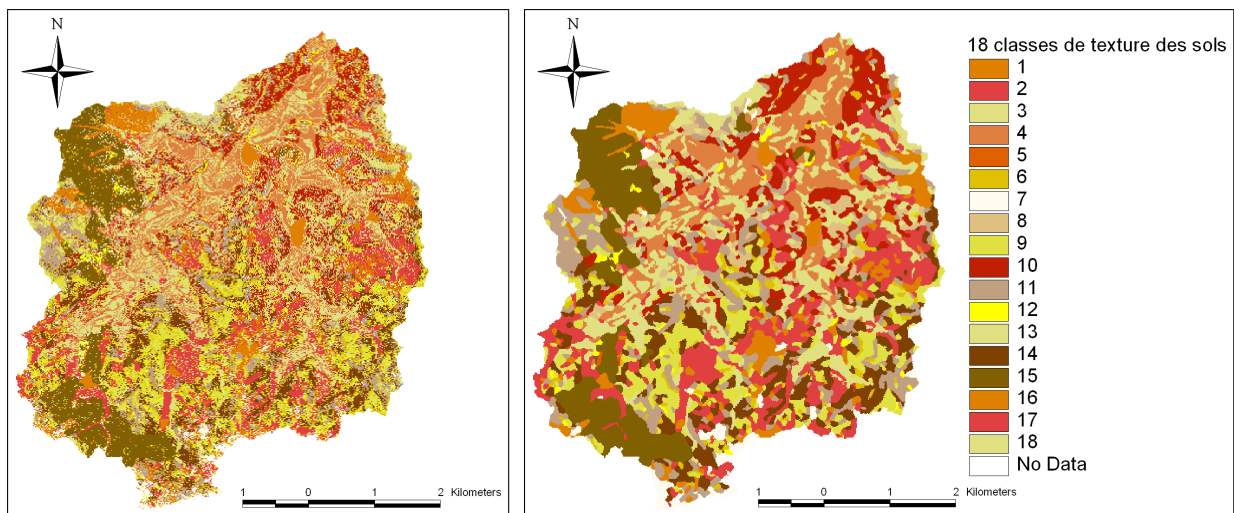
$$\forall j \in \{1, \dots, N\}, \forall k \in \{1, \dots, c\} \quad a_{jk} = \begin{cases} 1 & \text{si } a_{jk} = \max(a_{j1}, \dots, a_{jc}) \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad \text{[VIII.1]}$$

où N est ici le nombre de pixel des grilles et c le nombre de classe.

L'inconnue est le nombre de classes typiques c qui décrit le mieux l'ensemble de l'information sur la texture (11 grilles). Les 11 grilles sont injectées dans le programme *FuzME*, où les classifications sont faites pour $c \in \{5, 6, \dots, 31\}$, avec le choix de la norme de Mahalanobis, puisque les profondeurs des horizons et les granulométries sont corrélées entre elles. Le c choisi sera celui qui minimise simultanément les fonctions P'_f et E' introduites au Paragraphe VII.5.3. Les courbes de ces deux fonctions se trouvent dans la Figure VIII.5 : elles atteignent un minimum simultanément lorsque $c = 18$ et $c = 26$. On va choisir $c = 18$ dans un premier temps et on abordera ensuite le cas de $c = 26$.

(a) Index de performance du flou P'_f (b) Entropie de partition normalisée E'_f FIG. VIII.5: Choix du nombre de classes c optimum de la carte des sols.

Les 18 classes sont représentées dans la Figure VIII.6.a. La structure de cette carte des sols ressemble à celle de la carte pédologique de la Figure VII.5, bien que plus précise : les zones des Alfisols1 et des Entisols sont sous-divisées en sous-classes. Elle est cependant très bruitée et elle engendrerait une multitude de RECs de la taille de quelques pixels. Elle est donc lissée, puis filtrée, et tracée dans la Figure VIII.6.b.



(a) Version non filtrée

(b) Version filtrée

FIG. VIII.6: Carte de texture des sols, avec 18 classes.

À des fins de modélisation, on simplifie l'information texturale disponible : on a aggloméré 20 grilles en une seule. Cependant, quelle est la validité de cette carte nouvellement créée ? Quelle est la perte de précision lorsque l'on résume toute l'information des grilles prédites en une seule carte ? Pour répondre à ces questions, on va comparer les valeurs mesurées expérimentalement sur les 44 sites mentionnés au Chapitre III, à celles données :

- d'un côté, par les grilles prédites au Chapitre VII (valeurs désignées par *grille*, e.g., $\%argile_0$ grille);
- et
- de l'autre, par cette nouvelle carte des sols de la Figure VIII.6.b (valeurs désignées par *carte*, e.g., $\%argile_0$ carte).

Les granulométries expérimentales à 20, 50, 90, 150 et 200 cm sont résumées en pourcentages moyens représentatifs des horizons B et C, selon le même calcul hiérarchisé que l'on a utilisé précédemment (Figure VIII.4). On compare ensuite les profondeurs hB et ZE , les granulométries de surface, et les granulométries des horizons B et C. L'ensemble se trouve reporté dans la Figure VIII.7 : à gauche, on compare les valeurs expérimentales aux valeurs données par les grilles et la carte et, à droite, les histogrammes des écarts par rapport aux valeurs expérimentales, i.e., les *erreurs absolues* de prédiction.

Prédiction des granulométries de surface Afin d'illustrer notre propos, on développe le cas de la prédiction des granulométries de surface (Figures VIII.7.a à VIII.7.c).

Prédiction de $\%argile_0$ La valeur des écarts, entre le pourcentage en argile expérimental et celui de la grille, sont le plus fréquemment dans l'intervalle $[0\%, 5\%]$ en argile, et seule la prédiction au site F, dont l'erreur absolue est comprise dans l'intervalle $[10\%, 15\%]$ en argile, est mauvaise ; 81% des erreurs absolues de prédiction de la grille sont dans l'intervalle $[-5\%, 5\%]$ en argile, ce qui est satisfaisant.

Les erreurs absolues de prédiction de la carte sont aussi à 81% comprises dans l'intervalle $[-5\%, 5\%]$ en argile et appartiennent le plus fréquemment à l'intervalle $[-5\%, 0\%]$ en argile. Ainsi, la prédiction de la carte est globalement aussi satisfaisante que celle de la grille, avec cependant, une détérioration au site F (erreur absolue de prédiction supérieure à 20% en argile) et aux sites 27, 29 et 33 (erreur absolue de prédiction dans l'intervalle $[-15\%, -10\%]$ en argile).

Prédiction de $\%sable_0$ La prédiction du pourcentage de sable à la surface est moins précise que celle de l'argile, puisque 77% des erreurs absolues de prédiction de la grille se trouvent dans l'intervalle $[-10\%, 10\%]$ en sable, et elle est particulièrement mauvaise au site 35 (erreur absolue dans l'intervalle $[-20\%, -15\%]$ en sable).

La prédiction de la carte est simplement, dans l'ensemble, légèrement moins précise, puisque 72% des erreurs absolues de prédiction de la grille se trouvent dans l'intervalle $[-10\%, 10\%]$ en sable. Il y a cependant détérioration de la prédiction au site 35 (erreur absolue de prédiction inférieure à -20% en sable) et aux sites 12 et 36 (erreur absolue de prédiction supérieure à 20% en sable).

Prédiction de $\%gravier_0$ La prédiction du pourcentage de graviers est meilleure que celle du sable, 88% des erreurs absolues de prédiction de la grille se trouvent dans l'intervalle $[-10\%, 10\%]$ en graviers, et ces erreurs sont comprises le plus fréquemment dans l'intervalle $[-5\%, 0\%]$ en graviers. Une nouvelle fois, au site 35 le pourcentage donné par la grille est assez différent de celui mesuré expérimentalement (erreur absolue supérieure à 20% en graviers).

La qualité de la prédiction de la carte est globalement similaire (86% des erreurs absolues de prédiction de la grille se trouvent dans l'intervalle $[-10\%, 10\%]$ en graviers), avec néanmoins une dégradation de la prédiction aux sites 9 et 35 (erreur absolue de prédiction supérieure à 20% en graviers).

Dans l'ensemble, la prédiction de la carte des sols (Figure VIII.6.b) des granulométries de surface est de qualité légèrement inférieure à celle des grilles du Chapitre VII précédent. Il y a une détérioration notable de la prédiction sur certains sites, mais cela reste très acceptable.

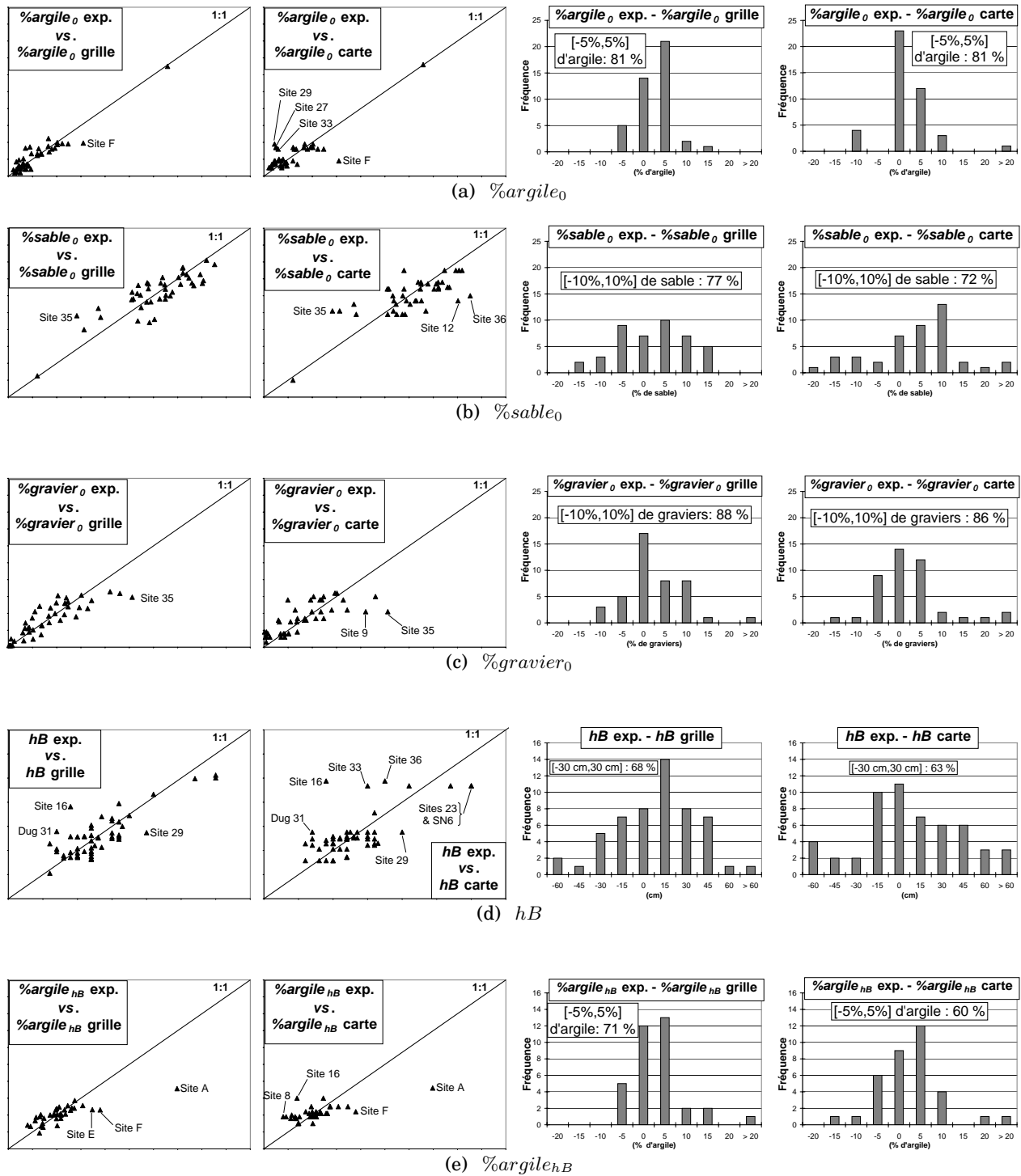


FIG. VIII.7: À gauche, confrontation des valeurs texturales expérimentales (désignées par *exp.*) avec celles qui sont prédites au Chapitre VII (désignées par *grille*) et par la carte des sols de la Figure VIII.6.b (désignées par *carte*); on a mentionné les sites où les prédictions sont particulièrement erronées. À droite, histogrammes des écarts absolus aux valeurs expérimentales; sont indiquées les proportions des écarts absolus appartenant aux intervalles considérés, e.g., “[−5%,5%] d’argile : 81%” signifie que 81% des écarts absolus aux pourcentages expérimentaux en argile se trouvent dans l’intervalle [−5%,5%].

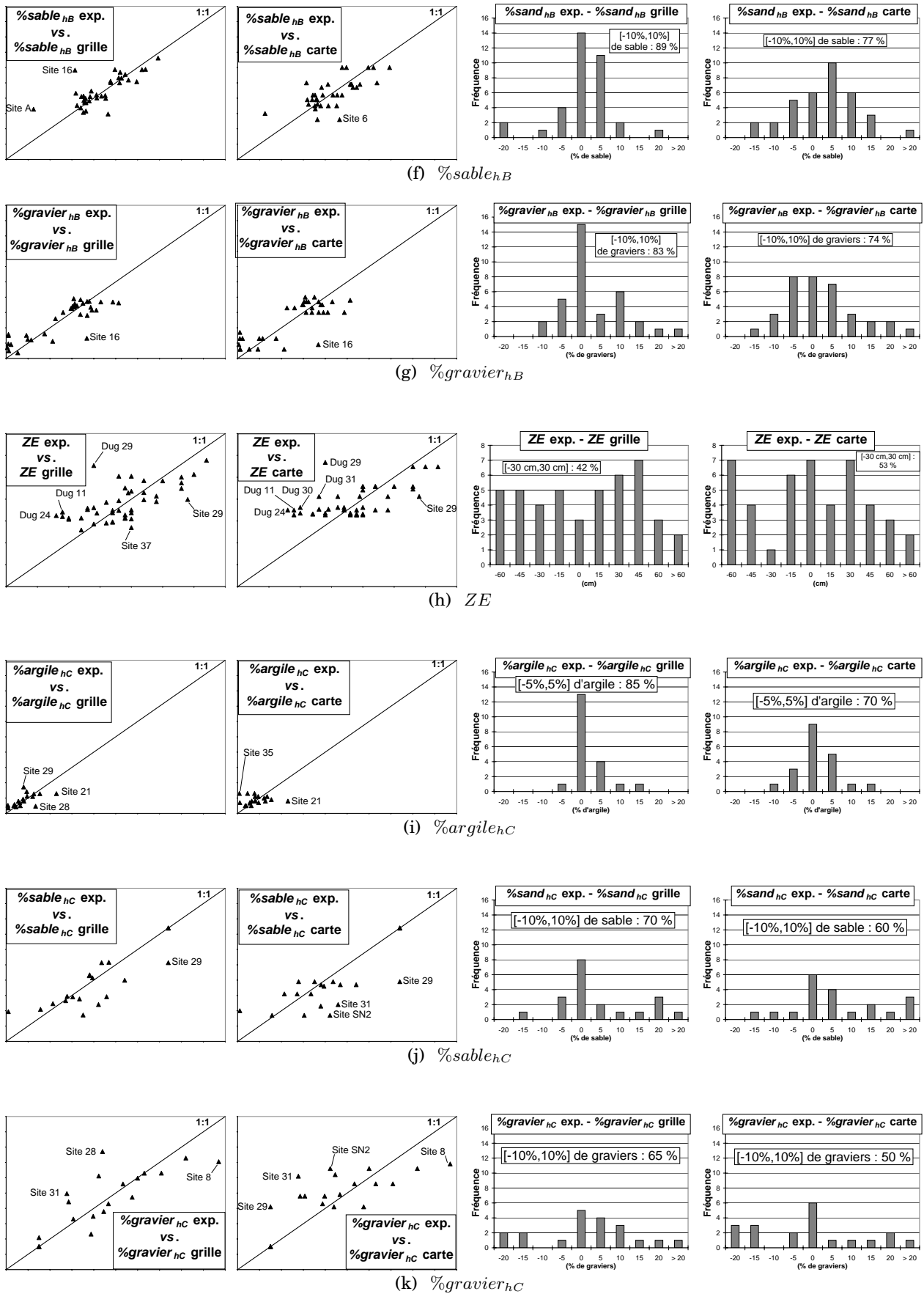


FIG. VIII.7: Confrontation des valeurs texturales expérimentales avec celles qui sont prédites au Chapitre VII et par la carte des sols de la Figure VIII.6.b (suite).

Prédictions de la profondeur et de la granulométrie de l'horizon B L'analyse de l'estimation de la position de la base de l'horizon B est portée dans la Figure VIII.7.d, dans laquelle l'on a ajouté les observations faites dans les dugwells. Dans l'ensemble, les prédictions de la carte ne sont que légèrement moins précises que celles de la grille (63% des erreurs absolues de prédictions sont dans l'intervalle $[-30 \text{ cm}, 30 \text{ cm}]$, au lieu de 68% pour la grille), mais la prédiction est sensiblement détériorée sur les cinq sites 16, 23, 33, 36 et SN6.

Le cas des granulométries est indiqué dans les Figures VIII.7.e à VIII.7.g. On remarque que, cette fois-ci, la dégradation de la prédiction, lorsque l'on utilise la carte au lieu des grilles, est plus importante qu'en surface. En effet, dans l'ensemble, les écarts aux valeurs expérimentales sont plus importants pour la carte que pour les grilles ; e.g., 71% des erreurs absolues de prédiction de $\%argile_{hB}$ par les grilles sont comprises dans l'intervalle $[-5\%, 5\%]$ en argile, alors qu'elles ne sont plus que 60% pour la carte.

Prédictions de la profondeur et de la granulométrie de l'horizon C L'analyse du cas de la position de la base de l'horizon C est portée dans la Figure VIII.7.h, où l'on a de nouveau ajouté les observations faites dans les dugwells. Fait surprenant, les prédictions de la carte semblent légèrement plus précises que celle de la grille (53% des erreurs absolues de prédictions sont dans l'intervalle $[-30 \text{ cm}, 30 \text{ cm}]$, alors qu'elles ne sont que 42% pour la grille). On a souligné, au Paragraphe VII.6.9, que la prédiction de ZE par la grille est assez médiocre, aussi cette amélioration apparente des estimations de la carte n'est probablement qu'un hasard.

L'examen des granulométries se trouve dans les Figures VIII.7.i à VIII.7.k ; il y a moins d'observations expérimentales puisque les prélèvements n'ont pas toujours été faisables au sommet de l'horizon C. Pour les trois granulométries, il y a détérioration significative de la prédiction lorsque l'on utilise la carte au lieu des grilles.

VIII.3.3.c. Première possibilité - bis

La carte des sols (Figure VIII.6.b) est satisfaisante pour décrire les granulométries de surface, mais elle ne l'est pas pour les propriétés texturales des horizons B et C (profondeurs des deux horizons et leurs granulométries). Or, on a choisi, après observation de la Figure VIII.5, de résumer toute l'information texturales des 11 grilles en 18 unités cartographiques, alors que le choix de 29 unités semble aussi possible. Aussi, on examine le cas de la carte des sols avec 29 unités.

On lisse, puis on filtre cette carte à 29 classes, comme on l'a fait précédemment, ce qui conduit à la Figure VIII.8. On examine ensuite si les prédictions des caractéristiques des horizons B et C sont meilleures avec cette carte à 29 unités, qu'avec celle à 18 unités (Figure VIII.9). Les résultats pour l'horizon B sont légèrement meilleurs, légèrement plus fidèles à la réalité. En revanche, les résultats sont moins probants pour l'horizon C : la prédiction de $\%argile_{hC}$ est améliorée, mais celle des autres caractéristiques de l'horizon C est, au contraire, plus mauvaise.

Ainsi, au final, il n'est pas concluant que la carte des sols avec 29 classes (Figure VIII.8) décrive plus fidèlement les sols du bassin que celle avec 18 classes (Figure VIII.6.b). Par ailleurs, la carte aux 29

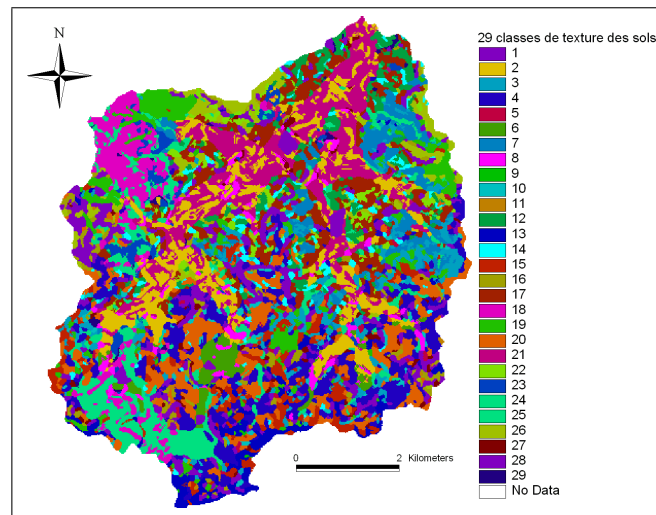


FIG. VIII.8: Carte de texture des sols, avec 29 classes.

classes générerait d'avantage de RECs que celle qui en comporte 18 (6080 RECs sont créés avec la carte aux 29 unités, alors que 3171 sont générés avec la carte aux 18 unités, cf. Section VIII.4 à venir), ce qui compliquerait la phase de modélisation. **On préfère, pour l'instant, la carte de texture des sols aux 18 unités** (Figure VIII.6.b).

VIII.3.3.d. Deuxième possibilité

La deuxième possibilité envisagée est de construire de façon indépendante une carte pour les sols de surface, une pour les sols de l'horizon B et une pour les sols de l'horizon C, et de recouper ces trois cartes en une carte de texture des sols. Plus précisément, toujours en utilisant le programme FuzMe (Minasny et McBratney, 2003), en fixant $\phi = 1.1$, en sélectionnant le nombre de classes optimal *via* l'étude des fonctions P'_f et E' (cf. ce que l'on a fait précédemment en Figure VIII.5) et en lissant puis filtrant les cartes, on résume en une carte :

- de 6 classes les trois grilles de la granulométrie de surface ($\widetilde{\%argile_0}$, $\widetilde{\%sable_0}$ et $\widetilde{\%gravier_0}$), cf. Figure VIII.10.a ;
- de 8 classes les quatre grilles de l'horizon B ($\widetilde{h_B}$, $\widetilde{\%argile_{h_B}}$, $\widetilde{\%sable_{h_B}}$ et $\widetilde{\%gravier_{h_B}}$), cf. Figure VIII.10.b ;
et
- de 5 classes les quatre grilles de l'horizon C ($\widetilde{Z_E}$, $\widetilde{\%argile_{h_C}}$, $\widetilde{\%sable_{h_C}}$ et $\widetilde{\%gravier_{h_C}}$), cf. Figure VIII.10.c.

Ensuite, on crée la carte des sols équivalente en recoupant ces trois cartes, ce qui conduit, après lissage et filtrage, à une carte de 72 classes (Figure VIII.10.d). On examine ensuite si les prédictions des caractéristiques des horizons B et C sont meilleures avec cette carte aux 72 unités, qu'avec celle qui en comporte 18 (Figure VIII.11). De façon similaire à la carte des sols avec 29 unités (Figure VIII.8), les résultats pour l'horizon B sont légèrement meilleurs, légèrement plus fidèles à la réalité. En revanche, les résultats sont moins bons concernant l'horizon C. Ainsi, une fois de plus, il n'est pas concluant que la carte des sols aux 72 classes (Figure VIII.10.d) décrive plus fidèlement les sols du bassin que celle de 18 (Figure VIII.6.b), d'autant qu'elle générerait d'avantage de RECs (6065 RECs sont créés avec la carte aux 72 unités, contre

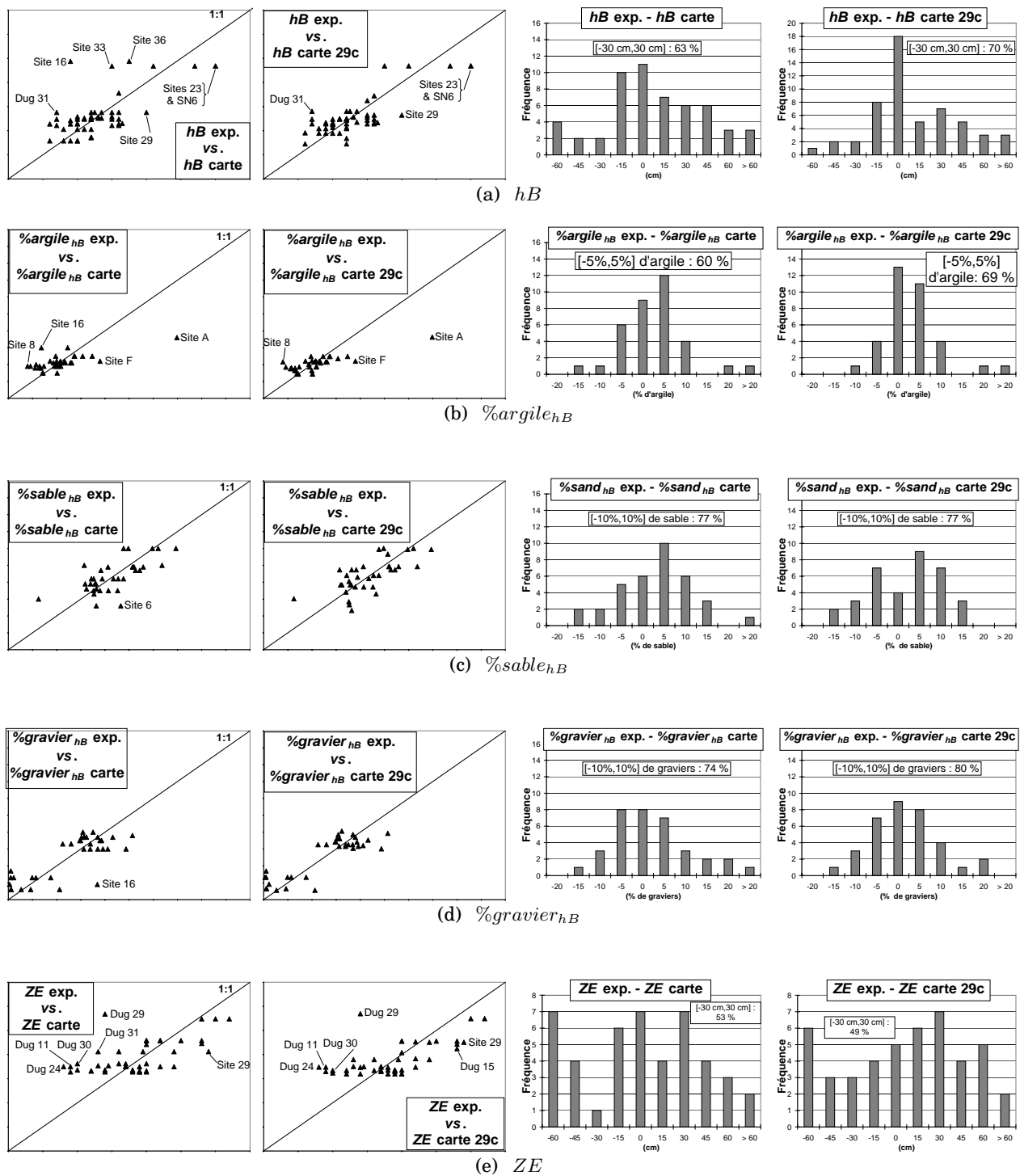


FIG. VIII.9: À gauche, confrontation des valeurs texturales expérimentales (désignées par *exp.*) avec celles qui sont prédites par la carte des sols de la Figure VIII.6.b (désignées par *carte*) et par la carte des sols à 29 classes de la Figure VIII.8 (désignées par *carte 29c*); on a mentionné les sites où les prédictions sont particulièrement erronées. À droite, histogrammes des écarts aux valeurs expérimentales; sont indiquées les proportions des écarts appartenant aux intervalles considérés, e.g., “[−30 cm,30 cm] : 63%” signifie que 63% des écarts absolus aux profondeurs expérimentales hB se trouvent dans l’intervalle [−30 cm,30 cm].

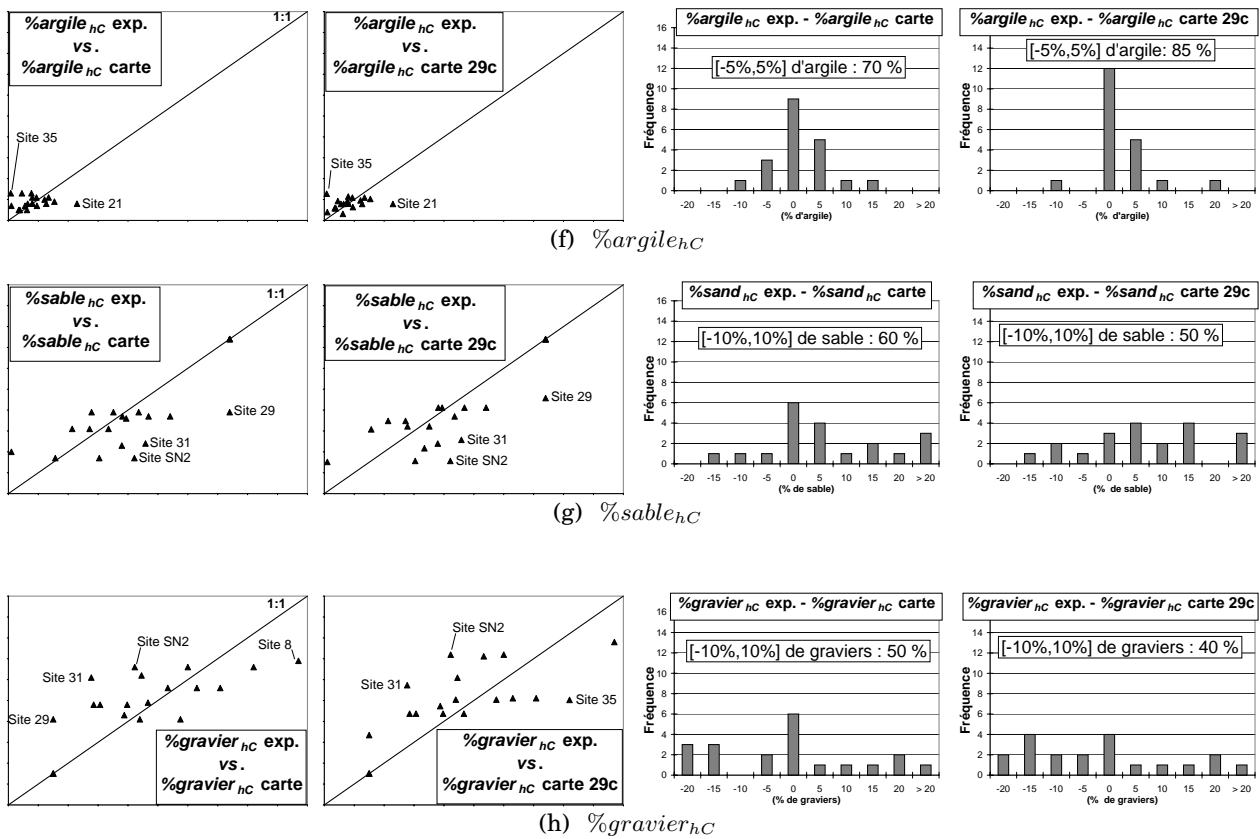


FIG. VIII.9: Confrontation des valeurs texturales expérimentales (désignées par *exp.*) avec celles qui sont prédites par la carte des sols de la Figure VIII.6.b (désignées par *carte*) et par la carte des sols à 29 classes de la Figure VIII.8 (désignées par *carte 29c*) (suite).

3171 avec la carte de 18, cf. Section VIII.4 à venir). **On préfère donc, une fois de plus, la carte aux 18 unités de texture de sol.**

VIII.3.3.e. Bilan : la carte de texture des sols choisie

On a envisagé la création de la carte de texture des sols de deux manières différentes, ce qui nous a conduit à examiner trois cartes et à retenir la carte aux 18 classes de texture de sol (Figure VIII.6.b). Cependant, cette carte ne semble pas décrire les propriétés des horizons B et C aussi fidèlement que les grilles calculées au Chapitre VII. On va néanmoins conserver cette carte.

Les granulométries des 18 unités de la carte de texture des sols sont résumées au Tableau VIII.2. La classe 1 correspond aux tanks, la 2 aux Entisols en amont, la 3 aux Entisols intermédiaires, la 4 aux Entisols en aval, de 5 à 14 aux Alfisols1, la 15 aux Alfisols2 et de 16 à 18 aux Inceptisols. L'épaisseur hE n'ayant pas pu être calculée à l'échelle du bassin, on l'a fixée selon les observations expérimentales de la manière suivante :

- classe 1 : $hE = 50$ cm, il ne s'agit pas véritablement d'un horizon d'éluviation, mais du premier horizon d'accumulation d'argile ;
- classes 2 à 15 : $hE = 20$ cm (Alfisols et Entisols) ; et

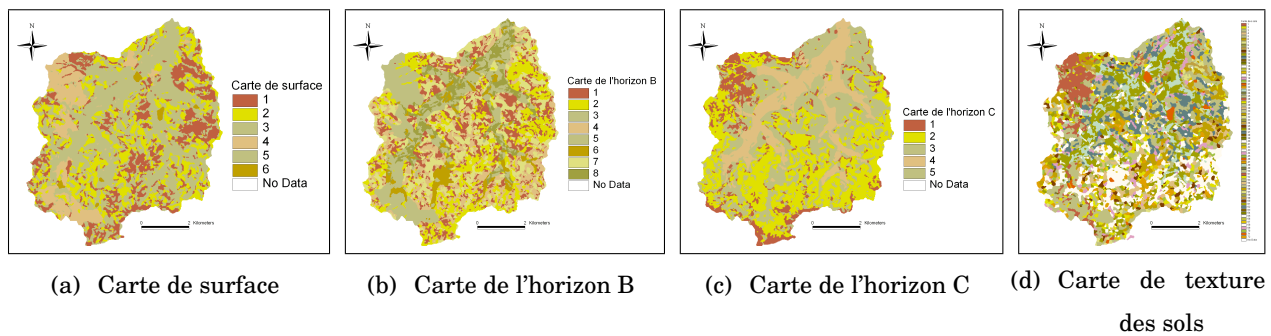


FIG. VIII.10: Carte de texture des sols, avec 72 classes

– classes 16 à 18 $hE = 10$ cm (Inceptisols).

Par ailleurs, nous avons ajouté à la fin de chaque profil une couche de matériau, qui représente le milieu sous-jacent de notre zone d'étude, c.-à.-d. le granite feuilleté. En effet, ce milieu influence les flux sortant de notre zone d'étude, aussi faut-il le considérer. Nous décrirons ses propriétés au Chapitre IX.

VIII.4. Genèse des REWs, des RECs et des *Cellules*

La discrétisation du bassin se fait de plus en plus fine par la création des REWs d'abord, divisés ensuite en des RECs et subdivisés à leur tour en *Cellules*.

VIII.4.1. Définition des REWs

La première discrétisation horizontale génère les REWs à partir du MNT. L'identification des REWs se fait selon l'ordre de Strahler (1964). La Figure VIII.12 contient les REWs correspondants à l'ordre de Strahler de 1.

Le choix de l'ordre dépend de l'objectif de la modélisation et doit être pertinent selon le réseau hydrographique observé sur le terrain. Dans POWER, seuls les écoulements de surface (ruissellement) et des nappes sont calculés au niveau des REWs. Or, les modules gérant les échanges latéraux en surface et en profondeurs ne sont pas encore opérationnels à l'heure actuelle ; de plus, la tranche de la ZNS étudiée dans ce travail ne s'étend pas jusqu'à la nappe. Par conséquent, le réseau des REWs n'a pas d'utilité dans la suite et on choisit donc de ne considérer qu'un seul REW, égalant le bassin versant en entier.

VIII.4.2. Définition des RECs

Les RECs sont définis par l'intersection de plusieurs couches SIG superposées ; dans notre cas le REW, qui est en fait le bassin versant en entier, l'occupation des sols (Section VIII.2) et la carte de texture des sols (Section VIII.3). Les 3171 RECs générés se trouvent dans la Figure VIII.13 et on observe que le découpage délimite des entités aux formes irrégulières.

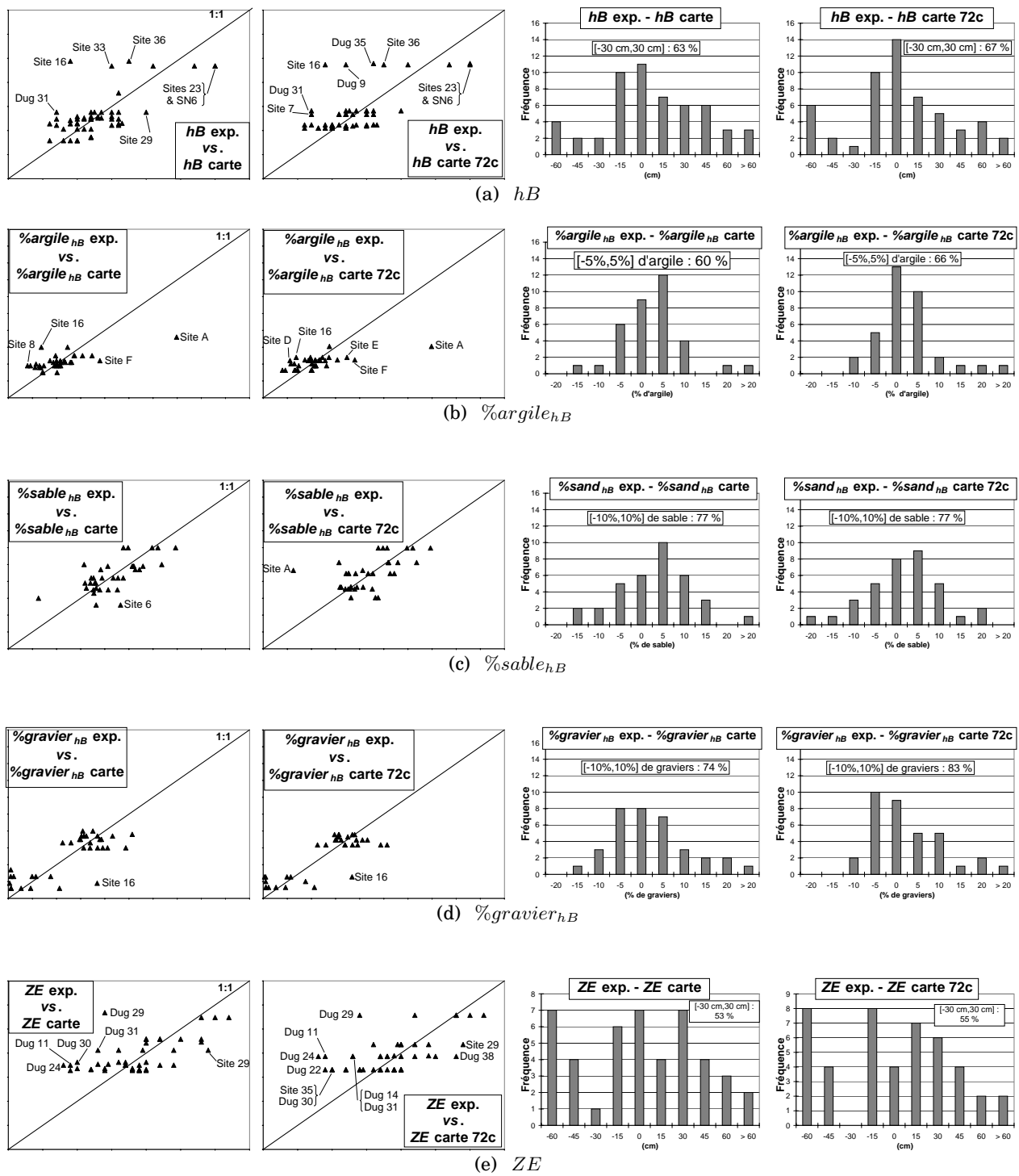


FIG. VIII.11: À gauche, confrontation des valeurs texturales expérimentales (désignées par *exp.*) avec celles qui sont prédites par la carte des sols de la Figure VIII.6.b (désignées par *carte*) et par la carte des sols à 72 classes de la Figure VIII.10.d (désignées par *carte 72c*); on a mentionné les sites où les prédictions sont particulièrement erronées. À droite, histogrammes des écarts aux valeurs expérimentales; sont indiquées les proportions des écarts appartenant aux intervalles considérés, e.g., “[$-10\%,10\%$] de sable : 77%” signifie que 77% des écarts absolus aux pourcentages expérimentales en sable se trouvent dans l’intervalle [$-10\%,10\%$].

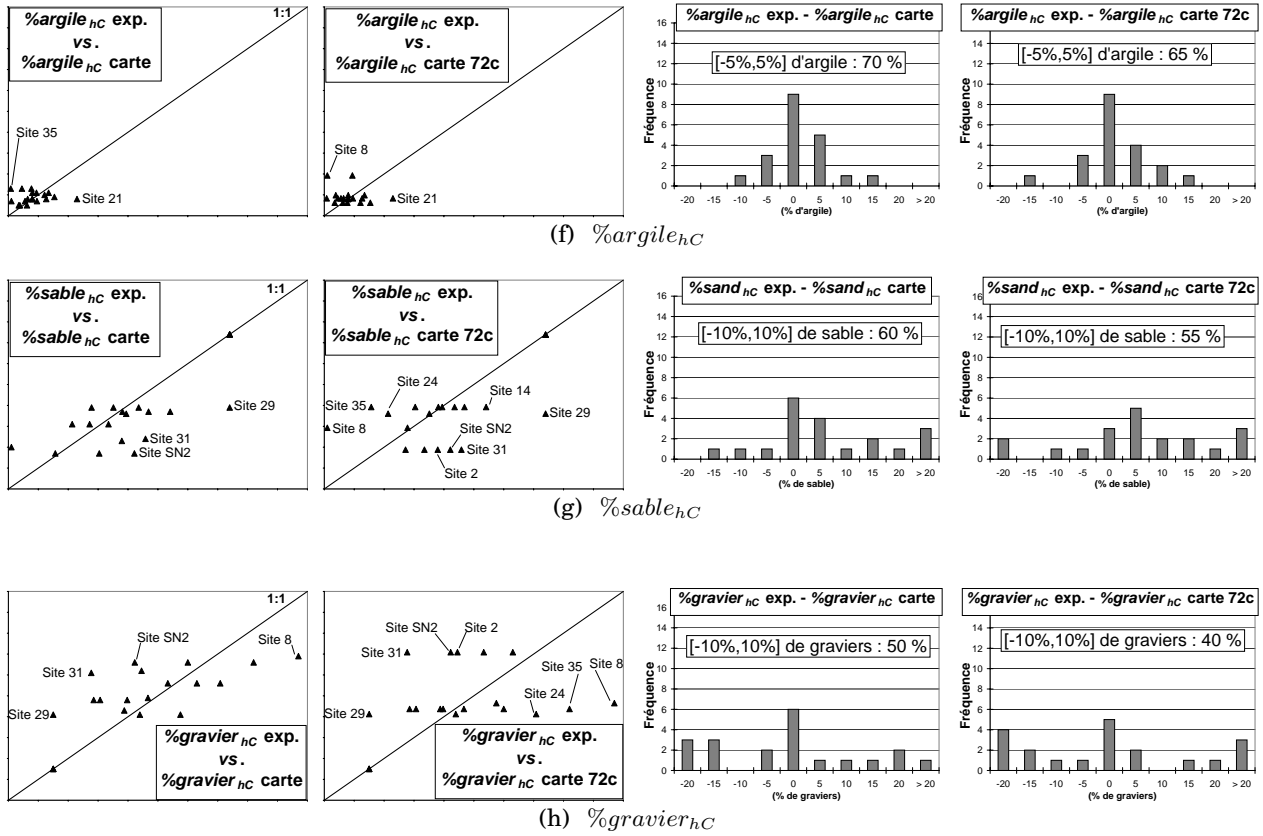


FIG. VIII.11: Confrontation des valeurs texturales expérimentales (désignées par *exp.*) avec celles qui sont prédites par la carte des sols de la Figure VIII.6.b (désignées par *carte*) et par la carte des sols à 72 classes de la Figure VIII.10.d (désignées par *carte 72c*) (suite).

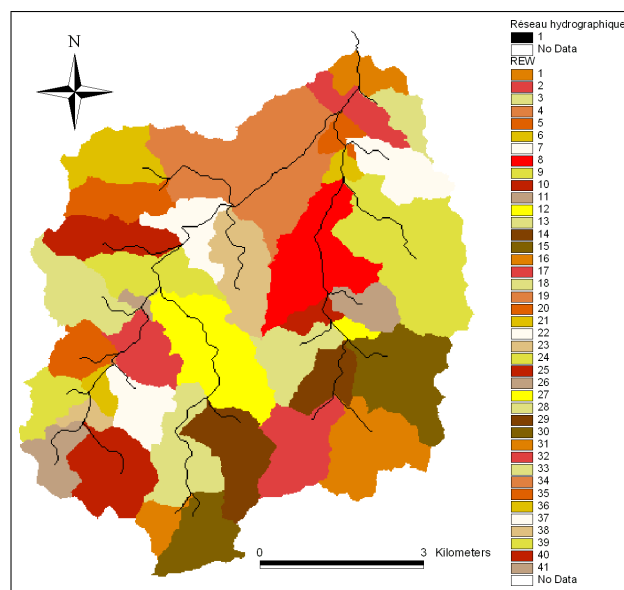


FIG. VIII.12: Les *Representative Elementary Watershed* (REWs) du bassin versant de Maheshwaram correspondant à l'ordre de Strahler (1964) de 1.

Classe	Type	%arg0	%lim0	%sao	%grav0	%arghB	%limhB	%sahB	%gravhB	%arghC	%limhC	%sahC	%gravhC	hE (cm)	hB (cm)	ZE (cm)
1	Tank	66	21	10	3	36	17	30	17	11	3	64	22	50	220	265
2	Ent.	18	12	60	10	24	19	47	10	22	1	22	55	20	180	220
3	Ent.	16	12	64	8	25	13	49	13	8	3	74	15	20	235	275
4	Ent.	19	12	60	9	30	11	50	9	8	3	74	15	20	245	285
5	Alf1.	10	10	63	17	23	12	45	20	22	4	62	12	20	135	200
6	Alf1.	15	11	52	22	23	9	29	39	4	4	16	76	20	120	175
7	Alf1.	10	10	61	19	19	7	45	29	9	17	25	49	20	145	210
8	Alf1.	10	9	49	32	20	14	26	40	7	8	36	49	20	80	165
9	Alf1.	5	10	68	17	21	5	39	35	9	6	24	61	20	130	175
10	Alf1.	5	8	62	25	19	8	36	37	8	10	45	37	20	105	165
11	Alf1.	7	8	57	28	19	9	35	37	5	8	31	56	20	125	230
12	Alf1.	10	10	59	21	22	12	41	25	18	13	41	28	20	140	200
13	Alf1.	8	9	67	16	21	6	36	37	7	11	39	43	20	85	180
14	Alf1.	6	9	55	30	19	10	33	38	7	4	20	69	20	125	175
15	Alf2.	9	10	75	6	22	12	60	6	11	9	39	41	20	140	205
16	Incep.	17	12	49	22	18	10	42	30	10	5	23	62	10	115	220
17	Incep.	17	11	51	21	19	9	42	30	13	4	17	66	10	115	170
18	Incep.	9	11	65	15	15	5	47	33	8	7	37	48	10	110	175

TAB. VIII.2: Granulométries et profondeurs des horizons des 18 classes de texture des sols (Figure VIII.6). %arg, %lim, %sa et %grav désignent respectivement %argile, %limon, %sable et %gravier. Ent., Alf1., Alf2. et Incep. désignent respectivement les Entisols, les Alfisols1, les Alfisols2 et les Inceptisols.

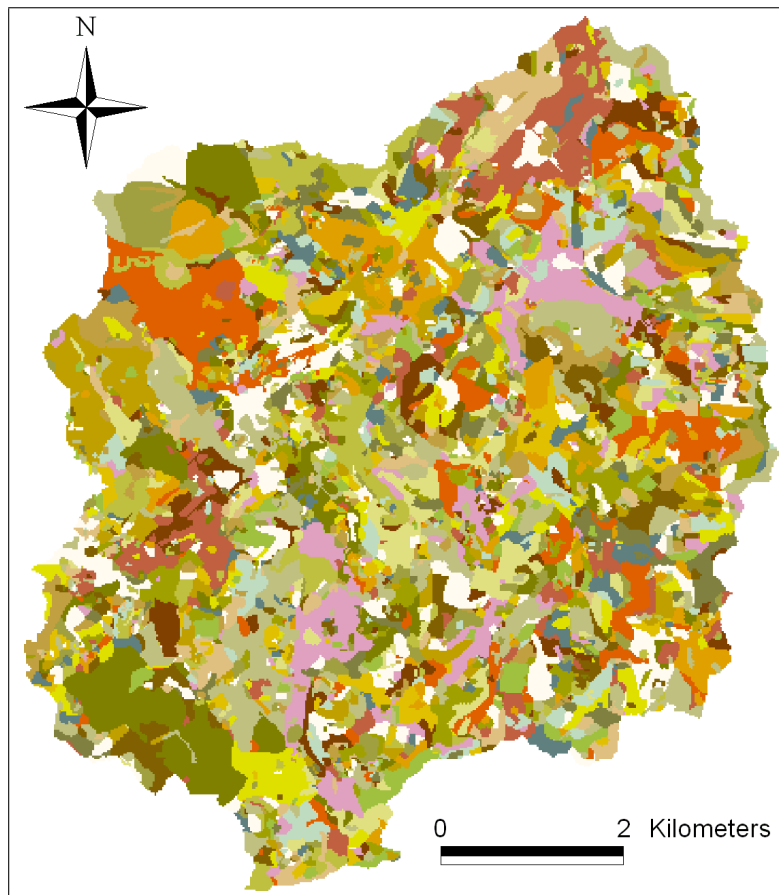


FIG. VIII.13: Les 3171 *Representative Elementary Columns* (RECs) du bassin versant de Maheshwaram.

Nos simulations ne concernent que la couverture poreuse isotrope de la zone non-saturée du bassin versant, c'est à dire que nos écoulements ne seront pas simulés jusqu'à niveau de l'aquifère. Par conséquent, nos RECs ne s'étendent pas jusqu'au substratum rocheux. On ne stoppe pas non plus leurs extensions à base de notre zone d'étude (positionnée par le *ZE* de chaque classe de texture, cf. Tableau VIII.2), mais légèrement en dessous : la dernière *Cellule*, à la base de chaque REC, modélisera le sommet du granite feuilleté. En faisant de la sorte, on tient compte des effets du sommet du granite feuilleté sur les flux sortant de notre zone d'étude.

VIII.4.3. Définition des *Cellules*

Le dernier niveau de discrétisation, qui est vertical, découpe les RECs en un nombre identique de *Cellules*, fixé par l'utilisateur. Elles traduisent les variations en profondeur des propriétés hydrodynamiques des sols. On a le choix d'une épaisseur constante ou variable pour les différentes *Cellules* : on opte pour une épaisseur variable, petite vers la surface du sol et de plus en plus grande en profondeur. Il est en effet préférable de resserrer la discrétisation près de la surface du sol, interface avec l'atmosphère, comme le conseillent Ross (2003) et Varado (2004).

Dans ce travail, suivant les conseils de Varado (2004), on choisit un découpage en 20 *Cellules*. La

position de la base des *Cellules* du REC n° j est prise égale à :

$$z_{i,j} = \frac{i^2}{20^2} \cdot z_{RECj} \quad \text{pour } i \in \{1, \dots, 20\} \text{ et } j \in \{1, \dots, 3171\} \quad [\text{VIII.2}]$$

où $z_{i,j}$ est la profondeur en mètre de la base de la *Cellule* i par rapport à la surface du sol, 20 est le nombre de *Cellules* et z_{RECj} désigne la position de la base du REC n° j . La profondeur z_{RECj} est calculée de sorte que $z_{19,j}$ soit égale au ZE de la classe de texture caractérisant ce REC n° j . L'exemple du découpage du REC n°2724 (classe de texture n° 7), ainsi que l'épaisseur des différentes *Cellules*, sont placés dans la Figure VIII.14.

<i>Cellule</i> n°	1	2	3	4	5	6	7	8
$z_{i,2724}$ (cm)	0.58	2.33	5.24	9.32	14.56	20.97	28.54	37.28
Épaisseur (cm)	0.58	1.74	2.91	4.07	5.24	6.40	7.57	8.73

<i>Cellule</i> n°	9	10	11	12	13	14
$z_{i,2724}$ (cm)	47.18	58.25	70.48	83.88	98.44	114.17
Épaisseur (cm)	9.90	11.06	12.23	13.39	14.56	15.72

<i>Cellule</i> n°	15	16	17	18	19	20
$z_{i,2724}$ (cm)	131.06	149.12	168.34	188.73	210.00	232.69
Épaisseur (cm)	16.89	18.05	19.22	20.38	21.52	22.68

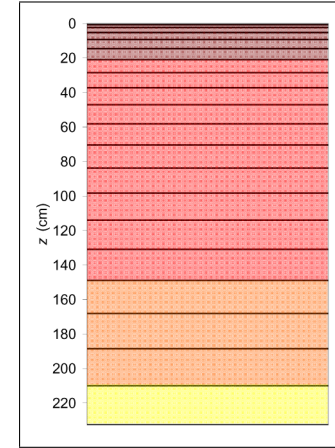


FIG. VIII.14: Exemple du découpage vertical en 20 *Cellules* du REC n°2724 (classe de texture n°7), qui est d'une hauteur $z_{REC2724} \approx 233$ cm. $z_{i,2724}$ désigne la profondeur de la base de la *Cellule* n° i , en référence à la relation [VIII.2]. En marron et rouge respectivement l'horizon E et B, en orange et jaune respectivement la partie poreuse isotrope (isaltérite non-feuilletée 2) et anisotrope (granite feuilleté) de l'horizon C.

VIII.5. Optimisation des campagnes de mesures

Dans cette Section, on va s'efforcer de dégager une stratégie optimale pour une campagne expérimentale de mesure des propriétés hydrodynamiques des sols. Fort de l'expérience acquise dans ce travail et de sorte à préparer au mieux la carte de texture des sols définie dans ce chapitre (Section VIII.3), comment planifierait-t-on des l'acquisition des données de terrain nécessaires à une étude similaire (i.e., modélisation des flux d'eau à travers le sol) sur un autre bassin versant, mais avec une campagne de mesures optimale et, en tout état de cause, plus courte que celle de ce travail de thèse ?

On choisit de conserver l'approche naturaliste utilisée au Chapitre VII précédent, qui combine l'information sur la topographie, ainsi que la pédologie et la lithologie si ces cartes sont disponibles, afin d'extrapoler de manière pertinente les observations expérimentales. De ce fait, on va baser la stratégie à venir sur ces trois informations et on va supposer que le MNT est disponible, puisque c'est une donnée nécessaire à la plupart des modèles d'hydrologie des sols, tel que POWER.

Deux méthodes sont utilisées : (i) le creusement de fosses d'observation, qui offrent une excellente

visibilité du profil et facilitent les différentes manipulations, mais sont en revanche coûteuses en terme de temps et d'efforts physiques, et (ii) le creusement à l'ensemble tarière et porte-cylindre, qui ne permet pas la même visibilité, ni la même commodité des prélèvements, mais dont la réalisation est bien plus rapide et aisée.

Nos propos commencent par les préludes à la campagne de mesure, continuent sur les réalisations des mesures et se terminent sur l'estimation du coût temporel d'une telle campagne.

VIII.5.1. En prélude aux campagnes de mesure

Avant d'entamer toute mesure, nous conseillons :

- de tenter d'ébaucher une carte pédologique si elle n'est pas disponible ; et
- de classer spatialement les données d'entrée (MNT et carte pédologique si disponible), ce qui sera utile à la disposition des sites expérimentaux.

VIII.5.1.a. Création d'une carte pédologique sommaire

Pour l'ébauche de la carte pédologique, on peut s'inspirer :

- de la carte géologique, du moins des lithologies principales ; et/ou
- de photos aériennes ou d'images satellites, certaines unités pédologiques pouvant y être visibles (comme ce fut le cas dans ce travail avec les Alfisols², les Alfisols³ et les Entisols, cf. Section VII.3).

VIII.5.1.b. Classification spatiale éventuelle des données de départ

Rappelons que, dans ce travail, l'extrapolation des mesures expérimentales a été améliorée avec l'utilisation de la classification floue sur la carte pédologique et sur les attributs topographiques. Par conséquent, si le lecteur souhaite procéder de même, nous lui conseillons, avant toute mission sur le terrain, de classer spatialement les attributs topographiques et la carte pédologique, si cette dernière est disponible (avec, par exemple, le programme FuzMe de Minasny et McBratney (2003)). On placera ensuite les sites expérimentaux selon les centroïdes créés lors de la classification, ce qui favorisera l'extrapolation des données expérimentales.

VIII.5.2. Choix du réseau des sites expérimentaux

On propose deux types de choix du réseau de mesure selon la disponibilité ou non de la carte pédologique, ou l'utilisation de la classification spatiale des données de départ.

VIII.5.2.a. Lorsque la carte pédologique est indisponible

Des entretiens préliminaires avec des agriculteurs du bassin versant semblent judicieux, afin de bénéficier de leur connaissance pragmatique des sols de la région et de pré-identifier différentes classes de sols. Il est ensuite conseillé, à l'échelle d'un versant représentatif du bassin (Ruellan et Dosso, 1993) :

1. de creuser trois fosses d'observation selon un transect parallèle à la ligne de plus grande pente, une première au sommet, une seconde au milieu et une troisième en bas de pente ;
2. de compléter par deux observations entre les trois fosses de ce transect avec l'ensemble tarière et porte-cylindre,
 - si les observations sont semblables à celles des fosses, on termine l'expérimentation sur ce transect,
 - dans le cas contraire, on resserre le réseau en rajoutant des observations avec l'ensemble tarière et porte-cylindre ;
3. de répéter les deux points précédents dans d'autres transects.

Le nombre total de transects à visiter est évidemment fonction du bassin, mais à priori un nombre de cinq transects semble approprié. Si la carte géologique est disponible, il est conseillé de veiller à sonder différentes unités lithologiques. En supposant un nombre moyen de six sites par transect, cela fait au total 15 fosses d'observations et 15 observations avec l'ensemble tarière et porte-cylindre, ce qui semble raisonnable.

VIII.5.2.b. Lorsque la carte pédologique est disponible ou que les données de départ sont classifiées

L'expérimentateur peut placer les sites de mesure en s'appuyant sur la répartition spatiale d'entités, qui sont soit les unités pédologiques, soit les centroïdes issus de la classification spatiale des données de départ (attributs topographiques et éventuellement carte pédologique). Des entretiens avec des agriculteurs du bassin versant permettent, dans un premier temps, d'avoir une approche plus pragmatique de ces entités. Il est ensuite conseillé, pour chaque entité significative à l'échelle du bassin (on ignore celles dont les extensions spatiales sont négligeables) :

- de creuser une fosse d'observation en trois sites uniformément répartis spatialement dans l'entité ;
- si les observations dans les fosses sont semblables, on arrête les investigations dans cette entité ;
- sinon, on rajoute des observations supplémentaires avec l'ensemble tarière et porte-cylindre jusqu'à ce qu'une tendance se dégage pour l'entité.

Lorsque la carte pédologique est utilisée, il faut veiller à répartir ces sites, que cela soit les fosses ou les échantillonnages à la tarière, de sorte à sonder les différentes positions topographiques et lithologiques. Remarquons que certaines unités pédologiques peuvent être en fait des sous-catégories, telles que les variantes d'une unité donnée selon la topographie, comme c'était le cas de la carte pédologique originale de Maheshwaram (Figure II.18) ; il suffit alors de placer une seule fosse dans ces sous-catégories.

Au final, le nombre de sites d'observation dépend évidemment du nombre d'entités, mais de nouveau 15 fosses complétées d'environ 15 observations avec l'ensemble tarière et porte-cylindre semblent satisfaisantes.

VIII.5.3. Conseils sur les essais d'infiltration et sur les prélèvements d'échantillon de sols

Sur chaque site visité, il est conseillé d'effectuer un essai d'infiltration à la surface du sol, qui dure entre une heure et une heure et demi. La site peut-être un sol nu ou une zone de végétation (e.g, herbes sauvages), selon l'objectif des mesures.

Les prélèvements concernent les échantillons pour analyse granulométrique (échantillons *pouvant* être remaniés) et de densité (échantillons ne *devant* pas être remaniés). Il est conseillé de les effectuer à différentes profondeurs, comme ce fut le cas dans ce travail. Cependant, nous avons choisi des profondeurs d'échantillonnage fixes, indépendamment du site étudié, ce qui s'est révélé peu judicieux. Dans le Chapitre VII, la prévision de la granulométrie s'est faite pour chaque profondeur d'échantillonnage, c'est à dire 6 profondeurs fixes (0, 20, 50, 90, 150 et 200 cm), ce qui a conduit à un grand nombre de grilles, alors que dans ce chapitre, seules des granulométries moyennes des trois horizons E, B et C ont été retenues pour la conception de la carte de texture des sols. Il est donc préconisé d'échantillonner selon les horizons, plus précisément si :

- l'horizon observé est plus épais que 40 cm, il est alors conseillé de prélever trois échantillons dans cet horizon,
 1. un premier à son sommet,
 2. un second à la profondeur où la propriété caractéristique de l'horizon (e.g., teneur en argile pour un horizon B) semble la plus prononcée ou alors, si cette caractéristique n'est pas discernable, au milieu de l'horizon,
 3. et un troisième à sa base ;
- l'horizon observé est moins épais que 40 cm (e.g., horizons affleurant, tel que l'horizon E), un échantillon devrait être prélevé en son sommet et éventuellement un autre à proximité de sa base.

Dans les fosses d'observations, le choix des positions d'échantillonnage et les prélèvements sont facilités. De plus, ces fosses permettent aussi la réalisation de quelques essais d'infiltration aux différentes profondeurs d'échantillonnage. Il est souhaitable d'effectuer des essais d'infiltration dans au moins un profil de chaque unité pédologique, ou type de profil si la carte pédologique n'est pas disponible, voire deux pour les unités pédologiques prépondérantes du bassin. Le facteur limitant la réalisation de ces essais est le temps (cf. estimation donnée par la suite).

Lors des prélèvements avec l'ensemble tarière et porte-cylindre, la couleur et la texture des déblais informent sur le sondage des différents horizons. Il est conseillé de stocker temporairement le matériau déblayé (e.g., par tranches de 10 cm), de sorte à décider postérieurement des échantillons à conserver.

Soulignons que l'utilisation de cet ensemble est très difficile, voir impossible, dans des sols indurés ou caillouteux ; dans ce cas précis, on recommande alors de rechercher des éventuels profils de sols déjà existants (e.g., bords de routes, travaux d'aménagements).

VIII.5.4. Coût temporel

La durée est le principal paramètre qui permet d'estimer le coût de la campagne expérimentale. De l'expérience de terrain à Maheshwaram, il ressort que :

- le creusement d'une fosse jusqu'à environ 2 mètres nécessite environ un jour et demi de travail ;
- un essai d'infiltration durant environ une heure et demie (temps de préparation inclus), la réalisation des essais dans un profil requiert un jour ; et
- une équipe peut visiter environ 2 à 3 sites par jour avec l'ensemble tarière et porte-cylindre.

Ainsi, à titre d'exemple, le creusement de 15 fosses, la réalisation d'une série d'essais d'infiltration dans 6 profils, et les prélèvements à la tarière de sols en 15 sites nécessitent environ 35 jours complets de terrain (compter 40 jours avec les aléas propres au terrain) pour une équipe.

VIII.6. Conclusion du chapitre

VIII.6.1. Discrétisation du bassin versant de Maheshwaram

Dans ce chapitre, nous avons discrétisé le bassin versant de Maheshwaram selon la procédure propre au modèle POWER. Celle-ci se fait en trois étapes : la première discrétisation est horizontale et crée les REWs, la deuxième est toujours horizontale et crée les RECs, et enfin la dernière est verticale et crée les *Cellules* composant chaque REC.

La genèse des REWs se fait selon le MNT et selon l'ordre de Strahler (1964) pertinent pour le bassin versant. Dans POWER, les REWs servent de support au calcul des écoulements d'eau de surface et des nappes. Or, dans la mesure où les modules de modélisation des écoulements latéraux ne sont pas encore fonctionnels à l'heure actuelle, la discrétisation en REWs ne nous est pas utile et on choisit un seul REW : le bassin versant en entier.

L'étape suivante, la genèse des RECs, nécessite la carte d'occupation des sols et la carte de texture des sols. La carte d'occupation des sols a été élaborée à la suite à l'interprétation par la National Remote Sensing Agency d'une image satellite du bassin datée de février 2003. Cette carte a ensuite été retravaillée en partie, de sorte à l'adapter aux objectifs de notre étude.

Les spatialisations des propriétés texturales (profondeurs de l'horizon B et de la fin de la zone d'étude, et granulométries à différentes profondeurs, 20 grilles au total), faites au Chapitre VII ont permis l'élaboration de la carte de texture des sols. On s'est attardé sur la procédure de création de cette carte, puisque qu'il fallait résumer 20 grilles en une seule. On a commencé par résumer toutes les granulométries aux

différentes profondeurs en des granulométries moyennes des horizons E, B et C (partie poreuse isotrope de l'horizon C), ce qui a réduit le nombre de grilles à 11. On a ensuite envisagé deux façons de construire la carte de texture :

1. en résumant l'ensemble de l'information de ces 11 grilles en une seule selon une procédure de classification (création de centroïdes agglomérant l'information des 11 grilles); ou
2. en synthétisant de façon similaire l'information en trois cartes (au lieu d'une seule), correspondant aux trois horizons E, B et C, et le recouplement de ces trois cartes conduit à la carte finale.

Afin de sélectionner l'une ou l'autre possibilité, on a comparé les granulométries expérimentales, sur les 44 sites de mesure du Chapitre III, à celles données des deux cartes envisagées. Il en ressort que la première solution est préférable, ce qui conduit à une carte avec 18 classes de texture des sols, où chaque classe définit un profil type de sol composé des trois horizons E, B et C d'épaisseur et de granulométrie spécifiques.

Le recouplement du REW (le bassin versant en entier), de la carte d'occupation des sols et de la carte de texture des sols conduit ensuite à 3171 RECs, qui sont des entités aux formes irrégulières.

Enfin, on termine la procédure de discrétisation du bassin versant en découpant verticalement tous les RECs en 20 *Cellules*, dont l'épaisseur s'accroît en profondeur.

VIII.6.2. Définition d'une stratégie de mesure des propriétés hydrodynamiques des sols d'un bassin versant

À la suite de cette procédure de discrétisation, on s'est efforcé de définir une campagne de mesures optimale afin de décrire l'information requise sur les sols. Dans ce travail, qui recourt au modèle POWER, cette dernière est une carte de texture, qui définit des profils de sols caractérisés par des successions d'horizons d'épaisseur et de granulométrie spécifiques. Aussi, nous conseillons d'effectuer les mesures *in-situ* selon les horizons rencontrés dans le profil, et non selon des profondeurs d'échantillonnage fixes, comme il a été fait initialement dans ce travail.

Nous avons présenté une stratégie pour le choix du nombre et de l'emplacement des sites d'investigation. La carte pédologique étant une information essentielle, il est recommandé d'essayer de l'ébaucher si elle n'est pas disponible. Si la méthodologie de ce travail est utilisée (i.e., l'extrapolation des données expérimentales à l'aide de la classification floue), on préconise de commencer par classer spatialement les informations de départ (attributs topographiques et carte pédologique) et de placer ensuite les sites expérimentaux en fonction des centroïdes créés. Sinon, on conseille de répartir les sites selon la topographie, notamment le long de transects, et la carte pédologique du bassin, si cette dernière est disponible. Il faut aussi s'appuyer sur la connaissance pragmatique des habitants du bassin versant, et sur l'information lithologique.

Une alternance de creusement de fosses d'observation et d'investigations à la tarière - porte cylindre permet d'allier visibilité de certains profils et rapidité d'exécution.

Détermination des paramètres de sols des RECs

IX.1. Introduction

Dans le Chapitre VIII, on a élaboré, à partir des différentes données issues des interprétations des observations expérimentales, une carte des sols du bassin définie par 18 classes de texture (Figure VIII.6.b). Cette carte traduit les propriétés texturales des sols des RECs.

Il nous reste cependant à extraire de ces données, qui sont les granulométries et les profondeurs des horizons, les paramètres de modélisation de POWER, c.-à.-d. les paramètres hydrodynamiques. Rappelons que ceux-ci sont au nombre de cinq et de deux natures différentes :

- les deux paramètres de forme λ et η , dépendants de la texture des sols ; et
- et les trois paramètres d'échelle K_s , h_{bc} et θ_s , fonction de la structure des sols.

Le cas des paramètres de forme et d'échelle seront traités en deux sections séparées.

IX.2. Paramètres hydrodynamiques de forme λ et η

IX.2.1. Procédures de calcul

Les paramètres hydrodynamiques de forme sont dépendants de la texture du sol et sont calculables en utilisant les fonctions de pédotransferts (Paragraphe I.5.3). On va procéder de façon semblable à ce que l'on a fait au Paragraphe V.3.1 lorsque l'on a calculé les paramètres de forme sur les sites des essais d'infiltration (méthode Beerkan). Dans un premier temps, on ajuste la courbe de l'équation [V.1] sur les données granulométriques avec la convention [V.3], ce qui estime les paramètres M et N . Ces derniers

conduisent ensuite au produit $m \cdot n$ selon [V.6], puis à λ selon [I.19] lorsque le modèle capillaire de Burdine est pris ($k_m = 2$), et enfin η est calculé avec [??].

Chaque sol d'un REC est défini par une granulométrie de l'horizon E, B et C (Tableau VIII.2). Cependant, alors qu'au Paragraphe V.3.1 plusieurs coupures granulométriques étaient connues, on ne possède ici que les valeurs de trois points de la courbe de distribution granulométrique cumulée $F(d)$, i.e., $F(0.002) = \%argile/100$, $F(0.05) = F(2) - \%sable/100$ et $F(2) = 1$, où les diamètres d sont en millimètres. Rappelons que nous nous plaçons dans la configuration où la part en graviers n'est pas considérée. Nous allons voir tout de suite quelles sont les conséquences de cet ajustement simplifié.

On a comparé, avec les 178 granulométries expérimentales de la partie précédente, les résultats :

- du Paragraphe V.3.1, où l'on a ajusté $F_{HP}(d)$ sur toutes les coupures granulométriques expérimentales ;
- avec l'ajustement sur les seuls trois points $F_{HP}(0.002) = \%argile/100$, $F_{HP}(0.05) = F(2) - \%sable/100$ et $F_{HP}(2) = 1$.

La Figure IX.1 contient cette comparaison pour η et λ . Les valeurs de η sont significativement égales, à quelques exceptions près ; le résultat du site A, dont le sol est très argileux (lit de tank), est singulièrement différent. En revanche, les estimations de λ ont tendance à être surestimées lorsque l'on ajuste $F_{HP}(d)$ sur uniquement trois points.

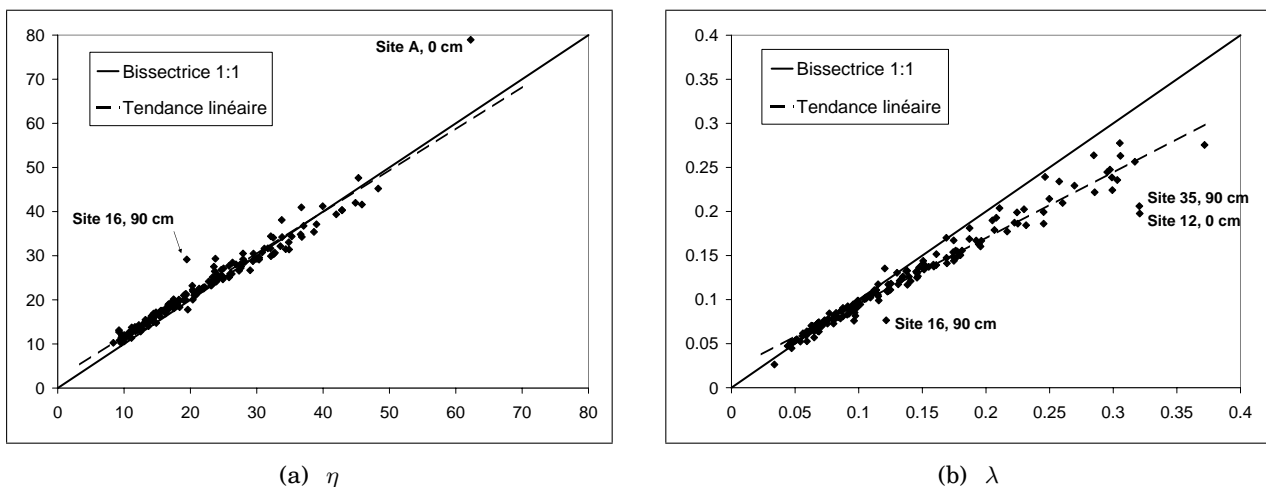


FIG. IX.1: Comparaison, avec les 178 observations expérimentales, des paramètres hydrodynamiques de forme estimés uniquement avec $\%argile$, $\%sable$ et $\%gravier$ (en abscisse) et ceux estimés au Paragraphe V.3.1 avec plusieurs coupures granulométriques (en ordonnée).

Ceci s'explique en visualisant des exemples d'ajustements différents, par exemple sur les sites 12 et 16 (Figure IX.2.a et IX.2.b) : lorsque seules trois coupures granulométriques sont utilisées, la description granulométrique est grandement simplifiée et le point d'ordonnée 1 en $d = 2$ mm a un poids bien plus grand. La courbe ajustée $F_{HP}(d)$ sur trois points est plus "creusée" que celle qui est ajustée sur toutes les coupures granulométriques, et donc son produit $M \cdot N$ est plus grand, ce qui entraîne à son tour un plus grand λ . En revanche, la Figure IX.2.c montre le cas du site E où l'ajustement dans le deux cas conduit au

même résultat. Plus précisément, l'ajustement est aussi mauvais dans les deux cas puisqu'il s'agit d'un sol bimodal, ce qui conduit, rappelons-le, à une petite valeur de λ .

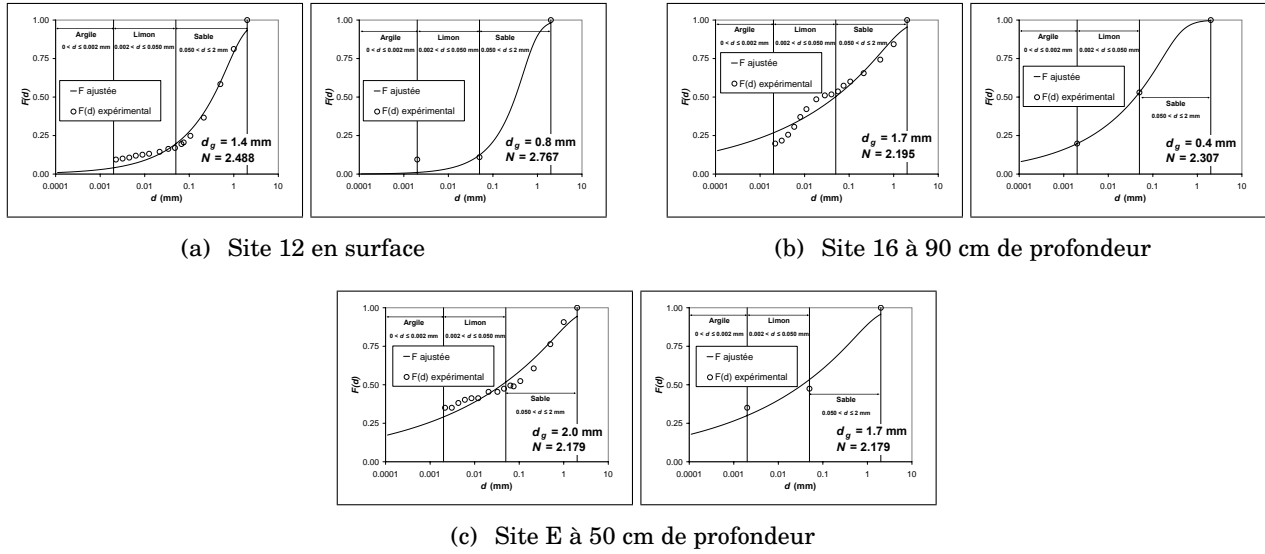


FIG. IX.2: Comparaisons entre, à gauche, l'ajustement de $F_{HP}(d)$ du Paragraphe V.3.1, avec plusieurs coupures granulométriques, et, à droite, avec uniquement avec $\%argile$, $\%sable$ et $\%gravier$.

IX.2.2. Résultats

Les valeurs des paramètres hydrodynamiques de forme des 18 classes de sol du bassin se trouvent dans l'Annexe A et les statistiques de λ et η dans le Tableau IX.1.

Par ailleurs, rappelons que la dernière Cellule de nos RECs modélise le sommet du granite feuilleté. Nous n'avons pas fait d'expérimentation dans ce milieu et on se contente alors d'affecter à ce milieu les paramètres de forme de l'horizon C de la classe de texture n°6, cet horizon C étant particulièrement grossier (cf. Tableau VIII.2).

	Horizon E		Horizon B		Horizon C	
	λ	η	λ	η	λ	η
Moy.	0.163	18.2	0.083	27.7	0.142	19.9
Écart-type	0.055	11.6	0.01	4.7	0.063	8.0
CV (%)	34	64	18	17	45	40

TAB. IX.1: Statistiques des paramètres hydrodynamiques de forme λ et η des horizons des 18 classes de sol du bassin.

IX.3. Paramètres hydrodynamiques d'échelle K_s , h_{bc} et θ_s

Évaluer les valeurs des paramètres hydrodynamiques d'échelle K_s , h_{bc} et θ_s représentatifs d'un REC est ardu, puisque ceux-ci dépendent de la structure du sol. Or, la carte de texture des sols du bassin (Figure VIII.6) n'ayant été élaborée qu'à partir des seules considérations relatives à la texture des sols, son information n'est pas suffisante pour estimer ces paramètres.

Nos propos se séparent en deux Paragraphes : l'estimation, d'un côté, de K_s et h_{bc} , et, de l'autre côté, de θ_s .

IX.3.1. Paramètres K_s et h_{bc}

On doit spatialiser au niveau de chaque REC les valeurs de K_s et h_{bc} estimées au Paragraphe V.3.2. Pour ce faire, on va utiliser l'information texturale prédite au Chapitre VII et l'occupation des sols, qui est un indicateur de structure. Intuitivement, il ne semble pas correct d'essayer de relier directement ces deux informations avec (K_s, h_{bc}) , puisque les estimations de ce couple sont biaisées par la procédure d'ajustement Beerkan.

L'idée est d'utiliser, de façon intermédiaire, la capacité d'infiltration du sol \hat{L} définie par [V.19]. C'est, en effet, un attribut uniquement issu de la mesure expérimentale, qui caractérise l'aptitude à l'infiltration d'un sol et qui devrait être principalement fonction de la texture et de l'utilisation du sol. Le terme \hat{L} sera estimé en premier à la surface des RECs, puis en profondeur.

L'hypothèse forte que l'on fait est que les relations empiriques dégagées sur les observations expérimentales locales sont aussi valables à l'échelle spatiale du REC.

IX.3.1.a. Lien entre (K_s, h_{bc}) et \hat{L}

On étudie en premier ce lien, afin de justifier l'utilisation du rapport \hat{L} comme intermédiaire. La Figure IX.3 résume les relations empiriques pour les trois horizons E, B et C. La connexion entre \hat{L} et K_s est remarquable, mais cela n'est pas aussi évident entre \hat{L} et h_{bc} , puisque ce dernier paramètre d'échelle est le moins robuste de la procédure d'ajustement de Beerkan (Soria, 2003). Des régressions polynômiales à la surface, et linéaires au niveau de l'horizon B, décrivent correctement les liens. En revanche, seules quatre observations sont disponibles pour le milieu poreux de l'horizon C, la mesure particulière du site 25 à 245 cm (couche très sableuse) ayant été écartée, ce qui est trop peu pour conclure sur d'éventuelles corrélations. Par conséquent, une valeur constante de K_s et h_{bc} sera choisie pour ce milieu.

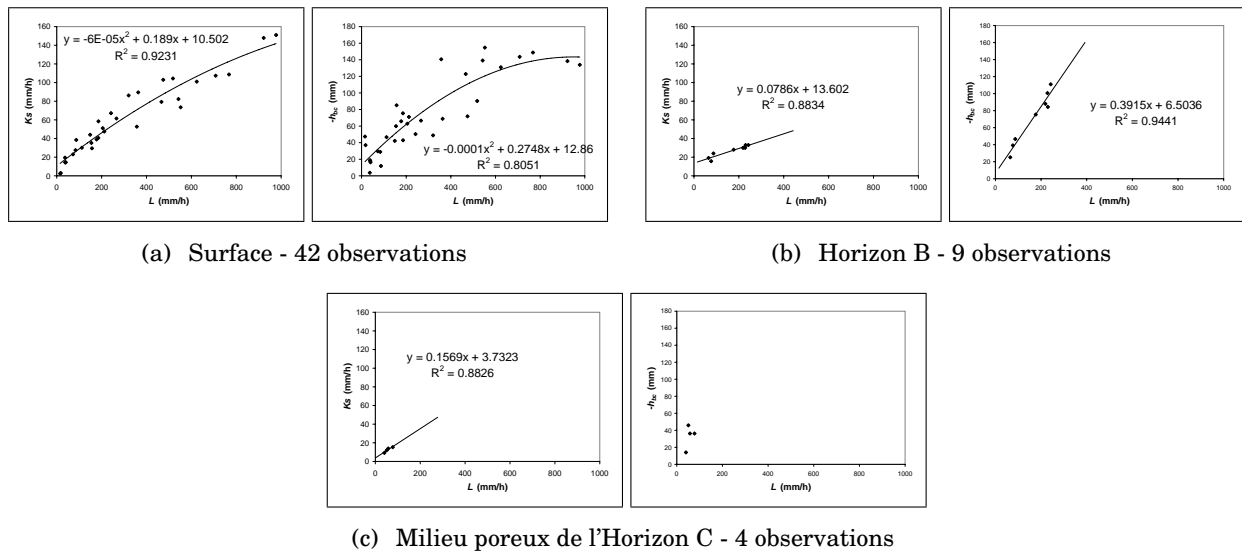


FIG. IX.3: À gauche, régression entre \hat{L} et K_s ; à droite, régression entre \hat{L} et h_{bc} . L'observation du site 25 à 245 cm (couche très sableuse) n'a pas été prise en compte.

IX.3.1.b. Effet de l'occupation des sols sur la capacité d'infiltration à la surface

On cherche à prédire \hat{L} à la surface du sol en fonction, entre autres, de l'occupation du sol. Cette dernière étant une donnée qualitative (Figure VIII.3), on va l'ordonner numériquement en fonction de son influence sur \hat{L} . Deux sortes d'occupation des sols modifient les propriétés des sols : les parcelles agricoles, où l'on différencie la culture du riz des autres cultures, et les végétations naturelles.

Les rizières Au niveau des surfaces agricoles, les effets sont dûs au labour, qui perturbe les profils des sols en leurs premiers décimètres. Les agriculteurs travaillent le sol des rizières de sorte à minimiser l'infiltration, donc la conductivité hydraulique à saturation doit être relativement faible. Maréchal *et al.* (2005), qui ont estimé les différents termes du bilan hydrogéologique du bassin versant de Maheshwaram, estiment que la valeur de 1 mm/h ($2.5 \cdot 10^{-7}$ m/s) que nous avons mesuré au site A est une valeur convenable de K_s pour ces sols (cf. Tableau V.3). Cet ordre de grandeur se retrouve dans d'autres études (e.g., Singh *et al.*, 1996; Chen et Liu, 2002; Chen *et al.*, 2002), aussi on n'utilisera pas l'intermédiaire \hat{L} pour les rizières en fixant directement $K_s = 1$ mm/h. Le choix de h_{bc} est moins évident : ce paramètre traduit la *facilité* avec laquelle les pores libèrent de l'eau. Plus ils sont de grande taille, plus h_{bc} est de valeur élevée (ou petite en valeur absolue). Le sol du site A est très fin (cf. granulométrie du Tableau III.6(d), avec $\%_{\text{gravier}} = 1\%$), ce qui ne doit pas être le cas de toutes les rizières (en général, les agriculteurs mélangent au sol en place, fréquemment du type Alfisols1, du sol de type Entisols) ; on va donc fixer une valeur plus élevée, $h_{bc} = -50$ mm, en référence à ce que l'on observé aux sites 15 et 16 (cf. Tableau V.3).

Les autres cultures Dans les autres parcelles agricoles, les effets immédiats du labour se traduisent notamment par une augmentation de K_s (e.g., Singh *et al.*, 1996; Azooz et Arshad, 1996). Cependant, ces effets semblent assez éphémères, comme le constate par exemple Rao *et al.* (1998) sur des Alfisols d'un bassin versant proche de Maheshwaram : en comparaison à un sol non labouré, la capacité d'infiltration

des sols est en effet plus importante après labour, mais elle diminue après les premières pluies suite à l'apparition de croûtes de sols fins de quelques millimètres. La formation de ces croûtes, qui inhibent grandement l'infiltration, est favorisée par le remaniement des sols. Rao *et al.* (1998) concluent que finalement le labour a peu d'influence en terme d'infiltration, par conséquent on ne va pas considérer l'influence des surfaces cultivées sur la capacité d'infiltration.

Les végétations naturelles Ces végétations sont quasi-permanentes, au contraire des cultures, et donc elles influent durablement sur la capacité d'infiltration. On s'appuie sur les observations expérimentales pour ordonner l'effet de l'occupation des sols sur \hat{L} . On retient l'effet des broussailles (site 27), des herbes hautes (site 14) et des zones forestières (site 7 et 36). L'agencement des effets de l'occupation des sols s'inspire des valeurs de \hat{L} sur ces sites (Tableau V.3), ce qui conduit à : 0 pour toutes les occupations des sols, sauf 1 pour "Plantation forestière" et "Forêt clairsemée" et 2 pour "Broussaille" et "Herbes". L'influence des zones urbaines sera explicitée séparément au Chapitre ??.

IX.3.1.c. Effet de l'unité pédologique du sol sur la capacité d'infiltration à la surface

On constate que les valeurs de \hat{L} du Tableau V.3 sont distribuées selon la classe pédologique du sol, les Alfisols étant les plus infiltrants, contrairement aux Entisols situés près de l'exutoire du bassin. L'agencement résultant se trouve dans la Figure IX.4.

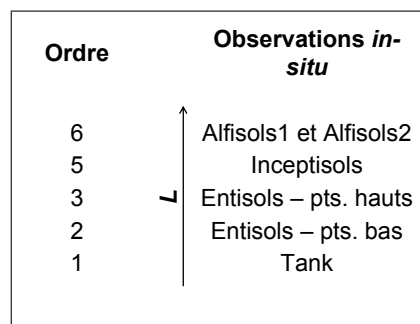


FIG. IX.4: Agencement des unités pédologiques de la Figure VII.5 afin de prédire \hat{L} . *Entisols - pts. hauts* désigne les Entisols situés dans la partie amont et *Entisols - pts. bas* ceux qui sont situés dans la partie aval du bassin.

IX.3.1.d. Prédiction de la capacité d'infiltration à la surface des RECs

On va expliquer les 42 valeurs de \hat{L} observées à la surface du sol, par des régressions linéaires multiples avec la granulométrie, l'occupation des sols et l'unité pédologique. Les pourcentages granulométriques utilisés sont ceux qui définissent les RECs, c.-à.-d. ceux qui ont été prédits par la carte aux 18 unités de texture des sols (Section VIII.3 et Figure VIII.6.b). On procède de façon similaire au Paragraphe VII.6.10, où l'on a prédit la granulométrie en profondeur : on utilise la corrélation partielle afin de sélectionner, pas à pas et de façon ascendante, les variables explicatives. Au final, le modèle de régression

est bâti avec $\%sable_0$, l'occupation des sols et l'unité pédologique.

IX.3.1.e. Prédiction de la capacité d'infiltration au niveau de l'horizon B

Les variations observées des capacités d'infiltration se trouvent illustrées dans la Figure IX.5.a : la tendance semble être une diminution en profondeur pour les Alfisols (sites 26 et 30) et une augmentation au niveau de l'horizon B, puis une diminution au niveau de l'horizon C pour les Inceptisols et les Entisols (sites 35 et 25). On va prédire les variations de \hat{L} en profondeur au niveau de l'horizon B, en fonction de la variation de la granulométrie et de hB ; on ne possède pas assez d'observations pour faire de même au niveau de l'horizon C. Plus précisément, on construit une régression linéaire multiple afin d'estimer $\hat{L}_{hB} - \hat{L}_0$ en fonction des variations de pourcentage granulométrique $\%G_{hB} - \%G_0$ et de la profondeur hB , où les indices font référence aux valeurs de l'horizon B et à celles de la surface. La capacité d'infiltration de l'horizon B, \hat{L}_{hB} , à un site expérimental donné est la moyenne des observations faites dans cet horizon B (Figure IX.5.b); par exemple au site 26, où $hB = 100$ cm (Tableau III.1), \hat{L}_{hB} est égale à la moyenne des \hat{L} mesurées à 20, 50 et 90 cm. On force la droite de régression à passer par l'origine : on suppose ainsi que si la granulométrie n'évolue pas en profondeur, la capacité d'infiltration reste aussi identique. Le modèle retenu fait intervenir hB et la variation d'argile $\%argile_{hB} - \%argile_0$ et de sable $\%sable_{hB} - \%sable_0$.

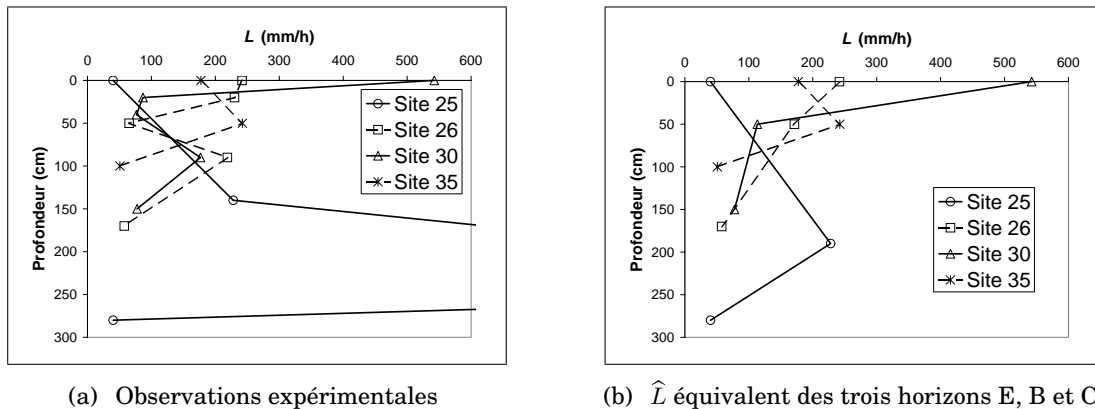


FIG. IX.5: Évolution de \hat{L} selon la profondeur. La valeur à 245 cm au site 25 (bande de sable) est en dehors du champ usuel des valeurs et n'est pas, par conséquent, prise en compte.

IX.3.1.f. Validations des prédictions de (K_s, h_{bc}) des horizons E et B

La capacité d'infiltration étant connue au niveau des horizons E et B, en fonction de l'occupation des sols, on utilise les régressions entre \hat{L} et (K_s, h_{bc}) de la Figure IX.3, afin d'estimer ces derniers.

La validation croisée de cette méthode de prédiction de K_s et h_{bc} , qui consiste à estimer en premier \hat{L} puis (K_s, h_{bc}) , se trouve dans la Figure IX.6. La concordance des estimations de K_s et h_{bc} avec celles observées expérimentalement n'est pas très satisfaisante et cela n'a rien de surprenant, puisque chaque sol des sites visités a localement une spécificité structurale qu'il est très difficile de prédire. Cependant,

les résultats estimés selon cette méthode sont meilleurs que ceux donnés par l'utilisation des fonctions de pédotransferts de Cosby *et al.* (1984) et Rawls et Brakensiek (1985) (Tableau I.1), comme le montre la Figure IX.7. Bien que la fonction de Cosby semble évaluer K_s de façon relativement acceptable, la tendance calculée de h_{bc} ne correspond pas du tout à la tendance expérimentale ; la fonction de Rawls et Brakensiek est encore moins convenable.

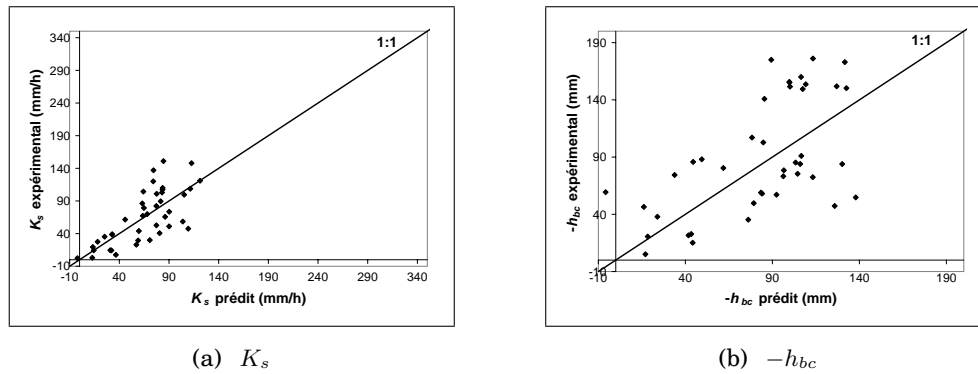


FIG. IX.6: Validations croisées des prédictions de K_s et h_{bc} . En abscisse, les valeurs prédites ; en ordonnée, les valeurs mesurées *in-situ*.

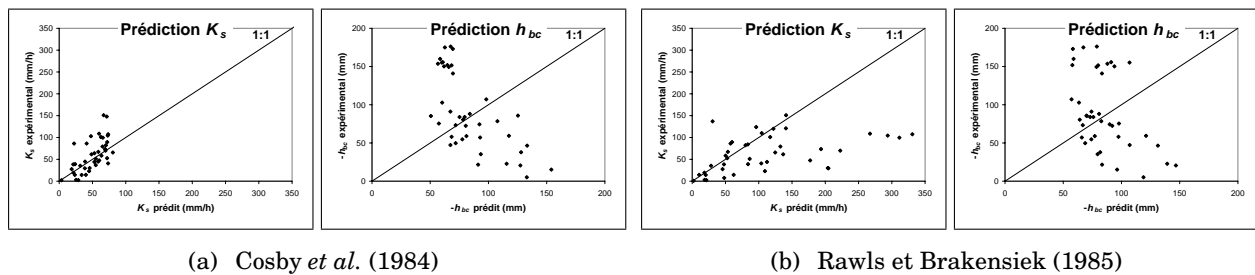


FIG. IX.7: Comparaison des prédictions de K_s et h_{bc} par deux fonctions de pédotransfert. En abscisse, les valeurs prédites ; en ordonnée, les valeurs mesurées *in-situ*.

IX.3.1.g. Valeurs de K_s et h_{bc} pour l'horizon C et le granite feuilleté

À défaut d'un nombre suffisant de mesure, les valeurs des paramètres des horizons C sont pris les mêmes pour toutes les classes de texture. Pour que cela soit cohérent avec ce qui a été observé *in-situ*, il faut que le K_s soit inférieur à celui de l'horizon B sus-jacent (que l'on vient de calculer) et du même ordre de grandeur que les résultats du Tableau V.3. Ceci nous amène à fixer $K_s = 13$ mm/h ($3.61 \cdot 10^{-6}$ m/s). Concernant h_{bc} , on choisit une valeur supérieure à celles de l'horizon B et cohérent avec le Tableau V.3, i.e., $h_{bc} = -15$ mm.

Enfin, le K_s du sommet du granite feuilleté est pris égal à 14 mm/h ($4 \cdot 10^{-6}$ m/s) selon les conseils de chercheurs du CEFIRES. La pression h_{bc} est choisie supérieure à celle fixée au-dessus, i.e., -10 mm. Les valeurs de K_s et h_{bc} pour toutes les classes de texture se trouvent reportées dans l'Annexe A.

IX.3.2. Paramètre θ_s

On a cherché à relier les valeurs expérimentales de θ_s aux propriétés granulométriques, mais cela s'est révélé infructueux. À défaut d'une méthode exhaustive afin de spatialiser θ_s , on se contente de procéder très simplement.

Nous avons présenté au Chapitre IV les évolutions de la porosité en profondeur, mesurées pour chaque classe pédologique de sols (Tableau IV.2); on va donc utiliser ces valeurs. Cependant, nous avons observé dans le Tableau IV.3 que la teneur en eau à saturation n'égal pas forcément la porosité, mais est légèrement inférieure.

Dans l'ensemble des sols, nous avons constaté que $\theta_s/\varepsilon \approx 0.9$, valeurs que nous allons utiliser par défaut pour chaque classe pédologique. Cependant, de façon similaire à ce que nous avons fait pour K_s et h_{bc} , on distingue les valeurs pour les zones forestières, d'herbes hautes et de broussailles. Pour ce faire, on utilise les valeurs du ratio θ_s/ε observées aux sites 7 (Alfisols1, zone forestière), 14 (Inceptisols, herbes hautes), 27 (sol de transition en Alfisols1 et Inceptisols, broussaille) et 36 (Alfisols2, zone forestière).

Les valeurs sélectionnées pour le ratio sont résumées dans le Tableau IX.2. Dans l'ensemble, θ_s/ε est plus petit dans les zones de broussailles, forestières ou d'herbes hautes puisque la végétation favorise l'occurrence de macro-pores à l'intérieur du sol, qui contribuent à la porosité, mais sans retenir d'eau par capillarité.

Occupation des sols	Broussailles	Forêts	Herbes hautes	Toutes les autres
Alfisols1	0.7	0.7	0.7	0.9
Alfisols2	0.7	0.9	0.7	0.9
Inceptisols	0.7	0.7	0.7	0.9
Entisols	0.7	0.9	0.7	0.9

TAB. IX.2: Valeurs choisies, pour les différentes classes pédologiques, du ratio θ_s/ε selon l'occupation du sol. *Forêts* désigne les unités d'occupation *Plantation d'eucalyptus* et *Forêt clairsemée*.

On résume ensuite, pour chaque unité pédologique, les valeurs des porosités expérimentales du Tableau IV.2 en des porosités moyennes des horizons E, B et C, que l'on multiplie enfin au ratio du Tableau IX.2 afin d'obtenir θ_s . Les valeurs particulières de la classe de texture 1, qui désigne les lits des tanks, est pris égal à ce qui a été observé sur le site A. Enfin, dans les rizières, on fixe le θ_s des classes de texture 2 à 4 (Entisols).

Les θ_s de chaque classe de texture sont résumés dans l'Annexe A.

IX.4. Conclusion du chapitre

Dans ce chapitre, nous avons calculé les paramètres hydrodynamiques des 18 classes de texture du bassin versant de Maheshwaram. On sépare les calculs selon la nature des paramètres, ce qui conduit à l'ensemble des résultats porté dans l'Annexe A.

IX.4.1. Paramètre de forme λ et η

On a procédé de façon similaire au Paragraphe V.3.1, en estimant λ à partir de l'information granulométrique. Seulement, dans ce chapitre, seule était disponible la description simplifiée, qui s'exprime en terme de pourcentages en argile et sable (convention où les graviers ne sont pas pris en compte). On a démontré, qu'en comparaison à une description granulométrique complète, cela conduit à une légère surestimation de λ .

Le paramètre η a ensuite été estimé, connaissant λ , avec la relation [I.22].

IX.4.2. Paramètre d'échelle K_s et h_{bc}

Le calcul de K_s et h_{bc} ne se fait pas directement et, en intermédiaire, la capacité d'infiltration expérimentale \widehat{L} est utilisée. En effet, le couple (K_s, h_{bc}) est relié à \widehat{L} et cette dernière peut être corrélée avec la granulométrie et la nature pédologique de la classe de texture ; on tente aussi de prendre en compte l'effet des végétations naturelles. Les prédictions de \widehat{L} pour chaque classe de texture, avec des régressions multi-linéaires, sont possibles aux horizons E et B, mais pas au sommet de l'horizon C en raison du peu d'observations expérimentales. Par ailleurs, ces prédictions aux horizons E et B des classes de texture sont différenciées selon l'occupation des sols.

Le couple (K_s, h_{bc}) est ensuite estimé aux horizons E et B à partir de \widehat{L} ; on choisit des valeurs constantes pour l'horizon C. On a, par ailleurs, distingué le cas particulier des rizières, où on impose $K_s = 1$ mm/h et $h_{bc} = -50$ mm.

IX.4.3. Paramètre d'échelle θ_s

L'estimation de θ_s se fait à partir des profils expérimentaux de porosité de chaque unité pédologique (Chapitre IV). Pour ce faire, on égale θ_s à une fraction de ε et la valeur de cette fraction est fonction de l'occupation des sols.

Condition limite

X.1. Introduction

Dans ce chapitre, on va calculer les conditions aux limites qui s'appliquent aux niveaux des unités spatiales de modélisation, i.e., les RECs. Ces conditions limites sont au nombre de trois : la pluie, l'évapotranspiration et l'apport d'eau par irrigation. La pluie et l'apport de l'irrigation sont les sources principales de l'eau s'infiltrant dans les sols. Quant à l'évapotranspiration, qui désigne le cumul de l'eau transpirée par les plantes et l'eau évaporée au niveau du sol, c'est le terme principal de la perte en eau des sols.

On commencera par traiter le cas de la pluie dans la Section X.2. On considérera un champ de pluie uniforme spatialement et temporellement et l'on compliquera progressivement l'information, de sorte à se rapprocher du champ de pluie réel, qui est irrégulier spatialement et temporellement.

Dans la Section X.3 suivante, on abordera le calcul de l'évapotranspiration des sols du bassin, qui se fait en plusieurs étapes. Le modèle POWER l'évalue à partir de ce qui est appelé *l'évapotranspiration de référence*, dont on développera le calcul. Cette donnée de référence se rapportant à un gazon de référence, POWER l'adapte à la végétation en place sur le bassin et, pour ce faire, on recensera et on décrira cette végétation.

Enfin, dans la Section X.4, on développera la façon dont on prend en compte l'apport de l'eau d'irrigation.

X.2. La pluie

Le pluviomètre de la station météorologique de Maheshwaram mesure la pluie depuis septembre 2000 et le pluviographe a été activé en décembre 2000. On a reporté précédemment, dans la Figure II.7, les cumuls de précipitation des années 2001 à 2003. Dans la phase de modélisation à venir, on envisagera

trois niveaux de description du champ de pluie du bassin versant de Maheshwaram :

1. un champ de pluie uniforme temporellement et spatialement ;
2. un champ de pluie irrégulier temporellement et uniforme spatialement ; et
3. un champ de pluie irrégulier temporellement et spatialement.

Le champ de pluie est dit uniforme temporellement lorsque l'on suppose que le cumul journalier précipite de façon régulière sur 24 heures et, au contraire, on le dit irrégulier lorsque ce cumul précipite sur une durée inférieure à 24 heures. Par ailleurs, le champ de pluie est dit uniforme spatialement lorsque le cumul journalier est le même en tout REC du bassin, alors qu'il est dit irrégulier lorsque les cumuls peuvent être variables d'un REC à l'autre.

Le premier niveau de description du champ de pluie (pluie uniforme temporellement et spatialement sur le bassin) est simple puisqu'il suffit d'assigner, à chaque REC, la même répartition uniforme, sur 24 heures, du cumul journalier mesuré à la station météorologique. Le deuxième niveau de description (pluie irrégulière temporellement et uniforme spatialement sur le bassin) est donné par les mesures faites au pluviographe. Cependant, celui-ci ayant cessé de fonctionner après septembre 2001, il va falloir désagréger, tout en s'inspirant des observations faites en 2001, les pluies des moussons de 2002 et 2003. Enfin, le troisième et dernier niveau de description (pluie irrégulière temporellement et spatialement sur le bassin) s'appuie sur les mesures supplémentaires du cumul journalier faites en 2002 et 2003 en différentes localités du bassin.

X.2.1. Désagrégation temporelle

Le pluviographe de la station météorologique de Maheshwaram trace des pluviogrammes, qui permettent ensuite de disposer des courbes de précipitation cumulées journalières, la Figure X.1 contient l'exemple du pluviogramme du 6 août 2001. Malheureusement, ces mesures ne sont pas disponibles après septembre 2001, l'appareil ayant cessé de fonctionner. Par conséquent, on va s'appuyer sur les observations faites en 2001, afin de tenter d'en dégager un hyétogramme typique, qui servira par la suite à désagréger temporellement les pluies des trois moussons 2001 à 2003.

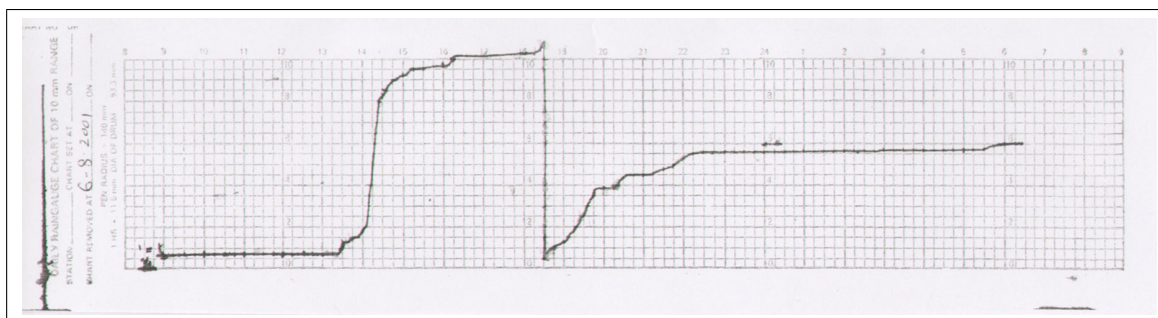


FIG. X.1: Pluviogramme du 6 août 2001.

X.2.1.a. Analyse des courbes de précipitation cumulées journalières de 2001

Tous les pluviogrammes de 2001 (36 observations d'événements pluvieux) sont digitalisés au pas de temps constant d'un demi-carreau du pluviogramme, ce qui équivaut à environ 8 minutes. Cela conduit aux courbes de précipitation cumulées journalières (de 8h à 8h du jour suivant), la Figure X.2 contient la version digitalisée de la Figure X.1 (événement du 6 août 2001). On forme ensuite les hyétogrammes, qui sont les dérivées des courbes cumulées ; le hyétogramme du 6 août 2001 est aussi représenté dans la Figure X.2.

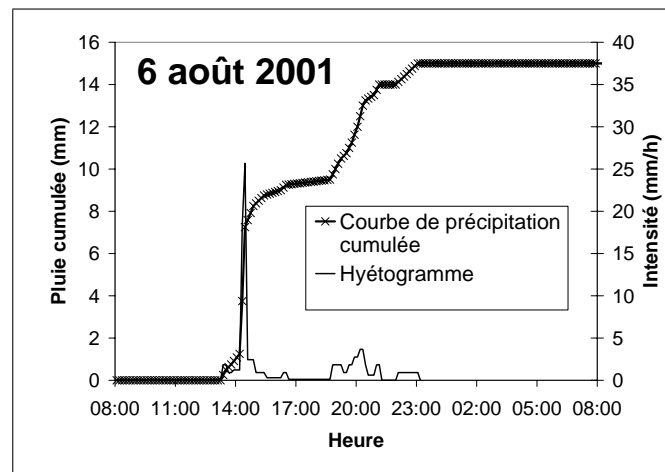


FIG. X.2: Courbe de la précipitation cumulée et hyétogramme expérimentaux du 6 août 2001.

L'examen de l'ensemble des hyétogrammes nous permet de dégager trois types caractéristiques (Figure X.3) :

- l'intensité de la pluie augmente soudainement, atteint un pic, diminue ensuite presque aussi soudainement, avant de diminuer plus lentement ou de se stabiliser à une valeur faible pendant un certain laps de temps (e.g., Figures X.3.b et X.3.d) ;
- l'autre type est similaire au précédent, sauf que le premier pic est suivi d'un deuxième de moindre intensité (e.g., Figures X.3.c et X.3.e) ; et
- certains hyétogrammes n'ont pas de tendance caractéristique ; c'est le cas d'événements pluvieux étendus temporellement dont l'intensité pluvieuse reste relativement faible (e.g., Figure X.3.a), ou encore l'événement du 29 et 30 septembre, qui avait un caractère exceptionnel (230 mm cumulés en ces deux jours, Figure X.3.f).

Par souci de simplicité, on va essayer de modéliser l'ensemble des hyétogrammes selon un schéma unique.

X.2.1.b. Modélisation des hyétogrammes

Nous n'avons pas trouvé, dans la littérature, de recherches sur les hyétogrammes de la mousson Indienne. Cependant, le travail de Guillot et Lebel (1999) nous renseigne sur la mousson sahélienne, dont le champ de pluie est très variable spatialement et temporellement, de façon assez similaire aux pluies

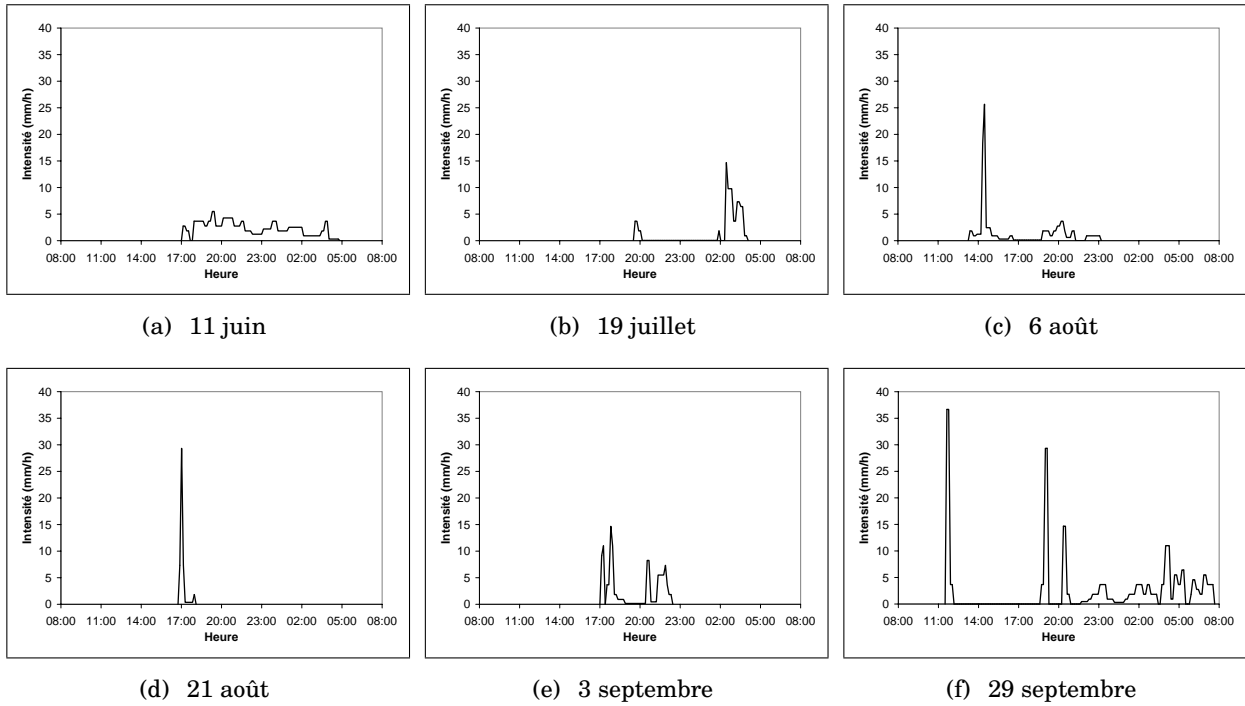


FIG. X.3: Exemples de hyétogrammes expérimentaux de 2001.

de Maheshwaram ; nous allons nous en inspirer. Ces auteurs ont, entre autre, étudié les hyétogrammes et ont cherché à développer un modèle générique. Ils se sont ensuite attachés à relier statistiquement les paramètres de ce hyétogramme avec le cumul de la pluie journalière, ce qui permet de la désagréger temporellement.

Le modèle du hyétogramme de Guillot et Lebel (1999) se compose de deux parties (Figure X.4) : l'une correspondant à la pluie convective, c.-à.-d. d'intensité variable avec un pic de forte intensité, et l'autre à la partie stratiforme, c.-à.-d. d'intensité constante plus faible. Ce modèle fait intervenir quatre paramètres : I_{strat} [L/T] l'intensité de la partie stratiforme, I_{max} [L/T] l'intensité maximale de la partie convective, la durée de la partie convective et la durée totale de l'événement pluvieux, que l'on désignera respectivement dans cette Section par d et D [T]. Guillot et Lebel (1999), à travers l'étude des corrélations, relie ces quatre paramètres avec le cumul de l'événement pluvieux. Toutefois, ils ont fixé d constante. Dans la suite, P_{tot} désignera le cumul de la pluie journalière [L].

Afin d'étudier les corrélations entre les quatre paramètres du modèle et P_{tot} , on a ajusté au préalable, le modèle du hyétogramme sur ceux expérimentaux, issus des mesures de 2001. L'ajustement s'est fait visuellement, de sorte à concorder au plus près avec la courbe expérimentale du hyétogramme, tout en imposant que l'aire du hyétogramme soit égale à P_{tot} . La Figure X.5 contient les exemples des ajustements aux dates citées précédemment : certains événements s'ajustent convenablement (e.g., Figures X.5.a, X.5.c), d'autres modérément (e.g., Figures X.5.b, X.5.d) et d'autres pas du tout (e.g., événements du 11 juin 2001, Figure X.3.a, et du 29 septembre 2001, Figure X.3.f). Ces derniers événements, qui ne sont pas décrits par le modèle de hyétogramme choisi, ne semblent pas caractéristiques d'une période particulière de la mousson (début, milieu ou fin) et il n'est donc pas possible de les isoler connaissant uniquement P_{tot} .

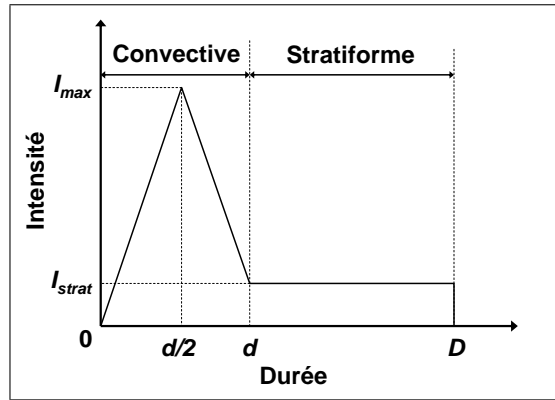


FIG. X.4: Modèle du hyétogramme (d'après Guillot et Lebel (1999)).

X.2.1.c. Procédure de désagrégation

On cherche maintenant à calculer ces quatre paramètres du hyétogramme, connaissant uniquement P_{tot} . On commence par étudier les corrélations entre les quatre paramètres du hyétogramme et leurs relations avec P_{tot} . On considère aussi les produits $I_{max} \cdot d$ et $I_{strat} \cdot (D - d)$ qui, physiquement, se réfèrent respectivement au cumul de la pluie de nature convective et de nature stratiforme. On reporte sur la Figure X.6 les deux corrélations les plus importantes : d'un côté, celle entre $I_{max} \cdot d$ et P_{tot} (Figure X.6.a) et, de l'autre, celle entre D et d (Figure X.6.b). On va ainsi supposer l'existence d'une liaison linéaire entre, (i) $I_{max} \cdot d$ et P_{tot} , et (ii) D et d . Cette dernière dépendance réduit le nombre de paramètres du hyétogramme à trois : I_{max} , I_{strat} et d . Compte tenu de ces relations, l'égalité entre l'aire du hyétogramme et P_{tot} , qui se traduit mathématiquement par

$$P_{tot} = I_{max} \cdot d/2 + I_{strat} \cdot (D - 3d/4), \quad [X.1]$$

relie $I_{strat} \cdot d$ à P_{tot} .

On a ainsi deux relations ([X.1] et celle de la Figure X.6.a) pour trois inconnues (I_{max} , I_{strat} et d), la résolution n'est possible qu'en fixant un des paramètres. L'analyse statistique des trois paramètres I_{max} , I_{strat} et d des hyétogrammes ajustés en 2001 montre que le paramètre d est celui ayant le coefficient de variation (rapport entre l'écart-type et la moyenne) le plus faible : on va donc fixer la valeur pour ce dernier, comme l'ont fait Guillot et Lebel (1999) dans leur étude. On choisit pour d la valeur moyenne des données de 2001, i.e., 71 minutes. À cette valeur de d correspond, d'après la Figure X.6.b, $D = 136$ minutes : **on suppose ainsi que tous les événements pluvieux des moussons 2001 à 2003 durent 136 minutes, dont 71 minutes de pluie convective et 65 minutes de pluie stratiforme.**

Enfin, on calcule I_{max} et I_{strat} à partir de P_{tot} via les relations de la Figure X.6.a et [X.1]. Ainsi, en faisant de la sorte, avec le seul cumul journalier de la pluie, on estime les paramètres du hyétogramme associé, c.-à.-d. l'évolution temporelle de l'intensité de la pluie : on désagrège temporellement la pluie. Afin d'entériner ce modèle de désagrégation, on évalue les hyétogrammes des pluies de 2001 et on confronte ensuite les valeurs de I_{max} et I_{strat} ainsi prédites à celles ajustées aux hyétogrammes expérimentaux de 2001. La Figure X.7 contient ces comparaisons : les concordances ne sont pas parfaites, mais les résultats sont honorables, vu la forte contrainte imposée, i.e., désagrèger temporellement la pluie avec la seule

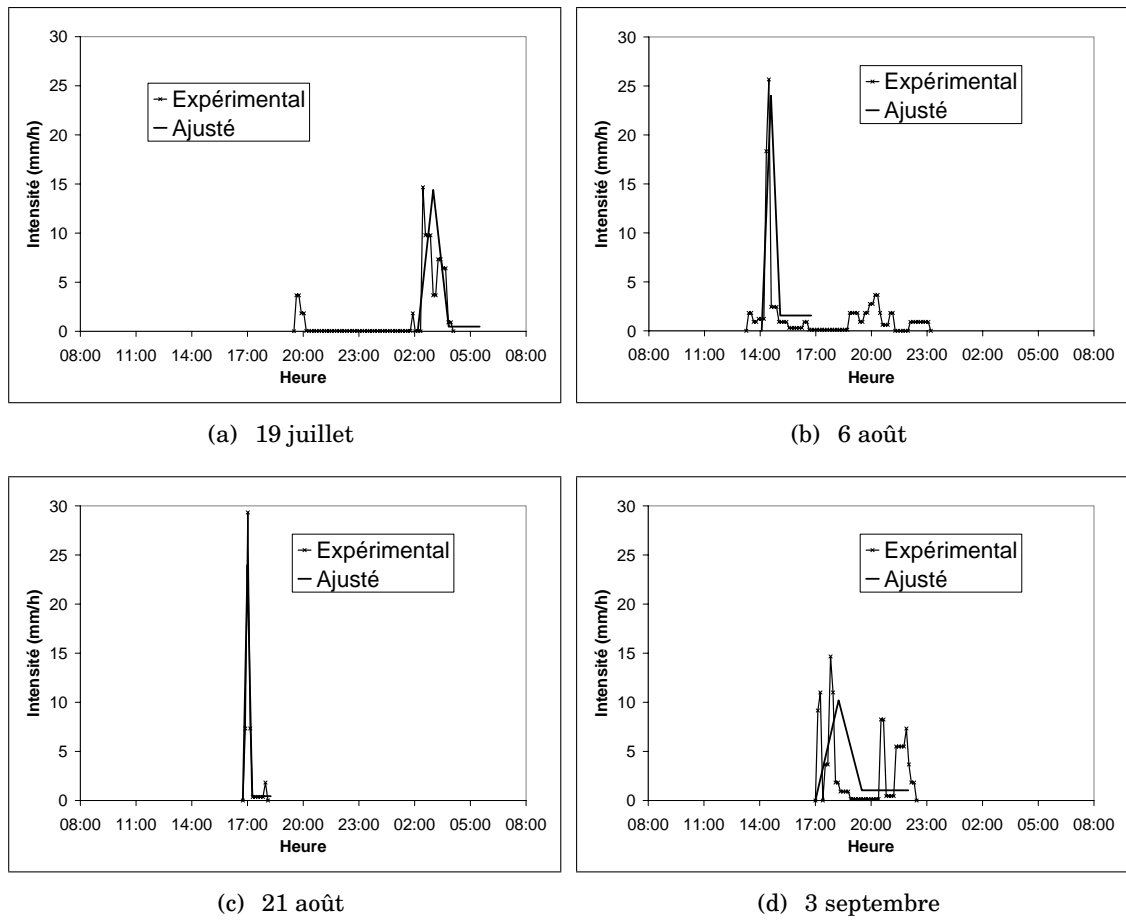


FIG. X.5: Exemples d'ajustements à quelques hyétogrammes de 2001.

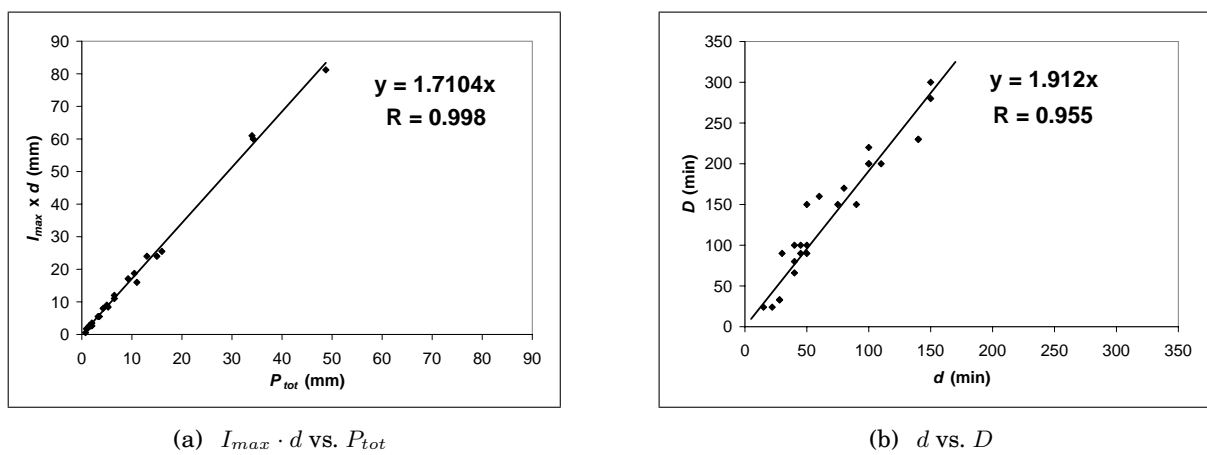


FIG. X.6: Les deux corrélations les plus importantes dans le jeu des quatre paramètres du hyétogramme et le cumul journalier.

connaissance du cumul journalier.

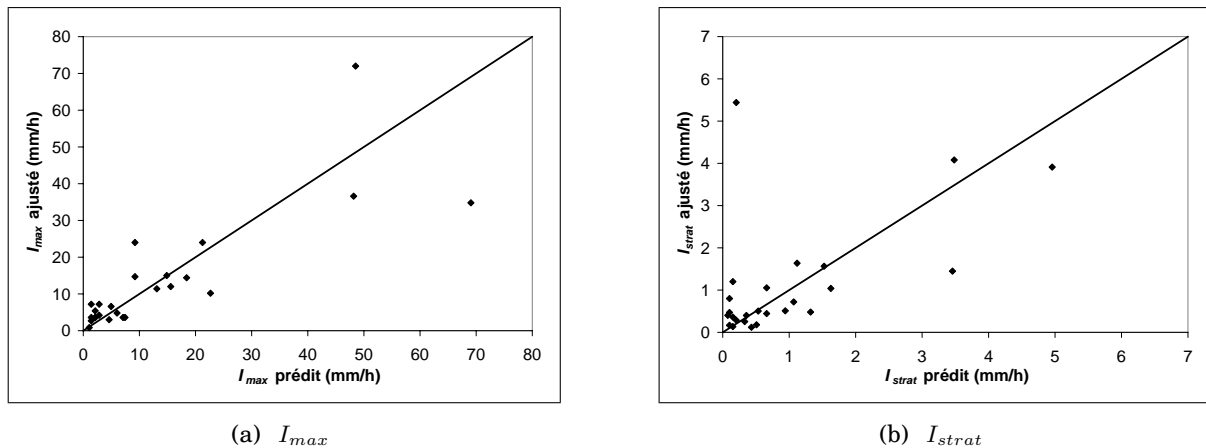


FIG. X.7: Confrontations des intensités pluvieuses prédites aux valeurs ajustées.

On a de la sorte décrit la procédure de désagrégation choisie. Elle ne modélise pas parfaitement tous les hyétogrammes expérimentaux observés en 2001, puisqu'elle suppose que tous les événements pluvieux se déroulent sur une même durée et est, en particulier, inadaptée à certains hyétogrammes expérimentaux (e.g., le 11 juin ou 29 septembre 2001, Figures X.3.a et X.3.f). Cependant, cette approche est plus réaliste que la répartition uniforme sur 24 heures du cumul de la pluie journalière.

X.2.2. Désagrégation spatiale

X.2.2.a. Mise en place d'un réseau de suivi pluviométrique basé sur le volontariat

Jusqu'en juin 2002, la pluie n'a été mesurée qu'en un seul site sur le bassin, à la station météorologique de Maheshwaram. Or, on observe dans la région que les pluies de mousson sont très variables spatialement. Aussi, on a mis en place en juin 2002, avant le début de la mousson 2002, un réseau de suivi pluviométrique basé sur le volontariat. Lors d'une réunion à Maheshwaram, où nous avons présenté les travaux du CEFIRES, nous avons distribué aux villageois volontaires un "kit" de mesure de la pluie. Celui-ci comprenait un seau en plastique, une règle en bois et de la craie (utilisée afin de mesurer avec la règle la hauteur d'eau dans le seau). On a ensuite sillonné le bassin versant afin de rencontrer les volontaires et de vérifier qu'ils faisaient les mesures correctement (seau positionné et stabilisé en un endroit dégagé, prise de la mesure correcte, lecture et écriture des nombres), ce qui a aussi été l'occasion de motiver de nouveaux volontaires. En tout, on a enregistré 23 villageois volontaires, la Figure X.8 présente leurs localisations (sur la carte, par souci de lisibilité, on a mis les numéros des seaux à la place des noms des volontaires) et une des volontaires, Swepna, responsable du seau RG 18 placé sur le toit de sa maison.

Durant la mousson 2002, de juin à octobre, nous sommes allés tous les quinze jours à la rencontre des volontaires afin d'entretenir leur motivation et de vérifier que les mesures étaient faites correctement. Cependant, au final, seuls les relevés de huit volontaires se sont avérés exploitables, i.e., ont été

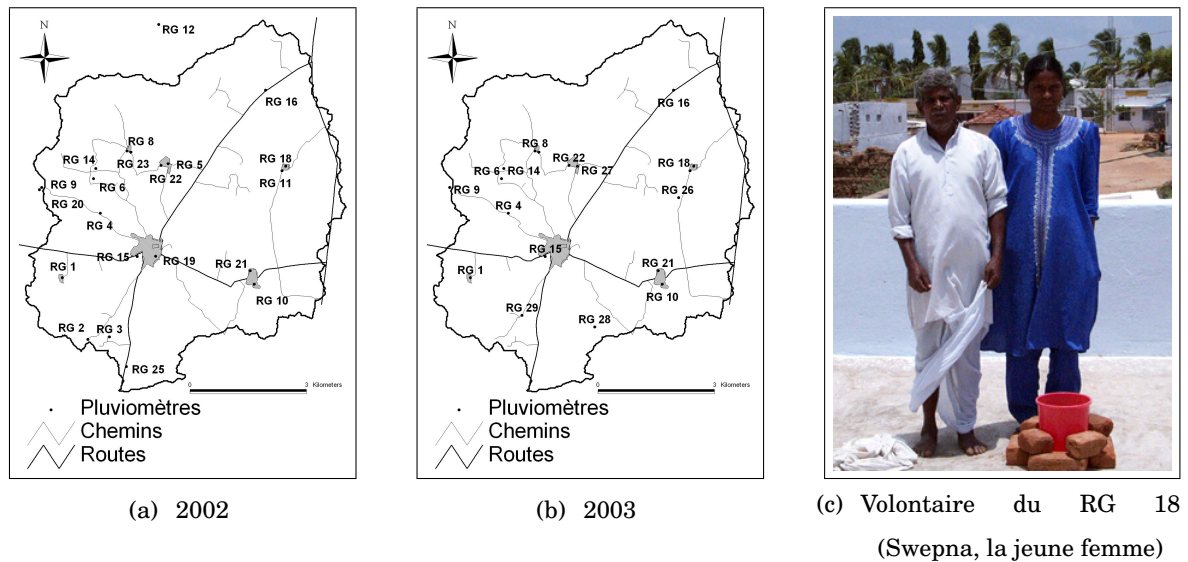


FIG. X.8: Réseau de suivi pluviométrique de 2002 et 2003.

fait régulièrement et sérieusement. La coopération a été reconduite pour la mousson 2003, avec 17 volontaires (Figure X.8.b), et des visites également bi-mensuelles ont été programmées afin de vérifier le suivi. Toutefois, seules les mesures de neuf volontaires sont fiables pour la période de juin à octobre 2003.

X.2.2.b. Évaluation de la variabilité spatiale du champ de pluie

On relie, à l'aide d'une droite d'étalonnage d'un seau de référence, les épaisseurs des lames d'eau mesurées par les volontaires dans les seaux au cumul journalier des précipitations ; on suppose que les formes des seaux, qui sont en plastique, ne se modifient pas au cours du temps, notamment sous l'effet des températures élevées. On reporte dans la Figure X.9 les cumuls de la pluie mesurés par les volontaires du 1er juin au 31 octobre 2002 et 2003, que l'on compare aux observations faites à la station météorologique. On a rassemblé les cumuls selon les localisations géographiques et il ne s'en dégage pas de régionalisation remarquable. On n'observe pas de grand écart entre les différents cumuls, le maximum étant, sur les deux années, un écart relatif de +15% par rapport au cumul mesuré à la station météorologique. Dans la Figure X.10, on compare les cumuls journaliers mesurés à la station météorologique à ceux relevés par les volontaires. Les pluies importantes semblent uniformes sur le bassin, ce qui semble cohérent vu les faibles distances entre les différents seaux (au maximum de 6 km). En revanche, on observe des dissemblances pour les petites pluies et c'est, par conséquent, pour ces pluies que les mesures supplémentaires à la station météorologique trouvent leur utilité.

Les mesures de pluie supplémentaires à celle faite à la station météorologique permettent de spatialisier le champ des précipitations. Cependant, ces mesures additionnelles sont, d'une part, peu nombreuses (6 en 2002 et 7 en 2003) et, d'autre part, ne sont pas très fiables. Ainsi, on va plutôt utiliser cette spatialisier pour tester l'influence sur les sorties d'un champ spatial de pluie hétérogène. Pour ce faire, l'extrapolation du champ va se faire simplement avec la méthode de l'inverse du carré de la distance.

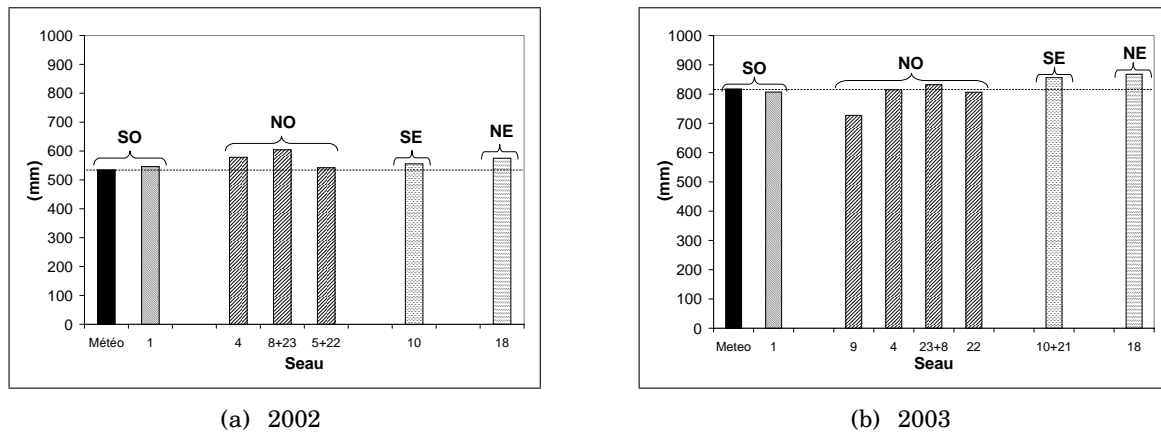


FIG. X.9: Cumuls de la pluie du 1er juin au 31 octobre. *SO* désignent sud-ouest, *NO* nord-ouest, *SE* sud-est et *SO* sud-ouest. La ligne en pointillés indique le cumul mesuré la station météorologique de Maheshwaram, histogramme colorié en noir.

X.3. Calcul de la transpiration des plantes et de l'évaporation des sols

Le module *plante* de POWER calcule la transpiration selon une procédure qui fait intervenir l'extraction racinaire de la plante, à son tour fonction de l'évapotranspiration maximale, que l'on note ET_M [L/T] et que l'on exprimera en millimètres par jour. Ce dernier terme désigne l'évapotranspiration de la plante et de son sol maximale, dans des *conditions idéales*, i.e., en l'absence de maladies et lorsque les conditions agronomiques (parcelle agricole large et sol fertile) et hydriques (irrigation régulière et exactement selon les besoins de la plante) sont idéales (Allen, 1998). L'évapotranspiration maximale se compose de deux processus se déroulant dans ces conditions optimales : (i) la *transpiration maximale* de la plante, notée T_M [L/T], et (ii) l'*évaporation maximale* du sol sous la canopée, notée E_M [L/T] (toutes les unités sont exprimées en millimètres par jour) :

$$ET_M = T_M + E_M. \quad [X.2]$$

Nous commencerons par présenter cette procédure utilisée par POWER pour le calcul de la transpiration des plantes (Paragraphe X.3.1).

La connaissance de l' ET_M d'une espèce végétale donnée est requise et celle-ci s'obtient à partir de l'*évapotranspiration de référence*, notée ET_0 [L/T], selon :

$$ET_M = K_c \cdot ET_0 \quad [X.3]$$

avec K_c [-] le *coefficient cultural* de l'espèce végétale. Le terme ET_0 est égal à l'évapotranspiration d'une surface hypothétique d'un gazon de référence, se développant dans les mêmes conditions idéales évoquées précédemment et qui ombre complètement le sol (Allen, 1998). Le calcul de l' ET_0 sera l'objet du Paragraphe X.3.2 et celui de K_c sera traité dans le Paragraphe X.3.4.

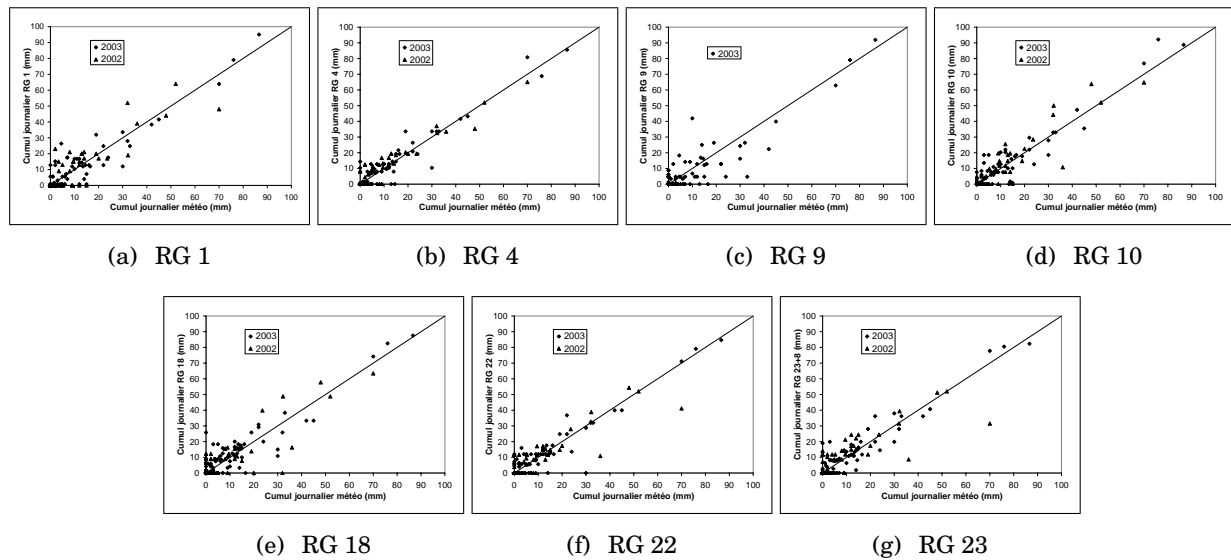


FIG. X.10: Comparaisons des cumuls journaliers mesurés à la station météorologique à ceux relevés par les volontaires.

X.3.1. Modélisation de la transpiration et de l'extraction racinaire des plantes dans POWER

L'objectif est de calculer la *transpiration réelle* des plantes, notée T_R [L/T], qui est généralement inférieure à celle maximale, définie pour des conditions standards, i.e., dans de larges parcelles agricoles sous des conditions agronomiques et hydriques excellentes (Allen, 1998). En réalité, les plantes peuvent être soumises à un stress hydrique si les sols sont trop secs. Le calcul de T_R que l'on va présenter tente de prendre en compte cet élément.

X.3.1.a. L'extraction racinaire

Le module de POWER, chargé du calcul de la transpiration réelle de la végétation à partir de l'extraction racinaire, a été élaboré par Varado (2004). L'orientation choisie est une approche macroscopique où un terme puits, représentant l'extraction racinaire, est ajouté à l'équation de Richards (1931) (Éq. [I.33]). À la suite des travaux de Varado, le modèle de Li *et al.* (2001), qui décrit ce terme puits en fonction de la transpiration maximale et prend en compte le stress hydrique, est utilisé dans POWER.

Afin de calculer la transpiration maximale, Varado sépare dans un premier temps l'évapotranspiration maximale en ses composantes T_M et E_M . Pour ce faire, l'auteur utilise une loi de type Beer-Lambert où la désagrégation dépend du *Leaf Area Index*, indice foliaire noté LAI [L^2L^{-2}] (Dam *et al.*, 1997) :

$$\begin{aligned} T_M &= \sigma_f \cdot ET_M \\ E_M &= (1 - \sigma_f) \cdot ET_M. \end{aligned} \tag{X.4}$$

Le terme σ_f [-] traduit la fraction du rayonnement solaire et de la précipitation interceptée par la végéta-

tion et s'exprime selon (Taconet *et al.*, 1995) :

$$\sigma_f = 1 - \exp(-a_{bl} \cdot LAI) \quad [\text{X.5}]$$

où a_{bl} [-] régit l'interception des radiations par la végétation. Varado fixe a_{bl} comme constant et égal à 0.5. Cette désagrégation est fonction du développement végétal, via le LAI . Les valeurs des LAI des différentes espèces végétales seront étudiées au Paragraphe X.3.5.

Le terme puits d'extraction racinaire, fonction de la profondeur et du temps et noté $Ex(z, t)$ [$\text{L}^3\text{L}^{-3}\text{T}^{-1}$], s'insère dans l'équation de Richards (1931) de la façon suivante (Feddes *et al.*, 1978) :

$$C(h) \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{\partial}{\partial z} \Psi(h) - K(h) \right] - Ex(z, t) \quad [\text{X.6}]$$

où les termes $C(h)$ et $\Psi(h)$ sont respectivement calculés par [I.32] et [I.34]. Le terme d'extraction de Li *et al.* (2001) s'exprime en fonction de T_M :

$$Ex(z, t) = F(z, \theta) \cdot T_M \quad [\text{X.7}]$$

où $F(z, \theta)$ [L^{-1}] est une fonction empirique comprise entre 0 et 1 et qui se calcule par le produit de trois termes (Braud *et al.*, 2005a) :

$$F(z, \theta) = \alpha_1(z, \theta) \cdot \alpha_2(z, \theta) \cdot \varrho(z). \quad [\text{X.8}]$$

Le terme $\alpha_1(z, \theta)$ [$1/\text{L}$] représente un mécanisme de compensation pour extraire de l'eau dans les couches profondes et humides lorsque la surface est sèche (Varado, 2004); $\alpha_2(z, \theta)$ [-] traduit l'effet du stress hydrique sur la croissance de la plante. La fonction $\varrho(z)$ [-] évoque la distribution racinaire dans le profil du sol. L'évaluation de ces trois termes est présentée en détail par Varado (2004), on en résume les principes :

- $\varrho(z)$ s'évalue en fonction de la profondeur racinaire maximale de la plante et de la fraction de densité racinaire présente dans les 10% supérieurs de la zone racinaire ;
- $\alpha_2(z, \theta)$ évolue selon un modèle trapézoïdal, schématisé dans la Figure X.11, où par défaut est choisit $h_1 = -0.1$ m, $h_2 = -0.25$ m, $h_{3a} = -5$ m, $h_{3b} = -10$ m et $h_4 = -140$ m (Feddes *et al.*, 1978); la valeur réelle de h_3 sera interpolée linéairement entre h_{3a} et h_{3b} selon la valeur de T_M ; et
- $\alpha_1(z, \theta)$ s'obtient à partir de α_2 et de l'intégrale $\int_0^z \varrho(\bar{z}) d\bar{z}$ (distribution racinaire cumulée pour la couche centrée en z).

À noter que dans l'estimation du terme α_2 , la pression h_1 est négative pour la plupart des espèces végétales, c.-à.-d. qu'il n'y a pas d'extraction racinaire en condition d'anoxie. Cependant, soulignons le cas particulier du riz, qui est une plante semi-aquatique : la croissance du riz se fait dans une parcelle où est maintenue une lame d'eau, donc $h_1 > 0$. Ce point sera abordé au Paragraphe X.3.6.

Lors de la résolution numérique de POWER, le terme puits d'extraction $Ex(z, t)$ est introduit dans l'expression de d_j du système d'équation [I.65] de Ross (2003) (Varado, 2004) :

$$d_j = - \left(\frac{q_{j-1}^0 - q_j^0}{\sigma} + \frac{Ex_j \cdot \Delta E_j}{\sigma} \right) \quad [\text{X.9}]$$

où Ex_j est l'eau extraite de la couche j , calculée comme précédemment, et, rappelons-le, ΔE_j est l'épaisseur de cette couche j .

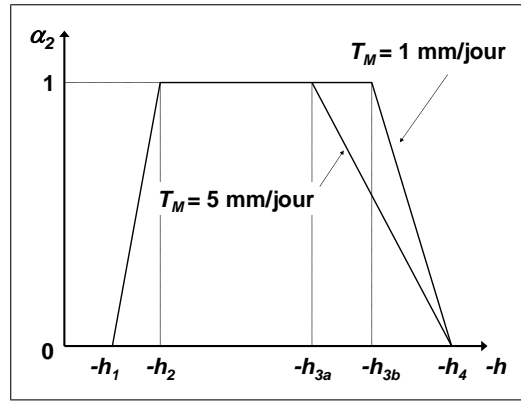


FIG. X.11: Évolution du terme de stress hydrique α_2 en fonction de la pression manométrique h de l'eau dans le sol.

X.3.1.b. La transpiration des plantes

Varado (2004) néglige le décalage temporel entre l'extraction et la transpiration et, de ce fait, calcule la transpiration réelle en l'égalant à la somme des volumes d'eau extraits par les racines dans chaque couche. Lorsque que l'on estime la transpiration réelle sur le pas de temps Δt , cela s'exprime mathématiquement par :

$$T_R = \Delta t \cdot \sum_j (Ex_j \cdot \Delta E_j). \quad [\text{X.10}]$$

Par ailleurs, Varado identifie un terme supplémentaire de transpiration des plantes : celui provenant de l'évaporation de l'eau de pluie interceptée par les feuilles de la végétation. La capacité du réservoir d'interception dépend du stade de développement végétal, c.-à.-d. du LAI . Varado utilise la formulation suivante de Noilhan et Planton (1989) de la capacité maximale du réservoir d'interception, notée wr_{max} [L] :

$$wr_{max} = 2 \cdot 10^{-4} \cdot \sigma_f \cdot LAI. \quad [\text{X.11}]$$

La quantité d'eau de ce réservoir est régie par l'équation de continuité suivante (Noilhan et Planton, 1989) :

$$\frac{\partial wr}{\partial t} = P - P_g - E_w \quad [\text{X.12}]$$

avec P [L/T] l'intensité de la pluie au-dessus de la canopée, P_g [L/T] l'intensité de la pluie atteignant effectivement la surface du sol et E_w [L/T] le taux d'évaporation de la canopée mouillée. L'intensité P_g se calcule en fonction de P selon :

$$P_g = \sigma_f \cdot P, \quad [\text{X.13}]$$

σ_f étant connue par [X.5], et E_w s'évalue à partir de T_M :

$$E_w = \delta \cdot T_M \quad [\text{X.14}]$$

où (Deardorff, 1978) :

$$\delta = \left(\frac{wr}{wr_{max}} \right)^{2/3}. \quad [\text{X.15}]$$

Les termes [X.11] à [X.15] s'obtiennent par itérations au sein de la procédure de calcul de POWER. On y tient compte de l'influence de E_w sur T_M : si E_w n'est pas nul, E_w est retranchée à T_M et le calcul

relancé, c.-à.-d. que l'énergie utilisée pour cette évaporation directe à la surface des feuilles est retenue sur la transpiration maximale et ne peut donc plus être utilisée pour la transpiration de la plante (Varado, 2004).

X.3.2. Calcul de l'évapotranspiration de référence ET_0 - Formule de Penman-Monteith

L'évapotranspiration de référence ET_0 est égale à l'évapotranspiration de la surface hypothétique d'un gazon de référence, se développant dans des conditions idéales, i.e., en l'absence de maladies et dans des conditions agronomiques (parcelle agricole large et sol fertile) et hydriques (irrigation régulière et exactement selon les besoins de la plante) idéales (Allen, 1998). Cet auteur recommande d'évaluer l' ET_0 avec la formulation de Penman-Monteith, qui s'écrit :

$$ET_0 = \frac{0.408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \frac{900}{T+273} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0.34u_2)} \quad [\text{X.16}]$$

Cette formulation est très complète, calcule l' ET_0 en mm/jour, et fait intervenir R_n [$\text{MJ/m}^2/\text{jour}$] le rayonnement net exprimé en ($\text{MJ/m}^2/\text{jour}$), G [$\text{MJ/m}^2/\text{jour}$] le flux de chaleur du sol exprimé en ($\text{MJ/m}^2/\text{jour}$), T la température en degrés Celsius ($^{\circ}\text{C}$), u_2 [L/T] la vitesse du vent à 2 m de hauteur en (m/s), e_s [M/L/T^2] la pression de vapeur saturante exprimée en (kPa), e_a [M/L/T^2] la pression de vapeur de l'air en (kPa), Δ [$\text{M/L/T}^2/^{\circ}\text{C}$] la pente de la relationnelle entre la pression de vapeur saturante et la température en (kPa/ $^{\circ}\text{C}$) et γ [$\text{M/L/T}^2/^{\circ}\text{C}$] la constante psychrométrique en (kPa/ $^{\circ}\text{C}$) (Allen, 1998). Cette écriture n'est fonction que des paramètres climatiques : **ET_0 résume la spécificité du climat de la région d'étude** .

Les données météorologiques journalières requises pour un calcul journalier sont (Allen, 1998) :

- les températures minimales et maximales ;
- la vitesse du vent à 2 m de hauteur ;
- l'humidité maximale ; et
- le rayonnement solaire.

Toutes ces données ont été mesurées à la station météorologique de Maheshwaram, exceptée la dernière. Cependant, Allen (1998) propose une solution de remplacement afin d'évaluer le rayonnement lorsqu'il n'est pas mesuré. Avant d'utiliser la formulation de Penman-Monteith, les données météorologiques d'entrée sont inspectées et le rayonnement solaire est estimé.

X.3.2.a. Données météorologiques journalières d'entrée

Elles sont disponibles du 1er février 2002 au 31 janvier 2004.

Températures minimales et maximales Elles sont représentées sur la Figure II.8.a. La température minimale n'a pas été mesurée du 1er mai au 30 juillet 2002 et, en substitution, on utilise les valeurs moyennes de la période du 1er mai au 30 juillet sur les deux années 2001 et 2003 (Figure X.13.a).

Vitesse du vent à 2 m de hauteur Les mesures sont résumées sur la Figure X.12. Certaines observations sont manquantes durant la période de septembre 2001 à mars 2002, et aucune n'a été prise après le 6 mars 2002. Toutes les mesures disponibles ont été moyennées sur un mois et ces valeurs ont été affectées aux dates sans mesures. Les données sur la vitesse du vent que l'on utilisera dans la formulation de Penman Monteith sont des moyennes mensuelles, avec un maximum pour le mois de juillet (Figure X.13.b).

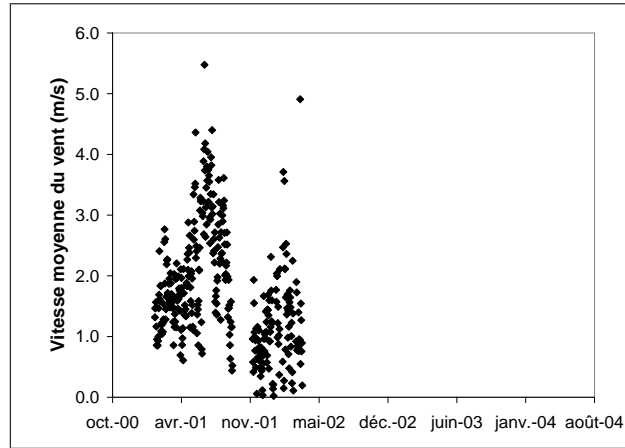


FIG. X.12: Vitesse journalière du vent.

Humidité maximale Il n'y a pas de problème sur ces données, qui sont reportées sur la Figure X.13.c.

Rayonnement solaire Aucune mesure du rayonnement solaire R_s [MJ/m^2] n'est faite à la station météorologique de Maheshwaram. Allen (1998) propose plusieurs méthodes substitutives, dont une fonction de la différence entre la température maximale et la température minimale : la couverture nuageuse absorbe et réfléchit une partie des rayonnements, ce qui diminue la température maximale et augmente la température minimale ; lorsque l'écart entre ces deux températures est faible, la couverture nuageuse est importante et *vice-versa*. La formule de Hargreaves évalue le rayonnement selon (Allen, 1998) :

$$R_s = k_{R_s} \cdot \sqrt{T_{max} - T_{min}} \cdot R_a \quad [\text{X.17}]$$

avec R_a [MJ/m^2] le rayonnement incident extraterrestre en ($\text{MJ/m}^2/\text{jour}$), T_{max} la température maximale en ($^{\circ}\text{C}$), T_{min} la température minimale en ($^{\circ}\text{C}$) et $k_{R_s} \in [0.16, 0.19]$ un coefficient d'ajustement. Ce dernier est empirique et diffère selon que l'on est à l'intérieur des terres, c.-à.-d. sans influences de larges étendue d'eau ($k_{R_s} = 0.16$), ou en région côtière ($k_{R_s} = 0.19$). Pour notre bassin, $k_{R_s} = 0.16$ est choisi. Le rayonnement R_a s'évalue quant à lui par la relation (Allen, 1998) :

$$R_a = \frac{24 \times 60}{\pi} \cdot G_{sc} \cdot d_r [\omega_s \cdot \sin(\psi) \cdot \sin(\nu) + \cos(\psi) \cdot \cos(\nu) \cdot \sin(\omega_s)] \quad [\text{X.18}]$$

avec G_{sc} [MJ/m^2] la constante solaire égale à $0.082 \text{ MJ/m}^2/\text{mn}$, d_r [-] la distance relative inverse Terre - Soleil, ω_s [-] l'angle d'incidence au coucher de soleil (rad), ψ [-] la latitude (rad) et ν [-] la déclinaison solaire (rad). La latitude de la station météorologique est de $17^{\circ} 8'$, ce qui fait $\psi = 0.299$ rad. Les différentes

variables s'estiment selon (Allen, 1998) :

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} \cdot N_J\right), \quad [\text{X.19}]$$

$$\nu = 0.409 \sin\left(\frac{2\pi}{365} \cdot N_J - 1.39\right), \quad [\text{X.20}]$$

et

$$\omega_s = \arccos(-\tan(\psi) \cdot \tan(\nu)) \quad [\text{X.21}]$$

où N_J [-] est le numéro du jour de l'année (variant de 1 pour le 1er janvier à 365 pour le 31 décembre). Tout ceci, remplacé dans [X.18], puis dans [X.17], calcule R_s de façon journalière (Figure X.13.d). Allen (1998) reste prudent sur ces valeurs prédites de R_s et conseille de moyennner, sur une semaine ou un mois, les valeurs journalières de l' ET_0 qui seront *a posteriori* calculées. En effet, nous remarquons que, pour quelques jours en août 2002, les valeurs de R_s sont très faibles ou nulles : pour ces quelques jours, les températures maximales et minimales sont très proches ou égales, ce qui est très probablement une erreur de mesure et, ainsi, [X.17] prédit un R_s très faible ou nul, ce qui n'est pas correct.

X.3.2.b. Calcul de l' ET_0

L'application de la formulation de Penman - Monteith [X.16], qui évalue les valeurs journalières de l'évapotranspiration de référence ET_0 , est assez fastidieuse, mais les étapes de calculs sont expliquées pas à pas dans Allen (1998). Le rayonnement solaire ayant été prédit, il est plus prudent de moyennner ET_0 sur une semaine, ce qui conduit à la Figure X.14.a. Afin de contrôler l'exactitude des ordres de grandeur calculés, on vérifie tout d'abord que les valeurs journalières de l' ET_0 sont inférieures à celles mesurées à l'évaporomètre de la station météorologique de Maheshwaram. D'autre part, Allen (1998) présente aussi une méthode de calcul de l' ET_0 en fonction des données de l'évaporomètre, tout en insistant sur le fait que l'évaluation selon la formule de Penman-Monteith donne des résultats plus fiables. On estime alors l' ET_0 en fonction des données de l'évaporomètre, que l'on compare ensuite aux résultats précédents de Penman-Monteith (Figure X.14.b) : les valeurs ne concordent pas, mais l'ordre de grandeur est le même, ce qui valide nos estimations de l' ET_0 selon la formule de Penman-Monteith.

On place dans la Figure X.14.c les valeurs mensuelles en vis-à-vis des précipitations. L'évapotranspiration de référence est maximale au mois de mai, juste avant le début de la mousson, et est minimale au mois de décembre, à la fin de la mousson. À noter une valeur particulièrement faible en août 2002, qui est très probablement due à une erreur de mesure, les valeurs des températures maximales et minimales étant très proches l'une de l'autre pour ce mois. Lorsque l'on compare les cumuls annuels de l' ET_0 avec ceux des précipitations (Tableau X.1), on remarque que le potentiel de l'évapotranspiration est sensiblement plus important que le cumul annuel des précipitations, surtout en 2002 qui est une année "sèche".

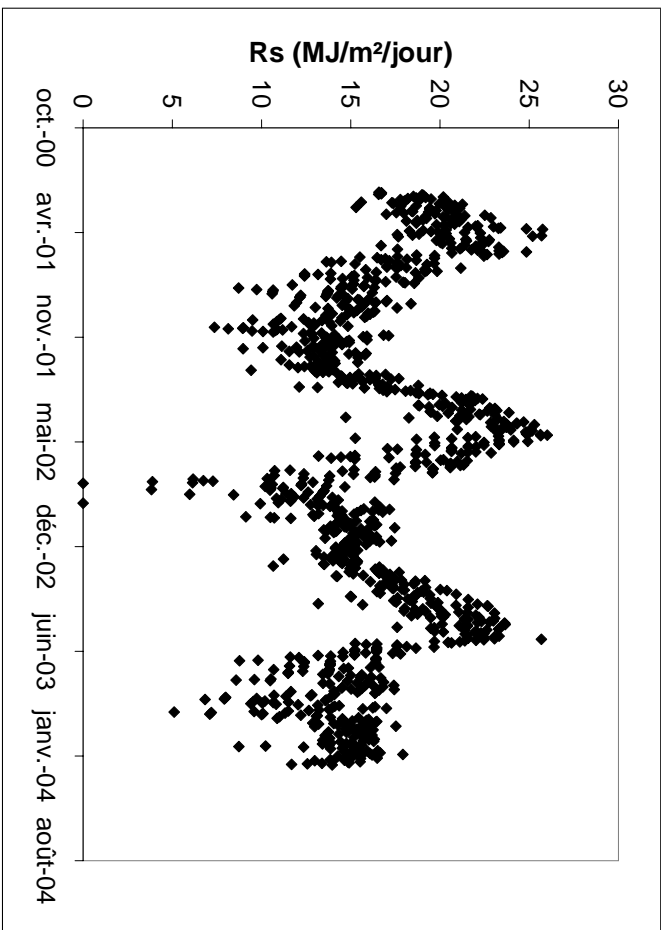
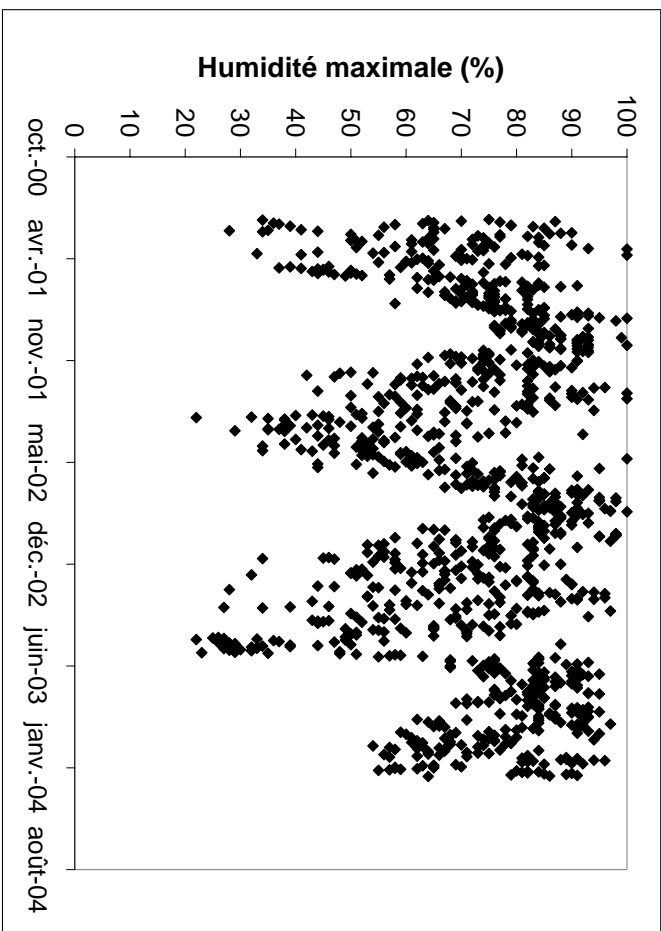
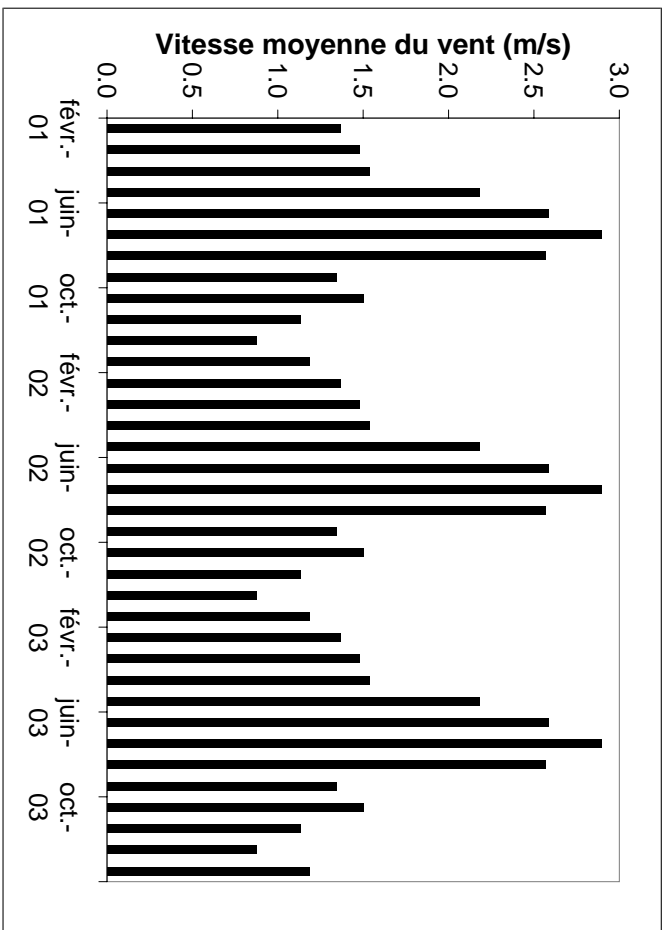
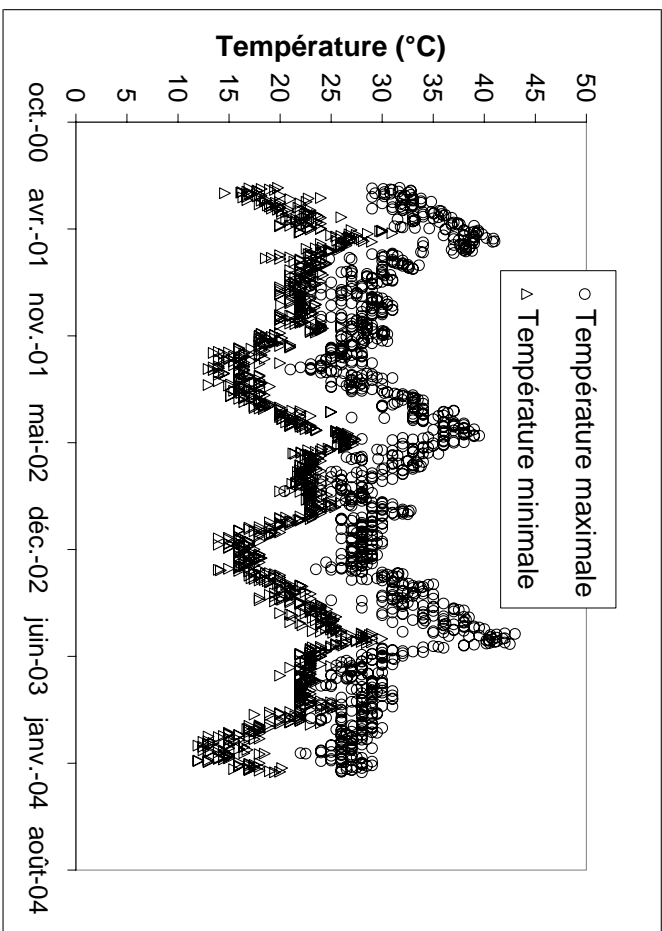
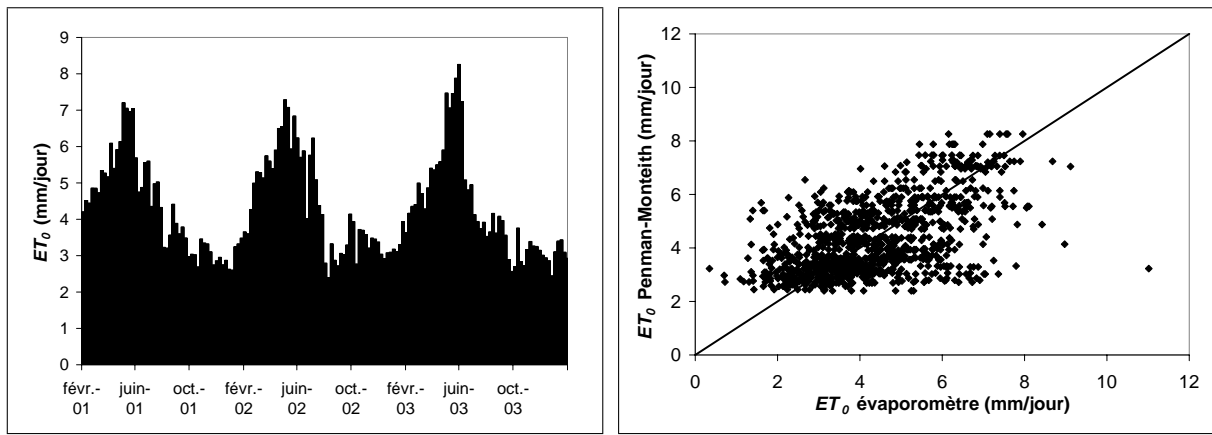
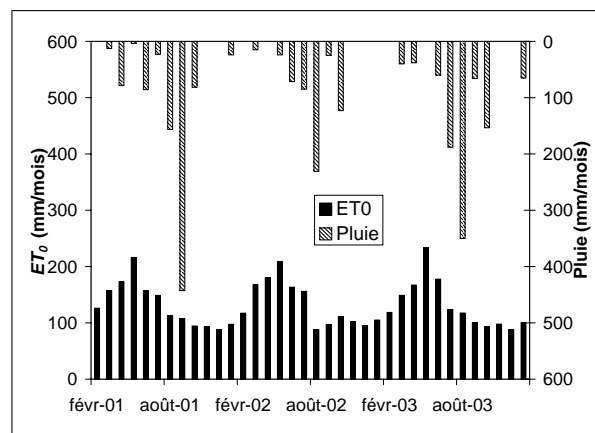


FIG. X.13: Données météorologiques journalières de Maheshwaram utilisées dans la formulation de Penman-Monteith.



(a) ET_0 journalières (moyennées sur une semaine) (b) Comparaison de l' ET_0 calculée avec Penman-Monteith avec celle calculée à partir des données de l'évaporimètre



(c) ET_0 vs. pluies mensuelles

FIG. X.14: Évapotranspiration de référence ET_0 estimée par la méthode de Penman-Monteith.

X.3.3. Calendrier culturel

On vient d'estimer l'évapotranspiration de référence, qui correspond à l'évapotranspiration d'un gazon de référence se développant dans des conditions idéales (Allen, 1998). Les grandeurs calculées ne correspondent pas aux évapotranspiration maximales des cultures du bassin, que l'on évaluera en pondérant l' ET_0 par le biais de coefficients culturaux ; ceci sera l'objet du Paragraphe X.3.4 suivant. Par ailleurs, le modèle POWER calcule la transpiration réelle de la végétation à partir de l'évapotranspiration maximale et de différents paramètres propres à la végétation, tel que le LAI (cf. Paragraphe X.3.1). Afin d'évaluer ces coefficients culturaux et ces différents paramètres de végétation, il faut recenser au préalable les différentes cultures et végétations du bassin versant de Maheshwaram et établir les différents calendriers culturaux.

X.3.3.a. Inventaire de la végétation

On va distinguer deux sortes de végétation : celle cultivée et celle sauvage. Sur le bassin, les cultures principales sont des :

	Pluie (mm)	ET_0 (mm)	ET_0 / pluie
2001	884	1473	1.7
2002	598	1585	2.6
2003	896	1572	1.8

TAB. X.1: Comparaison des cumuls annuels des précipitations et de l'évapotranspiration de référence ET_0 . En 2001, le cumul est sur la période du 1er février au 31 décembre 2001.

- céréales, e.g., riz, lentilles, maïs, sorgho ;
- légumes, e.g., tomates, poivrons, piments, gombos, aubergines ;
- fruits, e.g., raisins, mangues, pommes-cannelle ;
- oléagineux, e.g., l'arachide, le ricin ;
- herbages (pâturages) ;
- fleurs, e.g., tournesols, fleurs cérémoniales.

La végétation naturelle est essentiellement composée des :

- forêts d'eucalyptus ;
- broussailles ; et
- herbes sauvages poussant pendant la mousson.

On retrouve les unités d'occupation des sols évoquées dans la carte d'occupation des sols (Figure VIII.3).

X.3.3.b. Calendrier cultural

Les membres du CEFIRES ont rencontré plus d'une trentaine de fermiers afin de discuter des différents calendriers culturaux. Ces échanges concernaient les parcelles agricoles identifiées comme *Riz* ou *Plantation mixte* sur la carte d'occupation des sols (Figure VIII.3), mais pas celles classées *Raisin* ou *Arbres fruitiers*, dont les cultures se font selon des cycles bien plus longs que l'intervalle de temps de notre étude (de 2001 à 2003).

Les agriculteurs sélectionnent les espèces selon la saison (Kharif ou Rabi), le contexte (agricole et économique) et la disponibilité de l'eau d'irrigation (i.e., du niveau de l'eau dans le puits). Les calendriers se basent sur le rythme de la mousson, ainsi il commence en juin avec les premières pluies. Tous n'ont pas exactement les mêmes pratiques, mais il se dégage néanmoins trois cycles culturaux types sur l'année (Tableau X.2) qui correspondent aux parcelles où sont cultivés :

- du riz toute l'année (deux récoltes de riz), dont le cycle cultural est désigné par *Riz1 + Riz2* ;
- du riz en Kharif et divers légumes et de l'arachide en Rabi, dont le cycle cultural est désigné par *Riz1 + Mixtes2* ; et
- des céréales (autres que le riz) en Kharif et divers légumes et de l'arachide en Rabi, dont le cycle cultural est désigné par *Mixtes1 + Mixtes2*.

Le riz est la culture principale du bassin versant. Deux variétés de cette céréale sont utilisées : une, dite "longue" (variété *BPT - Sona Mahsuri*), dont la récolte se fait après environ 145 jours et une autre, dite "courte" (variété *Tella Hamsa*), dont la récolte se fait au bout d'environ 130 jours (source : *Department*

Saison	Kharif					Rabi					Été	
Mois	6	7	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5
Riz1 + Riz2	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Cyan	Orange	Red	Red	Red	Blue	Cyan
Riz1 + Mixtes2	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Cyan	Orange	Orange	Orange	Orange	Blue	Cyan
Mixtes1 + Mixtes2	Cyan	Green	Green	Green	Green	Green	Cyan	Orange	Orange	Orange	Orange	Blue

 Riz1 (riz long)	 Riz2 (riz court)	 culture Mixte1
 culture Mixte2	 travail de la terre	 fin de culture et jachère

TAB. X.2: Les trois calendriers culturaux typiques, pour une parcelle agricole de l'unité *Riz* ou *Plantation mixte* de la carte d'occupation des sols (Figure VIII.3). La légende *culture Mixte1* désigne la culture du maïs, du sorgho ou encore du ricin, et *culture Mixte2* la culture des légumes et de l'arachide.

of Agriculture & Cooperation - National Informatics Centre, <http://dacnet.nic.in/>). Dans les parcelles ayant le cycle *Riz1 + Riz2* (Tableau X.2), deux cultures de riz sont accomplies durant l'année. Les agriculteurs plantent le riz long, noté *Riz1*, au commencement de la mousson (début du Kharif, mois de juin), qu'ils récoltent environ cinq mois plus tard. Ils sèment ensuite le riz court, noté *Riz2*, en Rabi (début décembre), qui sera récolté vers la mi-avril. Le cycle annuel se termine par une courte jachère et le travail de la terre préparatoire au prochain cycle.

Dans les parcelles du cycle *Riz1 + Mixtes2* (Tableau X.2), les agriculteurs cultivent le *Riz1* en Kharif. Ils ensemencent ensuite en Rabi divers légumes (tomates, poivrons, gombos etc.) ou de l'arachide, noté *Mixtes2*, qu'ils récoltent vers la mi-avril. S'en suit ensuite une courte jachère, puis un travail de la terre. Lors du cycle *Mixtes1 + Mixtes2* (Tableau X.2), les agriculteurs sèment après les premières pluies, en juillet, du sorgho, du maïs ou encore du ricin, cultures que l'on désigne par *Mixtes1*, qu'ils récoltent vers la fin novembre. Après un travail de la terre, ils s'orientent vers la culture *Mixtes2* et terminent par un mois de jachère.

Les trois calendriers culturaux que l'on vient de présenter ne sont pas exhaustifs. Sur le terrain, les agriculteurs agissent surtout fonction de la mousson et de leurs habitudes. Néanmoins, nos trois calendriers traduisent schématiquement l'ensemble des entretiens que l'on a eu avec les agriculteurs.

X.3.3.c. Amélioration de la carte d'occupation des sols

Nous avons à ce stade deux descriptions de la végétation cultivée : d'une part, la carte d'occupation des sols, que nous avons introduite au Chapitre VIII (Figure VIII.3) et, d'autre part, les trois calendriers culturaux que nous venons de décrire. Ces calendriers culturaux concernent les parcelles agricoles des unités *Riz* et *Plantation mixte* (cultures de légumes-fruits et de céréales diverses) de la carte, i.e., 412 parcelles. Cependant, on ne sait pas quelle est, d'une part, la fraction des parcelles *Riz* où les cycles culturaux sont *Riz1 + Riz2* ou *Riz1 + Mixtes2* et, d'autre part, la fraction des parcelles *Plantation mixte* où les cycles culturaux sont *Riz1 + Mixtes2* ou *Mixtes1 + Mixtes2*.

Afin d'effectuer ce tri, on utilise le travail de Desprats (2003) qui a réalisé une classification supervisée des photos satellites du bassin, prises en décembre 2002 et en février 2003 (Figure VIII.1). Pour chaque

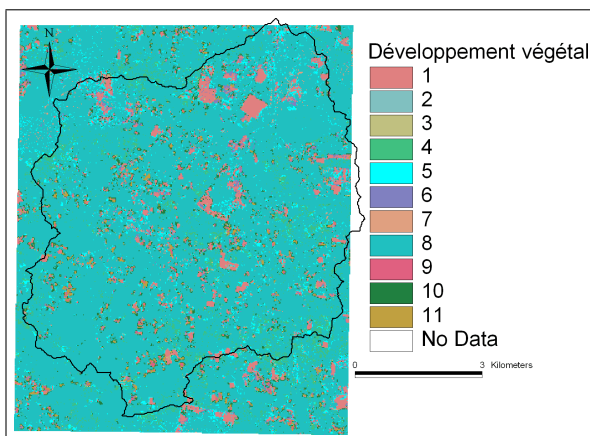
prise de vue, l'auteur a identifié les zones :

- avec un développement de la végétation très important ;
- avec un développement de la végétation important ;
- avec un développement de la végétation peu important ;
- humides, avec de la végétation ;
- herbacées ;
- herbacées assez sèches ; et
- de sols dépourvus de végétation.

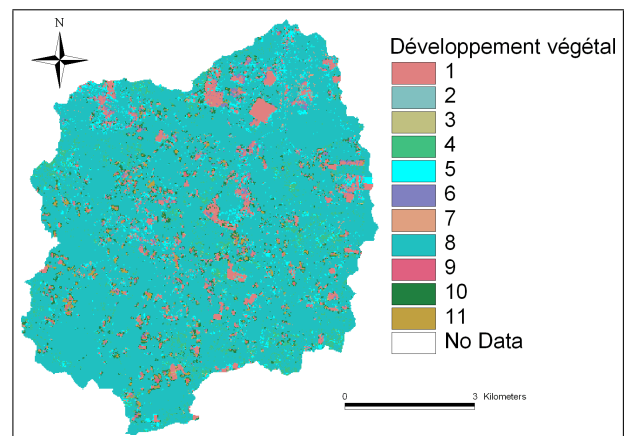
Desprats a ensuite regroupé les classifications des deux dates en une carte de 49 classes, qu'il a par la suite synthétisé en 11 index pertinents (Tableau X.3). La carte associée (Figure X.15.a), que nous avons légèrement modifiée afin que cela concorde entièrement à l'extension du bassin (Figure X.15.b), nous permet de visualiser l'index du développement végétal entre décembre 2002 et février 2003 : on retrouve partiellement les parcelles de la carte d'occupation des sols et l'on remarque que les surfaces non cultivées sont du sol nu recouvert d'herbe pendant la mousson (index 8).

Index	Décembre 2002	Février 2003
1	Développement de la végétation important ou très important	Développement de la végétation peu à très important
2	Développement de la végétation très important	Récolté
3	Développement de la végétation peu important	Développement de la végétation peu à très important
4	Développement de la végétation peu important	Récolté
5	Développement de la végétation important	Récolté
6	Sol humide, avec de la végétation	Développement de la végétation peu à très important
7	Sol humide, avec de la végétation	Sol humide, avec de la végétation
8	Sol nu ou herbage	Sol nu ou herbage
9	Sol nu ou herbage	Développement de la végétation très important
10	Sol nu ou herbage	Développement de la végétation peu important
11	Sol nu ou herbage	Développement de la végétation important

TAB. X.3: Index de développement végétal entre décembre 2002 et février 2003 (Desprats, 2003).



(a) Carte de Desprats (2003)



(b) Carte modifiée

FIG. X.15: Carte du développement végétal.

La carte de l'index de développement végétal (Figure X.15.b) nous permet de qualifier l'essor végétal des unités *Riz* et *Plantation mixte* de la carte d'occupation des sols (Figure VIII.3). Si l'on suppose que les stades de développement végétal important et très important sont caractéristiques des rizières, la carte de l'index végétal rend possible le tri entre les parcelles de riz et de culture mixte. En se référant aux calendriers culturels (Tableau X.2), les parcelles de la carte d'occupation des sols classées en février 2003 :

- *Riz* qui suivent le cycle *Riz1 + Riz2* ne devraient pas présenter les index de développement végétal 2, 4, 5, 7, 8 ou 10, qui correspondent à une végétation peu ou pas développée en février 2003 ; et
- *Plantation mixte* qui suivent le cycle *Mixte1 + Mixte2* ne devraient pas présenter les index de développement végétal 1, 2 ou 5, qui correspondent à une végétation développée ou très développée en décembre 2002.

On croise les informations de la façon suivante : pour chaque parcelle agricole de la carte d'occupation des sols classée *Riz* ou *Plantation mixte*, on cherche l'index de végétation le plus fréquent (le mode), que l'on assigne ensuite à cette parcelle. On scrute les résultats et on effectue les corrections suivantes :

- les parcelles classées *Riz* et ayant les index 2, 4, 5, 7, 8 ou 10 deviennent *Riz1 + Mixtes2*, les restantes sont classées *Riz1 + Riz2* ; et
- les parcelles classées *Plantation mixte* et ayant les index 1, 2 ou 5 deviennent *Riz1 + Mixtes*, les restantes sont classées *Mixtes1 + Mixtes2*.

Cela conduit à la nouvelle carte d'occupation des sols (Figure X.16) où l'on a noté les nouvelles unités *Riz1 + Riz2*, *Riz1 + Mixtes2* et *Mixtes1 + Mixtes2* ; on a par ailleurs regroupé les unités *Orange*, *Mangue* et *Pomme-cannelle* dans la catégorie *Arbre fruitier*. Le Tableau X.4 contient les nouvelles répartitions en surface des cultures. Cette nouvelle carte qui a été utilisée au Chapitre VIII afin de générer les 3171 RECs du bassin versant (Figure VIII.13).

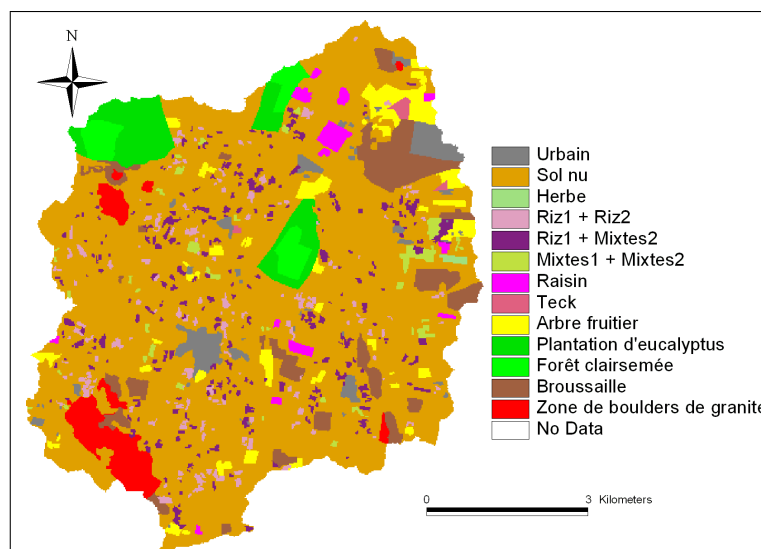


FIG. X.16: Carte d'occupation des sols en Rabi (février 2003), corrigée selon la carte du développement végétal (Figure X.15.b).

Culture	Arbre fruitier	Herbe	M1+M2	Raisin	R1+R2	R1+M2	Teak	Total
Surface (ha)	202	6	59	60	122	185	13	647
Surface (%)	31	1	9	9	19	29	2	100

TAB. X.4: Répartition des surfaces cultivées du bassin versant de Maheshwaram. *Surface (%)* désigne le pourcentage en surface relatif au total des surfaces cultivées (647 ha), *R1+R2* le Riz1 + Riz2, *R1+M2* le Riz1 + Mixtes2 et *M1+M2* les Mixtes1 + Mixtes2.

X.3.4. Coefficients culturaux

L'évapotranspiration de référence ET_0 , que l'on a calculée au Paragraphe X.3.2, ne correspond pas à l'évapotranspiration maximale des différentes espèces végétales du bassin versant. Pour une espèce végétale donnée, il faut pondérer l' ET_0 par le coefficient cultural K_c de cette espèce végétale, ce qui conduit à l' ET_M , cf. Éq. [X.3].

Le coefficient K_c dépend (i) de l'espèce végétale considérée et (ii) du stade de développement végétal. Le modèle POWER prend en compte le stade de développement végétal à travers les variations du LAI , qui intervient dans la partition de l' ET_M (cf. les relations [X.4] et [X.5]), par conséquent seules les valeurs de K_c à maturation nous sont nécessaires. Allen (1998) dresse une liste assez complète des valeurs de K_c pour différentes végétations et on reporte dans le Tableau X.5 les coefficients qui nous concernent. La catégorie *Légumes* du tableau résume les coefficients pour des légumes divers (carotte, chou, céleri etc.), on utilisera ce dernier pour les poivrons, les gombos et les aubergines, qui ne sont pas listés dans Allen (1998). Le coefficient des cultures *Mixtes2* est pris égal à la moyenne de ceux des arachides, des fleurs, des légumes, des lentilles, des tomates et des tournesols ; et celui des cultures *Mixtes1* est pris égal à la moyenne du maïs, du ricin et du sorgho. On n'a pas trouvé non plus de coefficients pour le manguier et le pomme-cannelier, aussi on utilise les coefficients des *Citrus*.

Culture	Arachides	Citrus	Fleurs	Légumes	Lentilles	Maïs	Raisin	Ricin	Riz	Sorgho	Tomates	Tournesols
K_c	1.15	0.60	1.10	1.05	1.10	1.15	0.85	1.15	1.20	1.05	1.15	1.10

TAB. X.5: Valeurs à maturation du coefficient cultural K_c relevées dans Allen (1998), pour un climat où l'humidité minimum moyenne est de 45% et la vitesse moyenne du vent, à 2 m de hauteur, est de 2 m/s.

Les coefficients culturaux du Tableau X.5 sont définis pour un climat où l'humidité minimum moyenne est de 45% et où la vitesse moyenne du vent à 2 m de hauteur est de 2 m/s, ce qui ne correspond pas exactement à la situation de notre bassin. Allen (1998) propose alors de corriger les coefficients selon la formule suivante :

$$K_c = K_{c(Tab)} + [0.04 \cdot (u_2 - 2) - 0.004 \cdot (RH_{min} - 45)] \cdot \left(\frac{h}{3}\right)^{0.3} \quad [X.22]$$

avec $K_{c(Tab)}$ [-] la valeur de K_c lue dans le Tableau X.5, RH_{min} [-] l'humidité minimale moyenne sur la période de la culture et h [L] la hauteur moyenne de la plante pendant la période de maturité. On utilise cette relation [X.22] avec les données météorologiques de notre bassin, et on remarque que finalement elle ne change pas de façon significative les valeurs de K_c du Tableau X.5.

Par ailleurs, on a rassemblé dans le Tableau X.6 les valeurs de K_c des autres espèces végétales du bassin, que l'on a relevées dans diverses sources (sources internet et Aerts et Bouwer 2002). On n'a pas trouvé de coefficient cultural pour le Teck, on prend par conséquent celui de la catégorie *Forêt mélangée*. Enfin, on fixe $K_c = 1$ pour les phases du travail de la terre et le sol nu sans culture, sur lequel pousse de l'herbe sauvage durant la mousson.

Végétation	Eucalyptus	Forêt mélangée	Forêt clairsemée	Broussaille	Herbes hautes
K_c	1.2	1.1	0.8	0.7	0.7

TAB. X.6: Autres valeurs du coefficient cultural K_c à maturation (sources internet et Aerts et Bouwer 2002).

X.3.5. LAI

Le LAI est un paramètre important du modèle POWER : (i) il gère, selon [X.4] et [X.5], la partition de l'évapotranspiration maximale en transpiration et évaporation maximales et (ii) intervient aussi dans le terme [X.11] d'interception de la pluie par la végétation. De ce fait, son estimation requiert une attention particulière.

Malheureusement, aucun relevé du LAI n'a été fait sur le bassin versant, puisque sa mesure directe, i.e., sur le terrain, est laborieuse à l'échelle spatiale du bassin et sa mesure indirecte est coûteuse (e.g., elle nécessite une photo aérienne ou satellite); se référer à Jonckheere *et al.* (2004) et Weiss *et al.* (2004) pour un compte-rendu sur les différentes méthodes de mesures actuelles du LAI . Par conséquent, on va choisir pour chaque végétation les valeurs les plus pertinentes de la littérature.

Pour une culture donnée, le LAI dépend du stade de développement végétal. Il est nul au début du stade de croissance (aucune végétation), avant d'atteindre un palier (stade de maturité) et de décroître (stade de vieillissement). La valeur au stade de maturité est propre à l'espèce végétale et on résume l'ensemble dans le Tableau X.7.

Les durées des stades de développement végétal des différentes espèces s'inspirent de Allen (1998), de Shikhamany (2001) ou encore de diverses sources internet (dont le site de l'*International Rice Research Institute*, www.irri.org/) (Tableau X.8). Nous choisissons par ailleurs les évolutions typiques présentées par Bouraoui (1995) et Dam *et al.* (1997) et traçons à partir de janvier 2001 l'évolution du LAI associée à chaque unité de la carte d'occupation des sols (Figure X.16).

L'ensemble se trouve résumé dans les Figures X.17 et X.18.

Arbres et arbustes On choisit pour les unités *Teck*, *Plantations d'eucalyptus* et *Forêt clairsemée* l'évolution remarquée par Roberts et Rosier (1993) qui, en étudiant des plantations d'eucalyptus du sud de l'Inde, ont découvert que le LAI des eucalyptus est minimal au début de la mousson (juin) et maximal vers le milieu de la période Rabi (décembre), cf. Figure X.17.a.

Arbres fruitiers On décrit toutes les unités *Arbres fruitiers*, *Mangues*, *Pommes-cannelle* et *Orange* par

Espèce végétale	Valeur choisie	Intervalle de valeur	Sources
Arbres fruitiers	4.0	4.0	1
Broussaille	2.1	2.1	2
Eucalyptus	3.0	2.5 - 3.4	3
Forêt clairsemée, Teck	4.0	4.0 - 4.8	2 et 4
Herbes hautes	3.0	3.0	2 et 4
Herbes sauvages	1.5	1.5 - 2	1 et 2
Mixtes1*	3.0	3.0	1 et 4
Mixtes2 [£]	3.0	3.0	1 et 4
Raisin	1.6	1.3 - 1.7	5
Riz	5.0	4.5 - 5.5	1, 4 et 6

TAB. X.7: Valeurs au stade de maturité du *LAI*. Sources : 1 Dam *et al.* (1997); 2 Asner *et al.* (2003); 3 Roberts et Rosier (1993), et Roberts *et al.* (2001); 4 Bouraoui (1995); 5 Patakas et Noitsakis (1999), Montero *et al.* (1999), Viret *et al.* (2003), et Rana *et al.* (2004); 6 Singh *et al.* (2001), et Kimura *et al.* (2004). * signale que l'on choisit la valeur correspondant à la tomate et £ celle correspondant au sorgho

Culture	Initial	Développement	Maturation	Vieillessement	Total
Herbes hautes	10	20	190	20	240
Herbes sauvages	10	20	130	20	180
Mixtes1	30	40	50	30	150
Mixtes2	25	40	40	25	130
Raisin	20	40	120	60	240
Riz court	25	30	55	20	130
Riz long	30	35	60	20	145

TAB. X.8: Durées, en jour, des différents stades de développement végétal (Allen, 1998; Shikhamany, 2001 et sources internet diverses).

le même *LAI*, avec une période d'activité chlorophyllienne (maturation) plus marquée durant la mousson (Figure X.17.b).

Broussaille Le *LAI* est pris constant durant toute l'année (Figure X.17.c).

Herbes Cette unité correspond aux pâturages, sur lesquels les herbes hautes se développent à la mi-juin avec le début de la mousson (Figure X.17.d).

Mixtes1 + Mixtes2 Le cycle cultural commence en juillet, après les premières pluies, par la culture *Mixtes1* et se poursuit avec la culture *Mixtes2* (Figure X.18.a). Le *LAI* choisi pour ces deux cultures *Mixtes1* et *Mixtes2* est respectivement celui du sorgho et de la tomate.

Raisin Le raisin se récolte dans la région, en général, en mars/avril, à la fin de la période de maturation (Shikhamany, 2001). Par conséquent, on adopte une évolution cyclique et annuelle du *LAI*, avec le début de la phase de vieillissement fin mars (Figure X.17.e).

Riz1 + Riz2 Dans les parcelles de cette unité, les agriculteurs sèment deux cultures de riz. L'évolution du *LAI* est traduit dans la Figure X.18.b.

Riz1 + Mixtes2 Par rapport à la situation précédente, la culture *Mixtes2* remplace *Riz2* (Figure X.18.c).

Sol nu Les surfaces non cultivées (sol nu) sont recouvertes d'herbes sauvages pendant la mousson (*cf.* Figure X.15.b). On suppose ensuite qu'elles disparaissent petit à petit, aussi le *LAI* de cette unité

devient nul en milieu de Rabi, ce qui conduit à la Figure X.17.f).

Le LAI des surfaces cultivées, i.e., des unités *Herbes*, *Mixtes1*, *Mixtes2*, *Riz1* et *Riz2*, prend des valeurs nulles après la récolte (on suppose qu'il n'y a plus de végétation après cela).

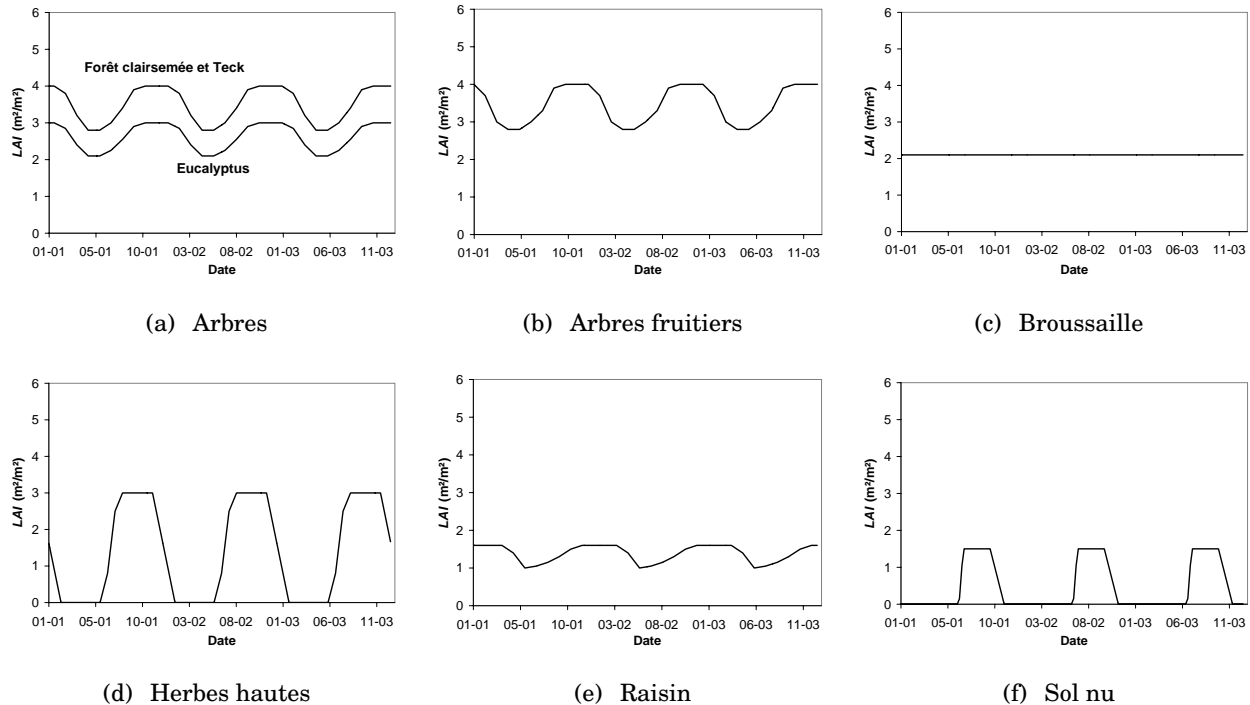


FIG. X.17: Évolution du LAI pour différentes unités de la carte d'occupation des sols de février 2003 (Figure X.16).

X.3.6. Paramètres du terme d'extraction racinaire de Li *et al.* (2001)

Rappelons que le terme de l'extraction racinaire de Li *et al.* (2001) se fait avec la relation [X.7], qui est à son tour fonction du produit de trois variables, cf. [X.8]. Les paramètres requis pour évaluer ces deux relations sont :

- la profondeur racinaire maximale de la plante, que l'on va noter z_{racine} [L];
- la fraction de densité racinaire présente dans les 10% supérieurs de la zone racinaire, notée f_{racine} [-]; et
- les cinq pressions h_1 , h_2 , h_{3a} , h_{3b} et h_4 du modèle de stress hydrique de Feddes *et al.* (1978) (cf. Figure X.11).

Les valeurs choisies pour différents paramètres sont résumés dans le Tableau X.9 ci-dessous.

À défaut de références bibliographique supplémentaires, la valeur de f_{racine} prise par Li *et al.* (2001) est supposée la même pour toutes les espèces végétales. De plus, le riz étant une plante semi-aquatique, on fixe une valeur positive de h_1 qui est bien supérieure à l'épaisseur de la lame d'eau observée dans les rizières du bassin versant, i.e., $h_1 = 0.20$ m.

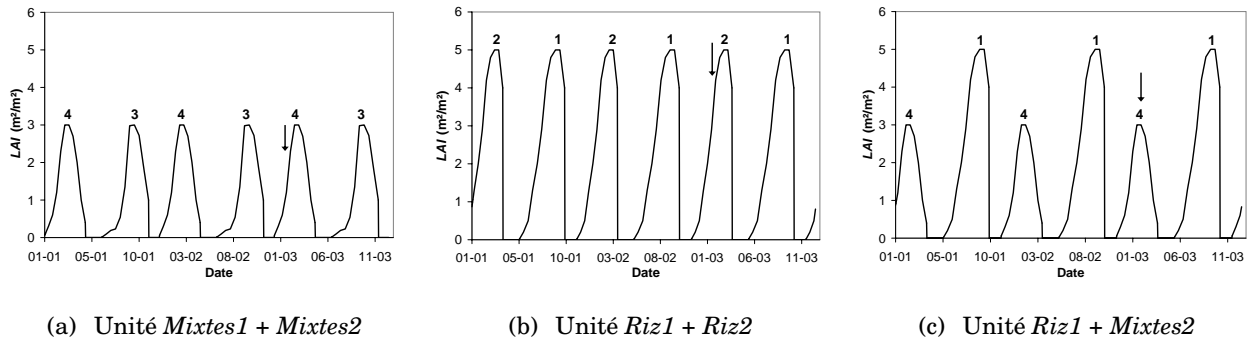


FIG. X.18: Évolution du LAI pour les unités *Mixtes1 + Mixtes2*, *Riz1 + Riz2* et *Riz1 + Mixtes2* de la carte d'occupation des sols de février 2003 (Figure X.16). La flèche indique le mois février 2003 et on désigne par 1 la culture *Riz1*, 2 la culture *Riz2*, 3 la culture *Mixtes1* et 4 la culture *Mixtes2*.

Espèce végétale	z_{racine} (m)	Source	f_{racine}	h_1 (m)	h_2 (m)	h_{3a} (m)	h_{3b} (m)	h_4 (m)	Source
Arbres fruitiers	2.0	1	0.5	-0.10	-0.25	-5.00	-10.00	-140.00	4
Broussaille	2.0	1	0.5	-0.10	-0.25	-5.00	-10.00	-140.00	4
Eucalyptus	5.0	2	0.5	-0.10	-0.25	-5.00	-10.00	-140.00	4
Forêt clairsemée, Teck	3.5	1	0.5	-0.10	-0.25	-5.00	-10.00	-140.00	4
Herbes hautes	2.0	1	0.5	-0.10	-0.25	-2.40	-3.60	-140.00	1
Herbes sauvages	1.0	1	0.5	-0.10	-0.25	-3.00	-10.00	-140.00	1
Mixtes1*	2.0	3	0.5	-0.10	-0.25	-5.00	-10.00	-140.00	4
Mixtes2 [£]	1.5	3	0.5	-0.10	-0.25	-8.00	-15.00	-140.00	1
Raisin	3.0	3	0.5	-0.10	-0.25	-10.00	-10.00	-140.00	1
Riz	0.9	1	0.5	0.20	-0.25	-5.00	-10.00	-140.00	4

TAB. X.9: Paramètres de l'extraction racinaire de Li *et al.* (2001). Sources : 1 Dam *et al.* (1997); 2 Bouillet *et al.* (2002); 3 FAO, www.fao.org/ag/agl/aglw/cropwater; 4 Feddes *et al.* (1978). * signale que l'on choisit la valeur correspondant à la tomate et £ celle correspondant au sorgho

X.4. L'apport de l'irrigation

L'irrigation est très présente sur le bassin, à travers les nombreux puits privés (*cf.* Paragraphe II.2.3). Il est, par conséquent, nécessaire de considérer cet apport d'eau supplémentaire qui est effectif toute l'année. Maréchal *et al.* (2005) ont évalué, sur les trois années 2001 à 2003, les moyennes des apports d'irrigation des différentes unités de l'occupation des sols. On adapte ces données au calendrier cultural que l'on a choisi, ce qui conduit aux valeurs mensuelles moyennes (sur les années 2001 à 2003) résumées dans le Tableau X.10.

On note l'énorme pompage requis pour les rizières. L'irrigation du *Riz2* (durant le Rabi) est plus conséquente que celle du *Riz1* (durant le Kharif), puisque les agriculteurs prennent en compte l'apport supplémentaire des pluies (Maréchal *et al.*, 2005). Le pompage est relativement faible aux mois de juin et de décembre lorsque les jeunes plants sont élevés en pépinière.

Le goutte à goutte est utilisé toute l'année pour le raisin et durant les mois de janvier à mai pour

Saison	Apports en mm/jour/m ²											
	Kharif					Rabi					Été	
Mois	6	7	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5
Arbres fruitiers	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9	0.8	0.9	0.8	0.8
Raisin	2.3	2.7	2.0	2.2	1.8	2.4	2.5	2.5	2.3	2.4	2.2	2.2
Mixtes1 & Mixtes2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
Riz1 & Mixtes2	4.3	17.3	14.3	15.2	7.6	0.0	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.0
Riz1 & Riz2	4.3	17.3	14.3	15.2	7.6	2.4	6.6	17.7	16.3	17.3	12.0	2.5

TAB. X.10: Apports journaliers moyens de l'irrigation, par unité de surface de la culture (d'après Maréchal *et al.*, 2005).

les arbre fruitiers. Enfin, la culture *Mixtes1* (sorgho, maïs ou ricin) se fait en période de mousson sans irrigation.

X.5. Conclusion du chapitre

Ce dernier chapitre de la troisième partie a explicité les différentes conditions limites de la modélisation : la pluie, l'évapotranspiration réelle du sol et de la végétation, et l'apport d'eau par irrigation.

X.5.1. La pluie

Pour commencer, on s'est efforcé de désagréger temporellement le cumul journalier mesuré à la station météorologique de Maheshwaram. On utilise pour ce faire le pluviographe de la station, qui a cependant cessé de fonctionner après septembre 2001. On s'est inspiré des observations antérieures de cet appareil afin de rechercher un modèle de hyétogramme. On s'est servi du modèle de Guillot et Lebel (1999), qui décrit convenablement nos hyétogrammes expérimentaux, ce qui désagrège au final tous nos cumuls journaliers.

Par ailleurs, afin d'entrevoir la variabilité spatiale du champ de pluie des moussons 2002 et 2003, on a mis en place en juin 2002 un réseau de pluviomètres basé sur le volontariat. Malheureusement, peu de volontaires (6 en 2002 et 7 en 2003) ont accompli un suivi régulier et fiable, par conséquent l'extrapolation de ces quelques données ne peut être utilisée qu'à des fins d'étude de sensibilité de POWER à un champ pluvieux hétérogène.

X.5.2. L'évapotranspiration réelle

Le module de POWER, qui calcule l'évapotranspiration réelle et l'interception de la pluie par la végétation, requiert les quatre informations suivantes : l'évapotranspiration de référence ET_0 , le coefficient cultural K_c , le LAI de l'espèce végétale considérée et les divers paramètres du modèle d'extraction racinaire de Li *et al.* (2001). La première, l' ET_0 , a été évaluée avec la méthode de Penman - Monteith.

Les valeurs du K_c , du LAI et des paramètres d'extraction racinaire des différentes espèces végétales du bassin versant ont été relevées dans plusieurs références bibliographiques. Les évolutions chronologiques du LAI de la végétation "naturelle" s'inspirent aussi de la littérature. On a par ailleurs dressé le calendrier cultural type de chaque culture agricole du bassin, auquel on a associé une variation temporelle du LAI .

X.5.3. L'apport d'eau par irrigation

Le travail récent de Maréchal *et al.* (2005) évalue l'irrigation de chaque unité de l'occupation des sols. On l'a adapté à notre calendrier cultural, ce qui conduit aux flux d'irrigation par unité de surface.

Quatrième partie

MODÉLISATION DES ÉCOULEMENTS D'EAU AVEC POWER

Introduction à la quatrième partie

Cette quatrième partie est consacrée à la modélisation des écoulements d'eau à travers la zone d'étude. On commencera par préciser la version utilisée de POWER, puisque ce dernier est en cours de développement.

On continuera avec la calibration de POWER au Chapitre XI. Pour ce faire, on comparera les stocks d'eau obtenus à partir des profils de teneurs en eau mesurés à la sonde à neutrons (cf. Chapitre IV) aux stocks d'eau simulés avec POWER. On s'attachera à concorder au maximum les valeurs des stocks, ainsi que leurs variations temporelles.

Au chapitre XII, on abordera la modélisation des écoulements sur les années 2001, 2002 et 2003. On examinera la cohérence des flux de percolation, d'évaporation et de transpiration calculés à l'échelle du bassin versant ; on confrontera notamment les flux de percolation aux variations des niveaux d'eau dans certains puits du bassin. On terminera sur l'étude du lien entre les pluies et la percolation.

Version utilisée de POWER

Le modèle POWER est en cours d'élaboration au sein du LTHE et la version utilisée dans ce travail est un prototype. Seuls les modules *transfert d'eau vertical* et *plante* sont opérationnels à l'heure actuelle. La description des écoulements est, par conséquent, simplifiée.

Aucun écoulement latéral

Aucun écoulement latéral, que cela soit à la surface des RECs, ou encore en profondeur, n'est calculé. Par conséquent, **les RECs se comportent comme des colonnes indépendantes** et le modèle ne simule pas d'écoulements dans les cours d'eau.

Le *flux de percolation*, que l'on définit comme étant le flux sortant à la base de notre zone d'étude, sera par conséquent surestimé : à la surface du sol, l'eau de pluie ne peut que s'infiltrer ou s'évaporer.

Une difficulté se présente pour les zones des villages. Ce sont des lieux partiellement urbanisés et donc le ruissellement en surface du sol et l'évaporation de l'eau de pluie y sont favorisés. Diminuer le K_s des sols de ces zones ne serait pas utile puisque la lame d'eau formée resterait en place. Aussi, on affecte le coefficient cultural $K_c = 1.5$ à ces zones villageoises, alors que $K_c = 1$ pour un sol nu, de sorte à favoriser l'évaporation des sols.

Pluie répartie sur 24h

Le prototype de POWER que nous utilisons ne peut pas gérer un trop grand nombre de données de pluie. Nous allons effectuer les modélisations de janvier 1998 à décembre 2003, i.e., sur 6 ans, ce qui fait 2191 jours. La désagrégation temporelle des cumuls journaliers des précipitations, présentée au Chapitre X, décrit la pluie toutes les 18 mn, ce qui fait sur 6 ans 177 471 données d'intensité pluvieuse, trop pour le prototype. Il n'est pas possible non plus d'utiliser une description horaire de la pluie (52 584 valeurs d'intensité pluvieuses).

Par conséquent, on se contentera d'un cumul journalier de la pluie réparti sur 24h, ce qui calculera des intensités pluvieuses faibles et donc favorisera le flux de percolation au détriment du flux d'évaporation. Soulignons cependant que la désagrégation temporelle de la pluie n'a de sens que lorsque les écoulements latéraux de surface sont pris en compte ; en écoulement purement vertical cela a peu d'influence.

Condition limite uniforme spatialement

Enfin, il n'est pas encore possible de spécifier spatialement la condition limite, que cela soit la pluie, les apports d'eau de l'irrigation ou encore la lame d'eau présente au niveau des tanks. Concernant le premier point, nous n'avons de toute façon pas de description fiable de la variation spatiale du champ de pluie.

En revanche, ne pas intégrer les apports d'eau venant de l'irrigation est très réducteur, puisqu'ils sont très importants sur le bassin versant. Tenir compte de cette information sera une continuation prioritaire de ce travail.

Calibration de POWER

XI.1. Introduction

Les données expérimentales que l'on peut utiliser afin de calibrer POWER peuvent être les débits de certains cours d'eau (en particulier à l'exutoire), les variations de teneurs en eau dans la zone d'étude de ce travail (i.e., la couverture poreuse isotrope de la zone non-saturée) ou/et les fluctuations des niveaux piézométriques. Dans le bassin versant de Maheshwaram, ces dernières ne peuvent pas être utilisées puisque la zone d'étude n'est pas en contact direct avec l'aquifère ; il reste donc les débits des cours d'eau et les variations d'humidité des sols. Or, il se trouve que le NGRI possède une sonde à neutrons, ce qui a rendu possible le suivi des variations des profils d'humidité des sols sur cinq sites, comme il l'a exposé au Chapitre IV.

Durant les moussons 2002 et 2003, les écoulements dans les cours d'eau de surface n'ont été observés que durant les quelques jours suivants les 5 et 22 août 2003, dates de deux événements pluvieux importants¹. Aussi, le ruissellement de surface n'est pas la donnée de calibration adaptée à notre bassin et, de toute façon, la version actuelle de POWER ne calcule pas le ruissellement à la surface du sol. La calibration va se faire uniquement avec les mesures de la sonde à neutrons.

XI.2. Procédure de calibration avec les profils neutroniques

XI.2.1. Choix de la variable de comparaison

Le but de la phase de calibration est d'ajuster les paramètres d'entrée de POWER de sorte que les flux simulés pour l'évaporation, la transpiration et la percolation soient les plus réalistes possibles. Les profils

¹Bien qu'il n'en est pas fait mention dans ce travail, des mesures sommaires de débits ont été effectuées en six sites du bassin versant les 6, 7, 8, 11, 22, 23 et 25 août 2003, à la suite de pluies importantes.

d’humidité mesurés à la sonde à neutrons donnent une information sur la rétention, mais pas sur les flux eux-mêmes. Utilisons plutôt le stock d’eau de la tranche du milieu comprise entre les profondeurs z_1 et $z_2 > z_1$, noté $St_{z_1}^{z_2}$ [L] et défini par :

$$St_{z_1}^{z_2}(t) = \int_{z_1}^{z_2} \theta(z, t) \cdot dz. \quad [\text{XI.1}]$$

L’équation de continuité d’un écoulement unidimensionnel selon la verticale [I.26], réécrite avec $St_{z_1}^{z_2}$, conduit à :

$$\frac{dSt_{z_1}^{z_2}}{dt} = -[q(z_2, t) - q(z_1, t)], \quad [\text{XI.2}]$$

c.-à.-d. que le taux de variation temporel de $St_{z_1}^{z_2}$ entre les instants t et $t + dt$ égale le bilan des flux traversant la couche $[z_1, z_2]$.

Par conséquent, on va comparer les valeurs simulées des stocks d’eau à celles qui sont mesurées sur les cinq sites SN1, SN3, SN4, SN5 et SN6. Pour commencer, on confrontera en valeurs absolues, ce qui permet de vérifier que la “dimension du réservoir sol” est correcte. Ensuite, on examinera les variations temporelles de deux stocks entre les dates de mesure à la sonde à neutrons. Si les variations temporelles des stocks simulés sont du même ordre de grandeur que les variations des stocks expérimentaux, alors les flux simulés sont en moyenne d’un bon ordre de grandeur.

Remarque La calibration avec les données de la sonde à neutrons n’a pas la même portée spatiale que celle qui est réalisée avec les débits de certains cours d’eau. En effet, la mesure à la sonde à neutrons est valide pour le volume immédiat de la colonne de sol entourant le tube d’accès (moins de 1 m^3), donc locale ; au contraire, la mesure du débit à une position du bassin versant intègre, en quelque sorte, tous les processus en amont de ce point.

XI.2.2. Calcul du stock

XI.2.2.a. Stocks expérimentaux

Le stock d’eau expérimental $St_{z_1}^{z_2}$ est égal à l’aire du profil de θ entre z_1 et z_2 et on l’approxime par la somme d’aires de trapèzes (Figure XI.1). On prend z_1 égale à la première profondeur des mesures, 20 ou 30 cm selon les tubes (Tableau XI.1). La profondeur z_2 , spécifique à chaque site, correspond à la profondeur maximale de mesure commune aux deux années 2002 et 2003 et est listée dans le Tableau XI.1. On remarque que les tranches de sol sur lesquelles est calculé le stock correspondent principalement aux horizons B (pas d’horizon E et peu de points dans les horizons C, cf. Tableau XI.1).

XI.2.2.b. Stocks simulés

La version actuelle de POWER gère les REC comme des colonnes latéralement indépendantes les unes des autres. Ainsi, il suffit d’effectuer la modélisation sur les RECs “contenant” les cinq tubes d’accès, dont

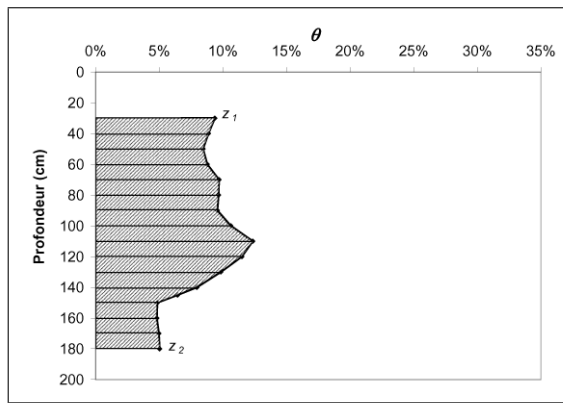


FIG. XI.1: Approximation du stock par la somme d'aires de trapèzes (mesure du 12/09/02 au site SN1).

Site	SN1	SN3	SN4	SN5	SN6
z_1 (cm)	30	30	20	20	30
z_2 (cm)	170	150	130	120	160
hE (cm)	30	10	20	10	30
hB (cm)	140	70	100	120	300

TAB. XI.1: Profondeurs entre lesquelles sont calculés les stocks d'eau expérimentaux, ainsi que la position de la base des horizons E et B.

les propriétés sont résumées dans le Tableau XI.2. Ces descriptions sont conformes à ce qui a été observé sur le terrain :

- les tubes SN1 et SN4 sont dans des Inceptisols (classes de texture de sol 16 et 18) ;
- les tubes SN3 et SN5 sont dans des Alfisols1 (classes 10 et 11) ;
- le tube SN6 est en zone Entisols (classe 4) ; et
- seul le tube SN1 est en zone d'occupation des sols particulière (herbes hautes), les autres étant en sol nu.

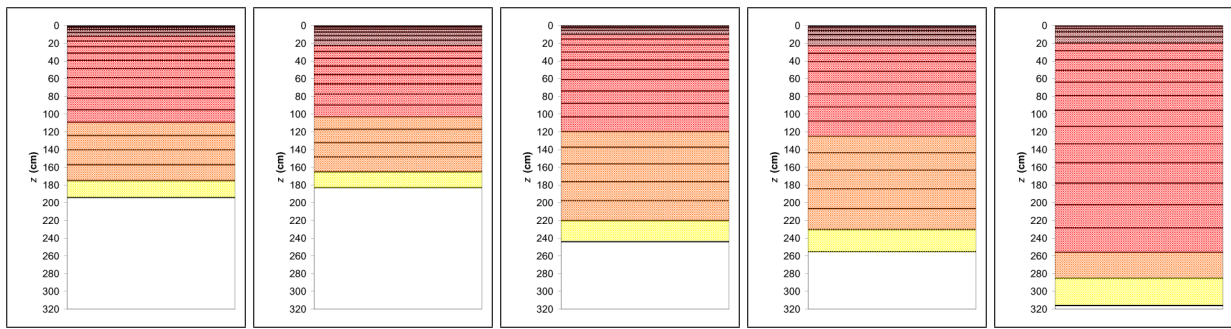
Tube d'accès	N° REC	N° classe de texture du sol	Hauteur du REC (cm)	Occupation du sol
SN1	1312	18	194	Herbe
SN3	411	10	183	Sol nu
SN4	593	16	244	Sol nu
SN5	1860	11	255	Sol nu
SN6	413	4	316	Sol nu

TAB. XI.2: Numéros des RECs "contenant" les tubes d'accès de la sonde à neutrons, ainsi que leurs propriétés. N° classe de texture du sol renvoie aux propriétés des Tableaux VIII.2 et de l'Annexe A.

Dans un souci de clarté, au lieu de REC, on utilisera le terme colonne, que l'on numérote selon le même numéro que le tube d'accès qu'elle contient (e.g., la colonne 1 modélise le sol autour du tube SN1 et a exactement les mêmes propriétés que le REC n°1312). Le schéma des cinq colonnes, avec les zonages des horizons, est illustré dans la Figure XI.2.

La simulation sur ces cinq colonnes est conduite du 1er janvier 1998 au 31 décembre 2003², de sorte à atteindre un régime hydrologique stable à partir de la mousson 2001. Les données météorologiques du bassin antérieures à 2001 proviennent de l'Andhra Pradesh Groundwater Board ; les valeurs de l' ET_0 des années 1998 à 2000 sont prises égales à celles de 2001 à 2003. Au 1er janvier 1998, les pressions initiales de l'eau dans 20 Cellules de chaque colonne sont inconnues et sont fixées arbitrairement à -5 m (sol sec). Dans chaque colonne et à une date donnée, on extrait les teneurs en eau des différentes Cellules et on

²Les données pluviométriques de 2004 ne sont pas disponibles.



(a) Col. 1 (REC n°1312) (b) Col. 3 (REC n°411) (c) Col. 4 (REC n°593) (d) Col. 5 (REC n°1860) (e) Col. 6 (REC n°413)

FIG. XI.2: Schéma des cinq colonnes de sol contenant les tubes d'accès de la sonde à neutrons. En marron et rouge respectivement l'horizon E et B, en orange et jaune respectivement la partie poreuse isotrope (isaltérite non-feuilletée) et anisotrope (granite feuilleté) de l'horizon C ; *Col.* désigne colonne.

Colonne	1	3	4	5	6
z_1 (cm)	31.00	29.28	21.96	22.95	28.44
z_2 (cm)	175.08	148.23	137.25	124.95	177.75
hE (cm)	10.00	20.00	10.00	20.00	20.00
hB (cm)	110.00	105.00	115.00	125.00	235.00

TAB. XI.3: Profondeurs entre lesquelles sont calculés les stocks d'eau simulés, ainsi que la position de la base des horizons.

calculé le stock d'eau par une somme d'aire de trapèzes entre les tranches de profondeurs résumées dans le Tableau XI.3.

XI.3. Confrontations des stocks simulés à ceux mesurés

XI.3.1. Décalage temporel

Avant d'entamer la comparaison, soulignons qu'il ne nous est pas possible de confronter les stocks simulés exactement au même moment que ceux qui sont mesurés (i.e., tel jour à telle heure) : la description temporelle du champ de pluie dont nous disposons n'est pas assez précise pour cela. De plus, la version actuelle de POWER fonctionne avec des pluies journalières (pluie uniforme sur la journée), aussi l'heure de sortie des simulations n'a pas d'importance. Par défaut, les sorties du modèle sont tous les jours à minuit.

Les mesures faites à la sonde, un jour donné, sont réalisées en journée : il y a un donc un décalage temporel entre ce qui est mesuré et ce qui est simulé. Nous avons souligné dans la Section X.2 que les événements pluvieux se déroulent principalement en fin de journée. Par conséquent, on confronte au stock expérimental du jour j celui qui est simulé le jour $j - 1$ (e.g., stock expérimental du 05/09/02 versus celui qui est simulé le 04/09/02).

XI.3.2. Valeurs absolues du stock

Les évolutions des stocks dans les cinq colonnes, ainsi que les pluies journalières, sont placées dans la Figure XI.3. On peut noter que les variations de la colonne 1 sont plus accentuées que les autres, son sol (classe de texture 18) ayant des K_s relativement importants (cf. Tableau A.4) et l'extraction racinaire des herbes hautes réduisant le stock. Par ailleurs, précisons que la tendance du stock est stable à partir de la mousson 2000.

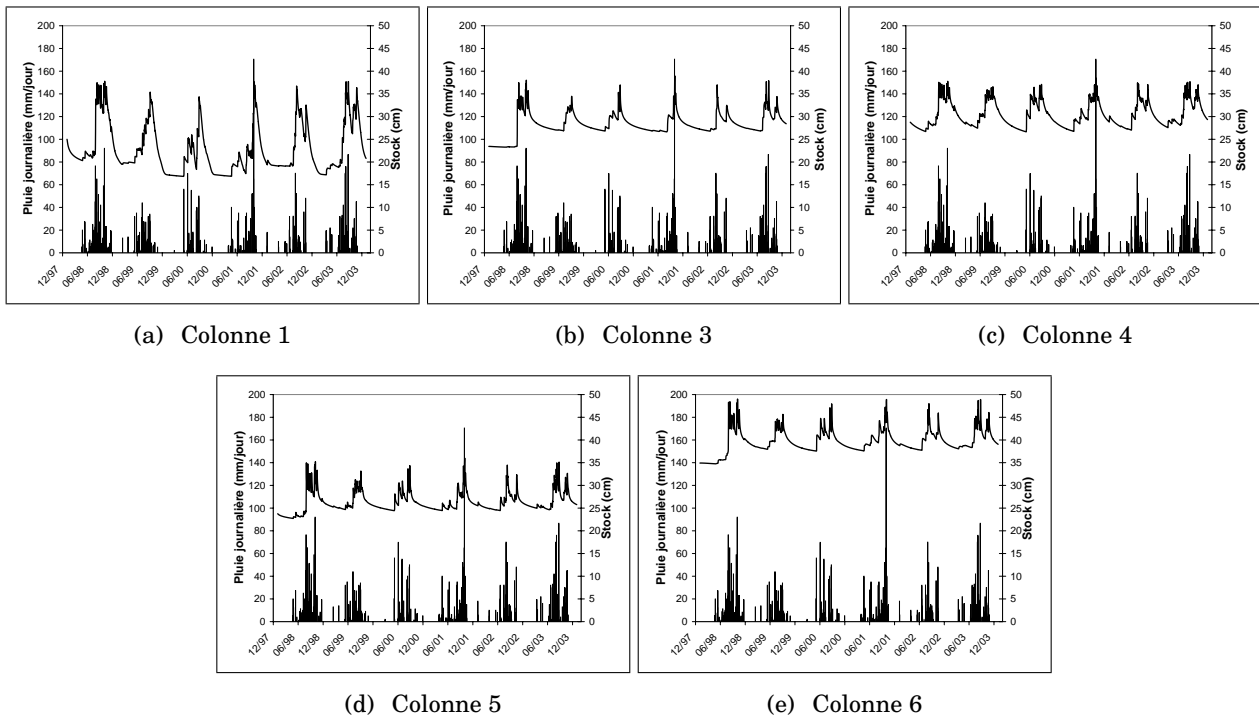


FIG. XI.3: Évolutions de janvier 1998 au 31 décembre 2003 des stocks d'eau simulés.

On compare ensuite ces stocks simulés aux stocks expérimentaux (Figure XI.4). Rappelons que les humidités mesurées à la sonde à neutrons sont estimées par le biais de droites d'étalonnage, qui ont été déterminées avec une certaine incertitude (cf. Section IV.3). Par conséquent, on trace également les droites de confiance à 80% du stock expérimental.

Tous les stocks simulés sont plus grands que ceux qui sont mesurés et aucun n'est dans l'intervalle de confiance expérimental à 80%. Cela se comprend lorsque l'on compare, au tube SN5 par exemple, un profil d'humidité mesuré et un profil simulé (Figure XI.5) : bien que les délimitations des horizons de la colonne 5 (classe de texture n° 11, cf. Tableau XI.2) soient les mêmes que celles observées *in-situ* autour du tube SN5, le profil d'humidité simulé est moins accidenté que le profil mesuré et la teneur θ dans l'horizon B de la colonne 5 est beaucoup plus grande. En réalité, les propriétés des sols ne sont pas uniformes dans l'horizon B, d'où l'allure expérimentale accidentée. Cette surestimation de θ est aussi observée dans les quatre autres colonnes.

Or, l'échelle des valeurs prises pour θ est fixée par θ_s : ce paramètre, qui règle en quelque sorte la

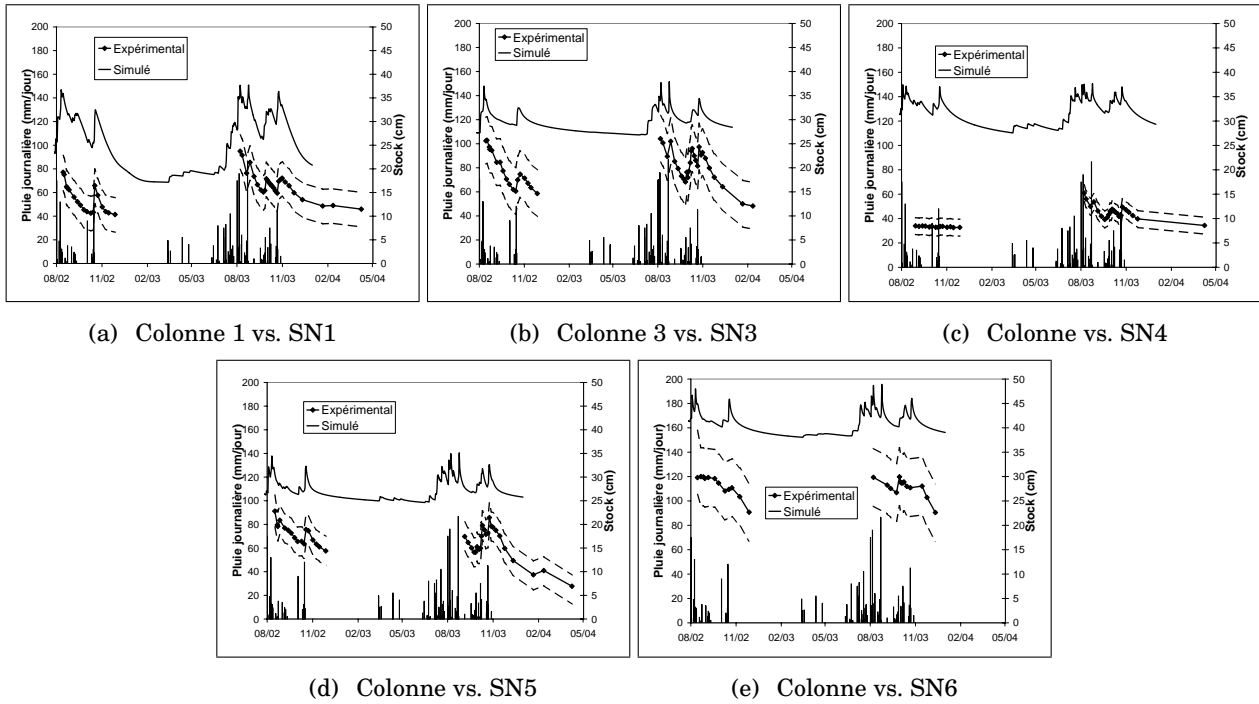


FIG. XI.4: Comparaison des stocks expérimentaux aux stocks simulés. Les droites en pointillés sont les droites de confiance à 80% de l'estimation du stock expérimental.

taille du “réservoir sol”, est surestimé dans les colonnes. Outre les hétérogénéités des sols de l’horizon B, la texture grossière est très probablement à l’origine de cette sur-évaluation de θ_s . En effet, rappelons que l’on a calculé les θ_s de chaque classe de texture à partir des profils expérimentaux de porosité, en supposant que $\theta_s = 0.9 \cdot \varepsilon$ (cf. Tableau IX.2). Or, plus un sol est grossier, plus :

- l’estimation expérimentale de sa porosité est imprécise ; et
- le rapport θ_s/ε est faible, et donc inférieur à 0.9 (dans un réseau poral grossier, les phénomènes de capillarité sont moindres, le nombre de pores vides d’eau devient conséquent et ainsi θ_s est bien inférieur à ε).

Par conséquent, diminuer les θ_s des classes de texture sera une des corrections à effectuer.

XI.3.3. Variations temporelles du stock

Après avoir comparé en valeurs absolues, on étudie les variations de stocks. Sur la partie gauche de la Figure XI.6, on isole les stocks simulés correspondants aux dates de mesure à la sonde à neutron et on les place versus les stocks expérimentaux ; on trace de plus la droite de régression linéaire du nuage de point. Plus cette droite de régression a une pente et un R^2 proches de 1, plus les stocks varient de façon similaire. De ce point de vue, seuls les résultats de la colonne 1 sont à peu près satisfaisants. Les autres colonnes surestiment de plus en plus le stock en sec, i.e., il semblerait qu’elles ne s’assèchent pas autant qu’en réalité, en particulier les colonnes 3 et 5.

À droite de la Figure XI.6, on compare les variations temporelles, égales à la variation du stock divisée par le laps de temps entre les deux mesures (d’un jour à plusieurs semaines). C’est certes une approxima-

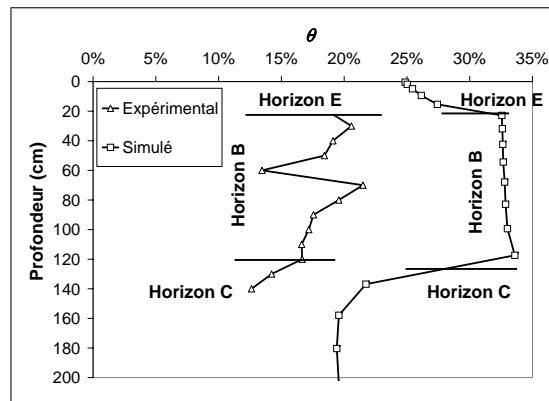


FIG. XI.5: Comparaison au tube SN5 du profil d'humidité du 21 octobre 2003. Les délimitations des horizons sont indiquées dans les deux cas.

tion grossière de la relation [XI.2], cependant, elle nous informe sur les ordres de grandeurs des flux. Si la droite de régression linéaire du nuage de point se confond à peu près avec la bissectrice, tout en ayant un grand R^2 , alors on estime *qu'en moyenne* les flux associés à ces variations sont cohérents avec l'observation expérimentale. Les colonnes 1 et 5 ont des comportements satisfaisants alors, qu'au contraire, les résultats de la colonne 6 ne concordent pas avec l'observation.

Avant d'incriminer les paramètres de sols des cinq colonnes, on va corriger ce qui semble manifestement être des erreurs expérimentales : d'une part, les variations du stock au tube SN4 sont presque nulles en 2002 (Figure XI.4.c) et, d'autre part, la diminution du stock d'eau expérimental, en l'absence prolongée de pluies, semble exagéré aux tubes SN3 et SN5.

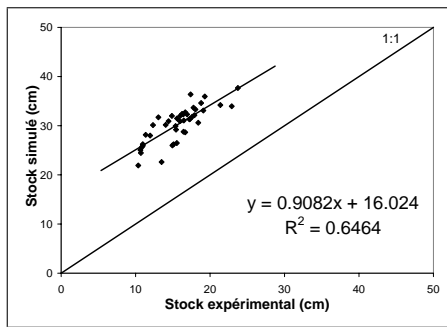
XI.4. Correction des stocks expérimentaux

XI.4.1. Cas des tubes SN3 et SN5

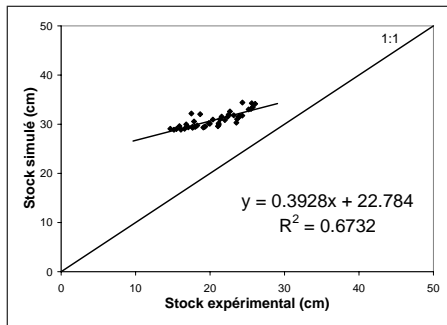
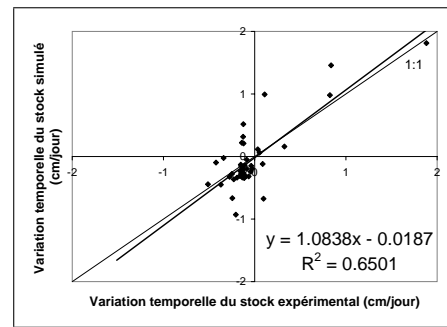
Rappelons que les teneurs en eau volumiques expérimentales, qui servent à calculer le stock, sont déterminées à partir du comptage de la sonde à neutrons par le biais de droites d'étalonnage. Ainsi, l'exactitude du stock d'eau expérimental dépend essentiellement de la qualité de ces droites.

Or, on a souligné dans la Section IV.3 que les droites d'étalonnages aux tubes SN3 et SN5 sont relativement mauvaises, surtout au tube SN5. La conséquence est une mauvaise estimation des humidités pour de faibles comptages neutroniques : elles sont fortement sous-estimées (cf. Figures IV.6.b et IV.6.d).

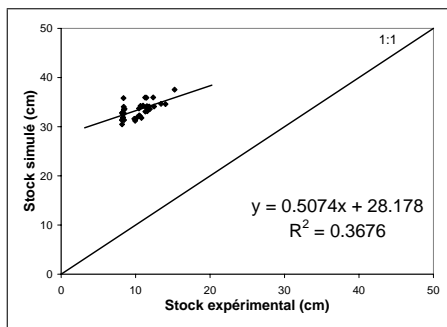
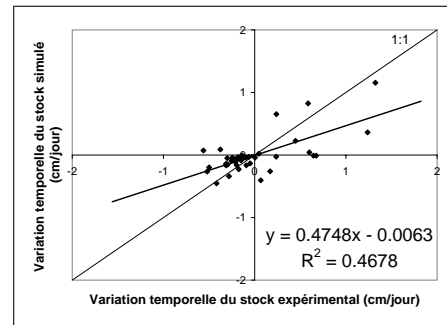
Dans la suite, on écartera les stocks expérimentaux calculés à partir de comptages neutroniques plus faibles que ceux utilisés pour établir les droites d'étalonnage. Cela concerne principalement les jours de septembre 2003 et postérieurs à novembre 2003. Les nouvelles comparaisons des variations de stocks aux tubes SN3 et SN5 sont portées dans la Figures XI.7.a et XI.7.b : l'amélioration est particulièrement perceptible au site SN5 lorsque l'on compare les stocks entre eux (à gauche).



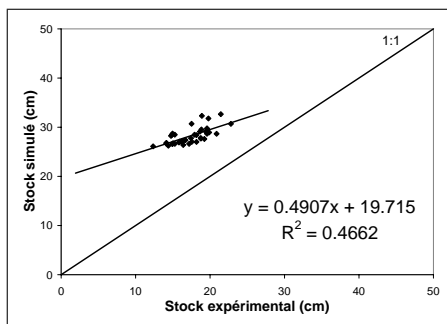
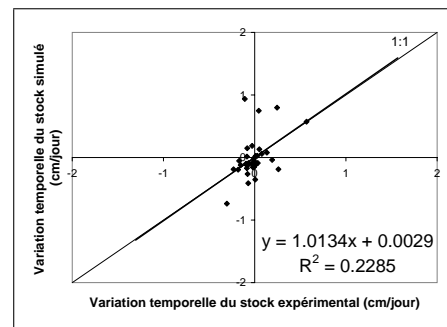
(a) Colonne 1 vs. SN1



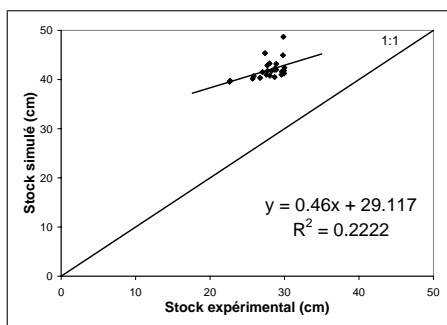
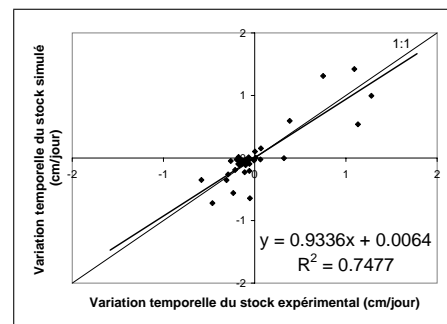
(b) Colonne 3 vs. SN3



(c) Colonne 4 vs. SN4

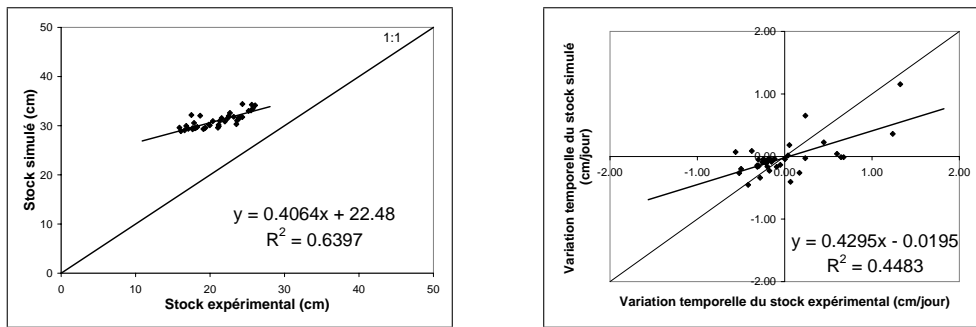


(d) Colonne 5 vs. SN5

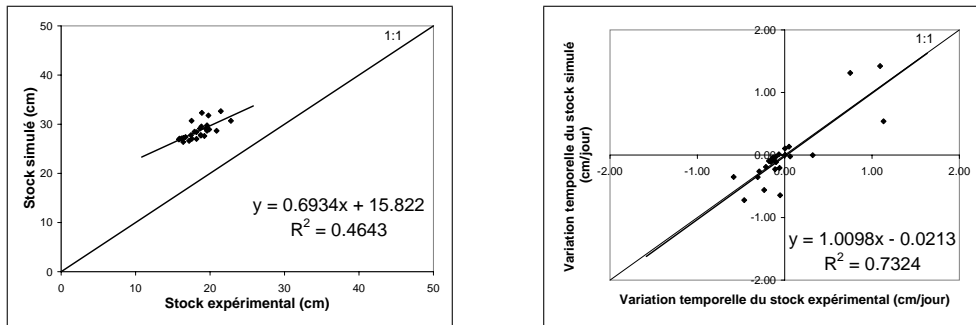


(e) Colonne 6 vs. SN6

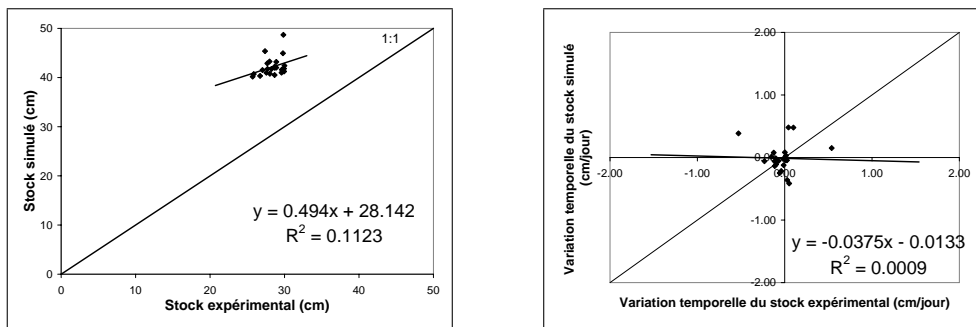
FIG. XI.6: Comparaison des variations de stocks.



(a) Colonne 3 vs. SN3



(b) Colonne 5 vs. SN5



(c) Colonne 6 vs. SN6

FIG. XI.7: Comparaison des variations, après correction des stocks expérimentaux aux sites SN3, SN5 et SN6.

Remarque L'ordonnée à l'origine des droites d'étalonnage au site SN6 est également relativement négative. Cela entraîne une sous-estimation de θ , et par conséquent du stock, mais uniquement le 27/11/02 et le 11/12/03. On retire de ces deux dates, ce qui conduit à la Figure XI.7.c : il n'y a pas de changement significatif.

XI.4.2. Cas du tube SN4

Les variations du stock expérimental sont presque nulles en 2002, ce qui n'est pas le cas pour les autres tubes. Par contre, ce stock évolue l'année suivante. Nous n'avons pas d'explication à cela, aussi on se contente d'écartier les valeurs de 2002 pour ce tube et on analysera avec réserve les stocks de 2003.

Dans la Figure XI.8, on compare de nouveau les variations du stock : l'amélioration est très significative.

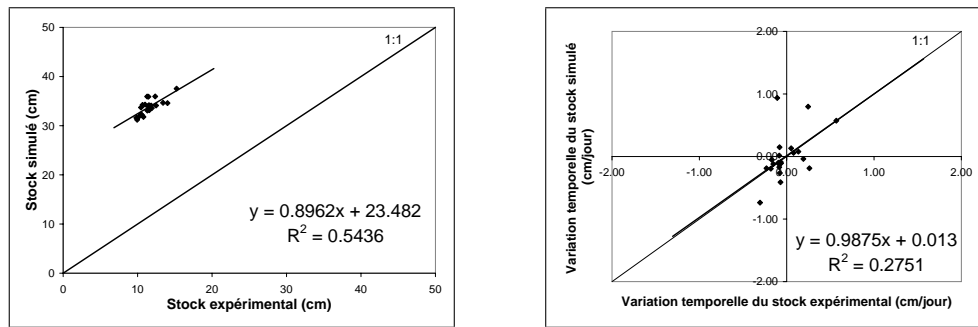


FIG. XI.8: Variation de la colonne 4 vs. SN4 après suppression des stocks expérimentaux de 2002.

XI.5. Ajustement des paramètres du sol des colonnes

Maintenant que nous avons filtré les données expérimentales, nous allons jouer sur les paramètres du sol des colonnes afin d'améliorer les simulations. En priorité, on tente d'améliorer les variations du stock, puisque qu'elles sont reliées aux flux à travers les colonnes. Après cela, on fera en sorte que les valeurs simulées des stocks soient au plus égales aux valeurs expérimentales.

XI.5.1. Amélioration des variations des stocks simulés

La description simplifiée du champ de pluie, c.-à.-d. pluie journalière uniforme spatialement et temporellement, est une cause très probable des écarts entre les variations simulées et expérimentales du stock. Afin de minimiser ce biais, on concentre nos améliorations sur la colonne 5, puisque le tube SN5 est localisé à la station météorologique (pas d'erreur de distribution spatiale de la pluie). On appliquera ensuite ces modifications aux autres colonnes.

XI.5.1.a. Cas de la colonne 5

Le graphe à gauche de la Figure XI.7.b montre que le sol de la colonne 5 ne s'assèche pas assez, alors que la phase d'humidification semble plus conforme aux mesures : il semblerait que la rétention en eau soit trop importante. Cela se résume dans la valeur du paramètre de forme λ de rétention en eau : plus ce dernier est petit, plus le sol retient l'eau. Or, dans les Chapitres IX et V, nous avons souligné la difficulté rencontrée lors de l'estimation du λ des sols bimodaux des Alfisols et des Inceptisols : sa valeur est très faible. En effet, lorsque l'on se réfère au Tableau A.2, λ prend de petites valeurs dans les horizons B des classes de texture de type Alfisols et Inceptisols (classes 5 à 18) ; au contraire, les valeurs du paramètre η , inversement relié à λ par la relation [I.22], sont grandes.

Nous avons déjà mentionné le travail de Tomasella et Hodnett (1998), qui ont élaboré des fonctions de pédotransfert pour des sols bimodaux de l'Amazonie brésilienne. Ces auteurs indiquent que les sols bimodaux se comportent comme des sables près de la saturation (donc libèrent de l'eau), mais également comme des argiles à des humidités plus faibles (donc retiennent ensuite l'eau) : une valeur faible de λ ne

fait que modéliser la rétention forte de l'argile. Leur fonction de pédotransfert permet d'estimer λ à partir des pourcentages en limon et en argile, mais cependant pour un θ_r non-nul, alors que dans ce travail nous l'avons supposé nul. Haverkamp *et al.* (2005a) ont démontré que la valeur choisie pour θ_r a une grande influence sur λ , mais ces auteurs proposent une équation afin de passer d'une description $\theta_r \neq 0$, où $\lambda = \lambda_r$, à $\theta_r = 0$, où $\lambda = \lambda_0$:

$$\lambda_0 = \lambda_r \cdot \left[1 + \frac{\theta_r}{\theta_s - \theta_r} \cdot \ln \left(\frac{\theta_r}{\theta_s} \right) \right]. \tag{XI.3}$$

Dans cette équation, on se sert des θ_r et θ_s estimés par la fonction de pédotransfert de Tomasella et Hodnett (1998).

Utilisant les granulométries de la classe de sol 11 (Tableau VIII.2), on calcule les nouvelles valeurs de λ avec la fonction de pédotransfert de Tomasella et Hodnett (1998) et [XI.3]. On réévalue aussi η , relié à λ par [I.22], et l'on porte les nouvelles valeurs dans le Tableau XI.4 : le paramètre λ prend effectivement de plus grandes valeurs, en particulier dans l'horizon B. On trace dans la Figure XI.9 les nouvelles variations du stock et l'amélioration est flagrante en comparaison avec la Figure XI.7.b.

	Anciennes valeurs (Tableau A.2)		Nouvelles valeurs	
	λ	η	λ	η
Horizon E	0.205	12.8	0.240	11.3
Horizon B	0.081	27.7	0.151	16.2
Horizon C	0.161	15.4	0.219	12.1

TAB. XI.4: Valeurs des λ et η de la colonne 5, estimées avec la fonction de pédotransfert de Tomasella et Hodnett (1998).

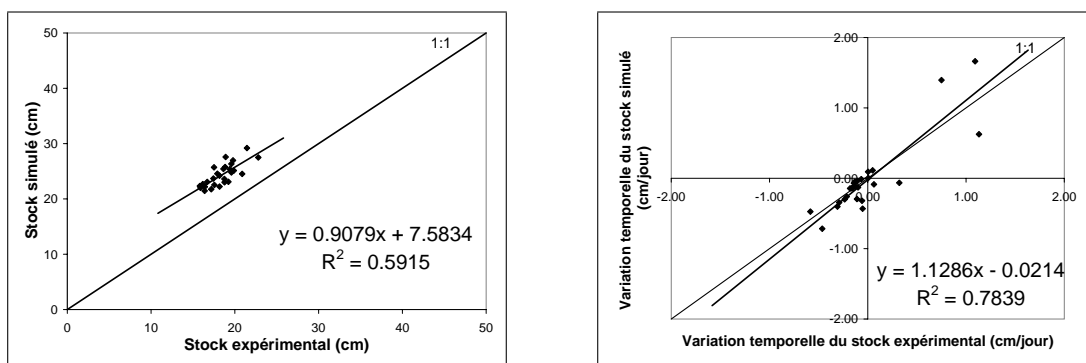


FIG. XI.9: Variation de la colonne 5 vs. SN5 après correction des valeurs de λ et η .

On regarde ensuite si le K_s de l'horizon B ne serait pas trop petit puisque (i) les variations du stock de la colonne 5 sont moindres par rapport à l'expérimental (Figure XI.4.d) et (ii) le K_s de l'horizon B de la colonne 5 (classe 11 du Tableau A.2), i.e., 16 mm/h ($4.51 \cdot 10^{-6}$ m/s), est une valeur relativement faible par rapport à l'intervalle [20,33] mm/h des résultats expérimentaux (cf. Figure IX.3.b). On fixe alors $K_s = 30$ mm/h pour l'horizon B, on augmente de même le K_s de l'horizon C sous-jacent à 15 mm/h, et on relance la simulation (Figure XI.10) : il n'y a pas d'amélioration, mais au contraire une détérioration. Modifier le K_s n'est donc pas nécessaire.

On examine ensuite si l'on pourrait modifier le paramètre h_{bc} . Ce dernier traduit la *facilité* avec laquelle les pores libèrent de l'eau. Plus ils sont de grande taille, plus $-h_{bc}$ est faible. Les sols du bassin étant grossiers, $-h_{bc}$ devrait être faible, ce qui est dans l'ensemble observé pour les classes de texture (cf. Annexe A). La valeur pour l'horizon B de la colonne 5 (classe 11), $-h_{bc} = 3$ cm, est inférieure à l'intervalle [25,111] mm des résultats expérimentaux (cf. Figure IX.3.b), par conséquent, on ne change pas la valeur de ce paramètre.

XI.5.1.b. Cas des autres colonnes

En faisant de même, on modifie les valeurs du paramètre de forme λ des sols des autres colonnes, utilisant la fonction de pédotransfert de Tomasella et Hodnett (1998) et les relations [XI.3] et [I.22], ce qui conduit à la Figure XI.11.

On ne constate pas d'amélioration notable dans la colonne 6 (cf. Figure XI.11.d vs. Figure XI.7.c). Le sol de cette colonne est un Entisols, donc il n'est pas concerné par le phénomène de bimodalité décrit par Tomasella et Hodnett (1998) : ce sol s'est formé par dépôts sédimentaires et se comporte d'avantage comme une argile. Par conséquent, on va garder dans cette colonne les valeurs de λ et η du Tableau A.2.

Les valeurs des stocks simulés aux colonnes 1, 3 et 4 sont plus proches que celles qui sont expérimentales (cf. Figure XI.6.a vs. Figure XI.11.a, Figure XI.7.a vs. Figure XI.11.b et Figure XI.8 vs. Figure XI.11.c). En revanche, on n'observe pas d'amélioration significative au niveau des variations temporelles. Ceci est très probablement dû à la description du champ pluvieux : rappelons qu'il est pris uniforme spatialement, ce qui n'est pas vrai en réalité.

On va donc utiliser les pluies mesurées par les différents volontaires du bassin (cf. Section X.2), i.e., la pluie du pluviomètre RG18 pour les colonnes 1 et 4 et celle du RG8 pour la colonne 3 (cf. Figure X.8). Les résultats sont portés dans la Figure XI.12 : le variation temporelle est améliorée à la colonnes 1 (cf. Figure XI.11.a vs. Figure XI.12.a), elle l'est aussi à la colonne 4 (cf. Figure XI.11.c vs. Figure XI.12.c), mais ce n'est cependant pas le cas à la colonne 3 (cf. Figure XI.11.b vs. Figure XI.12.b). Nous voyons deux causes possibles à cela :

- d'une part, il nous semble que que les mesures du RG18 sont plus fiables que celles du RG8 ;
- d'autre part, le tube SN3 est situé en légère pente et on a observé *in-situ* un écoulement latéral d'eau

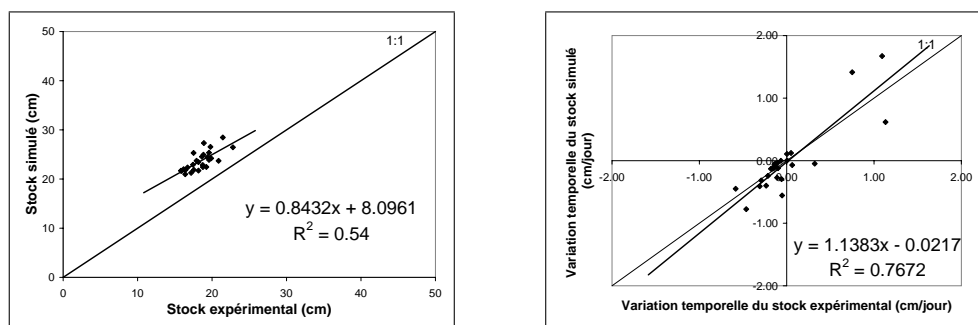
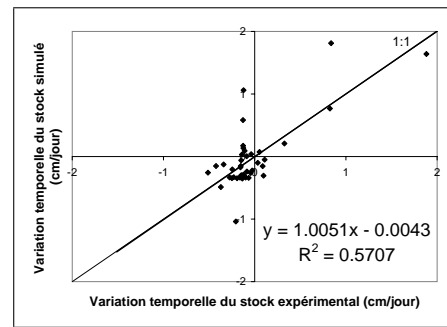
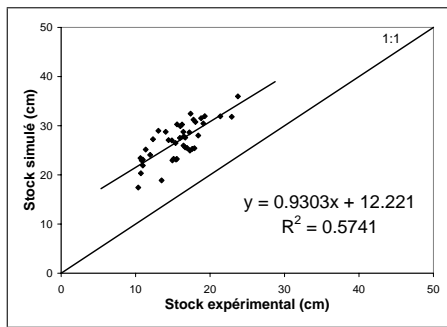
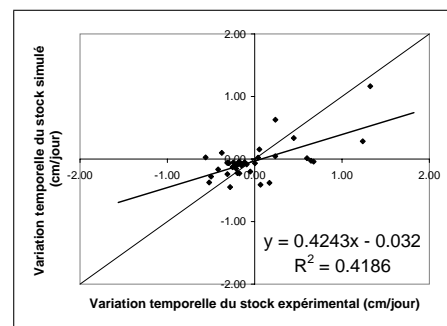
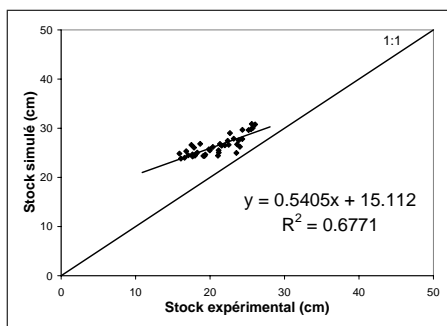


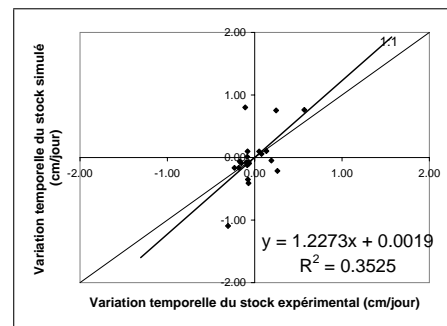
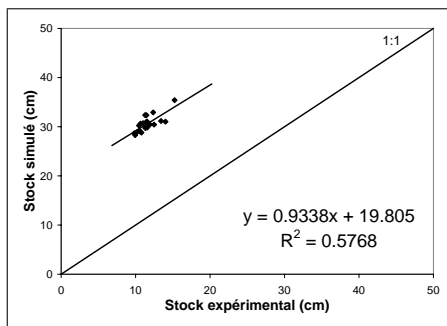
FIG. XI.10: Variation de la colonne 5 vs. SN5 après correction des valeurs de K_s .



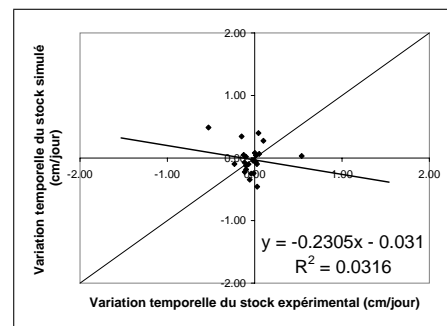
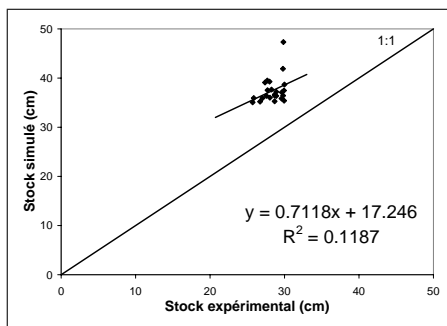
(a) Colonne 1 vs. SN1



(b) Colonne 3 vs. SN3



(c) Colonne 4 vs. SN4



(d) Colonne 6 vs. SN6

FIG. XI.11: Comparaison des variations aux sites SN1, SN3, SN4 et SN6, après correction des valeurs de λ et η .

au niveau de l'interface horizon B - horizon C, l'eau provenant des champs agricoles environnants.

On conserve le champ pluvieux du RG18 en entrée des colonnes 1 et 4. Remarquons enfin qu'aucune autre mesure de la pluie n'est disponible pour la colonne 6, les résultats du RG16 n'étant pas fiables et les pluies des RG22 ou RG18 n'améliorant pas les concordances de cette colonne avec l'expérimental.

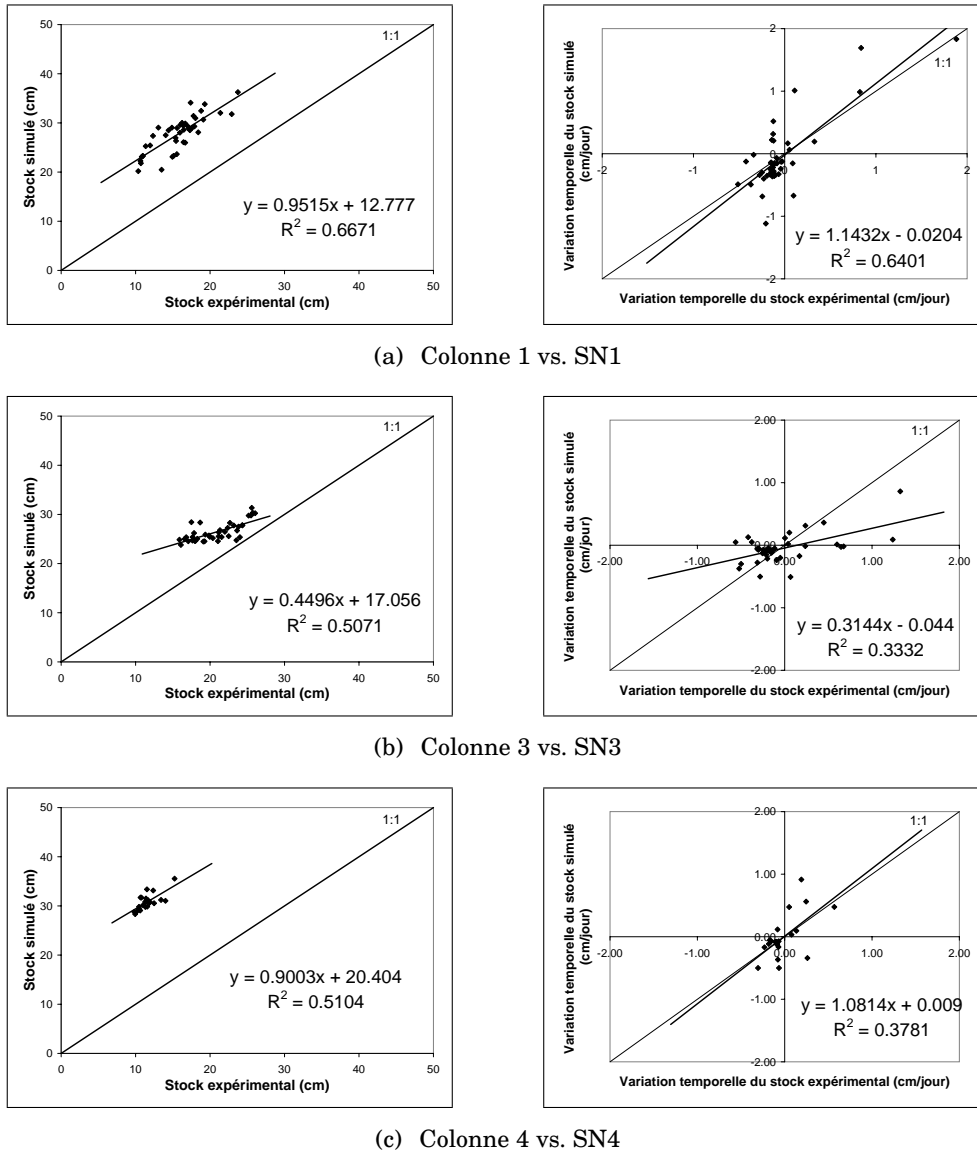


FIG. XI.12: Comparaison des variations aux sites SN1, SN3, SN4 et SN6, en utilisant les pluies mesurées par les volontaires du bassin versant.

Au final de ce paragraphe, on peut retenir que **l'on améliore significativement le comportement temporel du stock simulé lorsque l'on corrige les valeurs des paramètres de forme λ et η , et ceci afin de tenir compte du comportement bimodal des horizons B des Alfisols et Inceptisols.** On reporte dans l'Annexe B les nouvelles valeurs de λ et η , obtenues avec la fonction de pédotransfert de Tomasella et Hodnett (1998) et les relations [XI.3] et [I.22]; les tableaux de cette annexe remplacent les tableaux de l'Annexe A.

XI.5.2. Amélioration des valeurs absolues des stocks simulés

XI.5.2.a. Correction des θ_s des cinq colonnes

Il s'agit maintenant de rapprocher les valeurs des stocks simulés de celles qui sont expérimentales, et pour ce faire nous allons jouer sur le paramètre θ_s : on cherche à ce que la valeur du stock simulé soit dans l'intervalle de confiance du stock expérimental. Pour ce faire, on multiplie tous les θ_s d'une colonne donnée par un même coefficient correctif inférieur à 1, dont on cherche la valeur optimale.

On remarque que plus ce coefficient est pris petit, plus les variations temporelles du stock ajustées au paragraphe précédent sont modifiées, détériorées plus précisément. Par conséquent, il faut concilier à la fois une valeur assez faible du coefficient, de sorte que les valeurs des stocks simulés se rapprochent des valeurs expérimentales, mais pas trop cependant pour que les variations temporelles restent correctes. On place dans le Tableau XI.5 les coefficients correctifs choisis pour chaque colonne et on trace dans la Figure XI.13 les nouvelles valeurs simulées pour le stock.

Colonne	1	3	4	5	6
Coefficient correctif	0.7	0.9	0.6	0.9	0.8

TAB. XI.5: Valeur du coefficient correctif des θ_s de chaque colonne.

Sachant que la description temporelle du champ de pluie est uniforme (pluie uniforme sur 24h), les résultats des colonnes 1 et 5 sont très satisfaisants. Les variations temporelles de la colonne 3 ne sont pas aussi proches de l'expérimental, bien qu'en valeur absolue le stock soit correct. Pour la colonne 4, le coefficient correctif de θ_s est faible, 0.6, et pourtant le stock simulé est toujours fortement surestimé. Il faudrait diminuer davantage ce coefficient, mais la fidélité des variations temporelles devient alors très mauvaise. Cependant, nous avons déjà émis des réserves sur le comportement du sol entourant le tube SN4, puisque le stock expérimental reste pratiquement constant en 2002. De plus, les humidités de ce sol sont particulièrement faibles, par conséquent on estime que cet écart entre la simulation et l'expérimental est dû à la singularité de ce sol.

Il s'avère enfin que les résultats de la colonne 6 sont mauvais. La description simplifiée de notre modélisation est une cause possible de cet écart avec l'expérimental : on impose une pluie de faible intensité (pluie répartie sur 24h), sans ruissellement possible, alors qu'en réalité il est fort probable que le ruissellement soit important sur le sol peu perméable autour du tube SN6 ; on remarque à ce propos que les pics d'accroissement du stock expérimental sont moindres que les pics du stock simulé. Par ailleurs, soulignons que le tube d'accès SN6 est localisé en bordure d'un élevage industriel de poules, donc des effets anthropiques sont possibles. Nous avons néanmoins corrigé le θ_s du sol de la colonne 6.

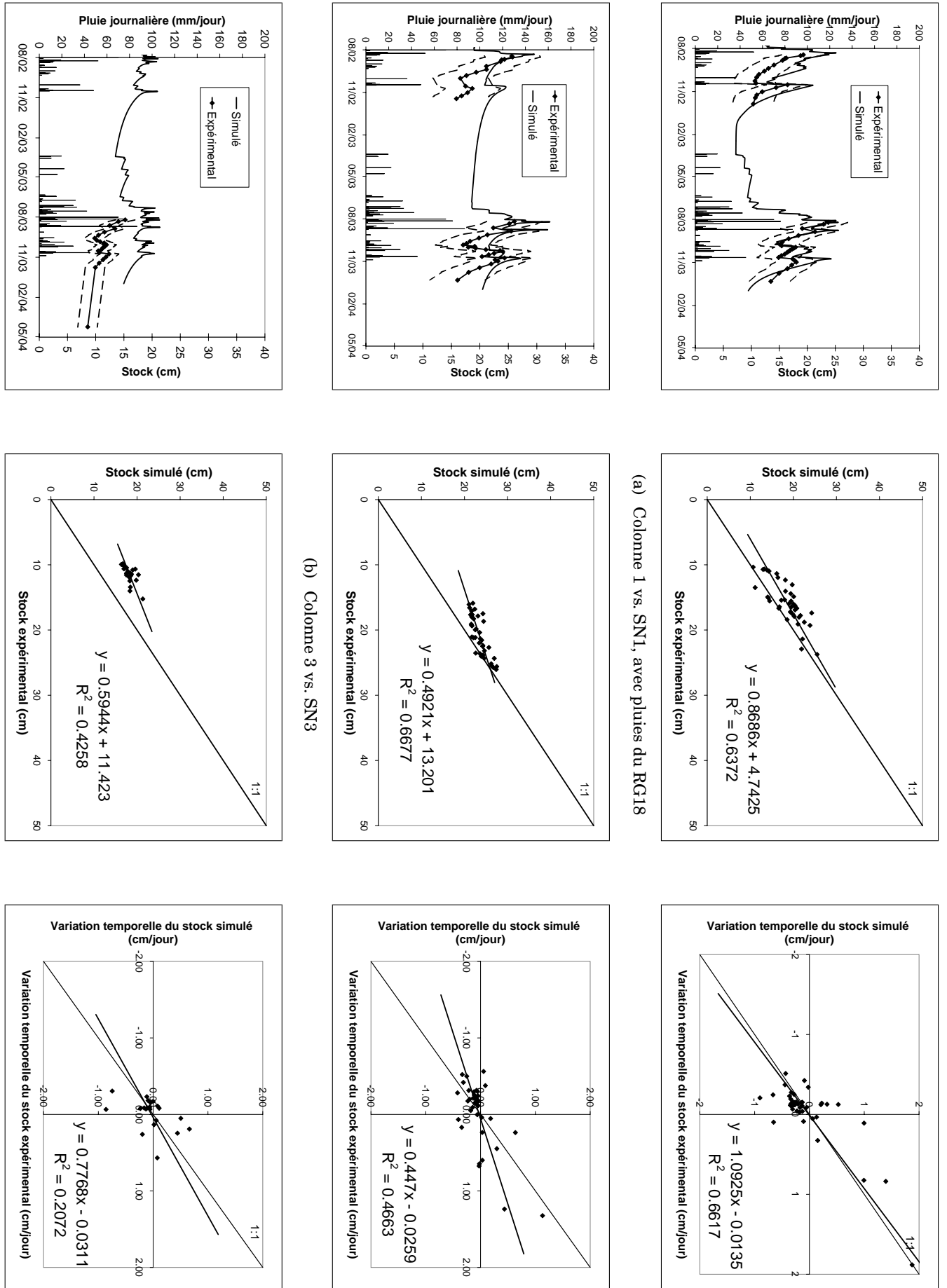


FIG. XI.13: Comparaison finale des stocks expérimentaux aux stocks simulés.

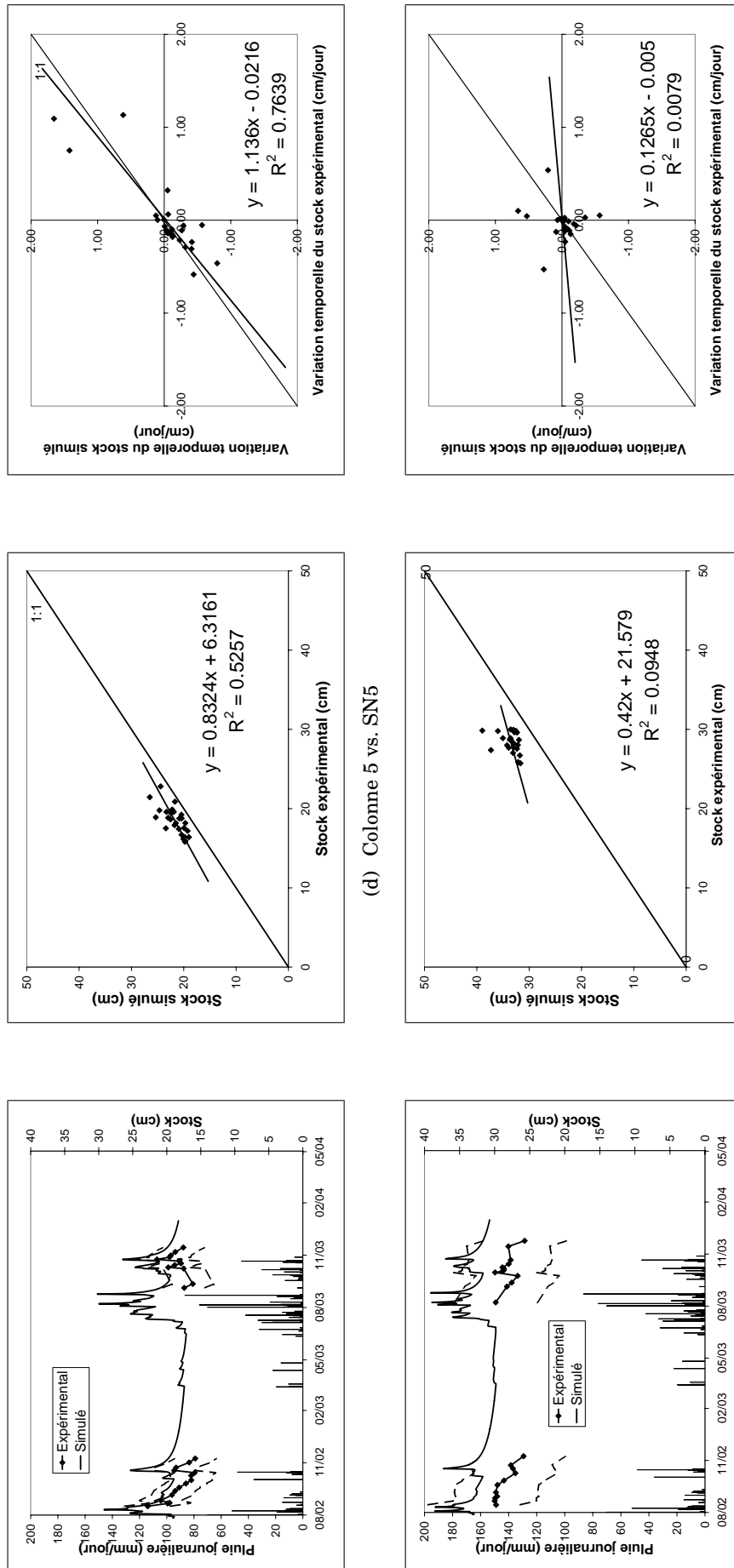


FIG. XI.13: Comparaison finale des stocks expérimentaux aux stocks simulés (suite).

XI.5.2.b. Correction des θ_s de l'ensemble des classes de texture des sols

Il nous reste maintenant à corriger tous les θ_s des 18 classes de texture des sols. Nous avons uniquement 5 valeurs du coefficient correctif de θ_s , donc il ne nous est pas possible de chercher d'éventuelles corrélations avec les granulométries des classes de texture (e.g., avec le pourcentage en gravier). Par conséquent, en se référant aux résultats des cinq colonnes étudiées dans ce chapitre (cf. Tableau XI.5), on choisit d'affecter un coefficient aux horizons E et B de chaque classe pédologique (Tableau XI.6). On ne corrige pas le θ_s des horizons E et B de la classe 1, qui est le lit des tanks. Enfin, on choisit le coefficient correctif 0.8 pour les horizons C de toutes les classes.

Classe de texture	2 à 4	5 à 15	16 à 18
Type	Entisols	Alfisols1 et Alfisols2	Inceptisols
Colonne de référence (cf. Tableau XI.5)	6	3 et 5	1 et 4
Coefficient correctif, horizons E et B	0.8	0.9	0.7
Coefficient correctif, horizon C	0.8		

TAB. XI.6: Valeurs du coefficient correctif de θ_s .

Les nouvelles teneurs en eau sont portées dans l'Annexe B.

XI.6. Conclusion du chapitre

Dans ce chapitre, nous avons calibré le modèle POWER, c.-à.-d. que nous avons joué sur les paramètres d'entrée afin de simuler des flux réalistes. On ne peut pas confronter les simulations aux fluctuations piézométriques puisque notre zone d'étude n'est pas directement en contact avec l'aquifère. De plus, peu d'écoulements de surface ont été observés durant les deux moussons 2002 et 2003.

Par conséquent, nous avons choisi de calibrer avec les variations temporelles des profils d'humidités, mesurés avec la sonde à neutrons. À partir de ces profils, on calcule sur les cinq sites les stocks d'eau de la tranche de sol sondée, sachant que les variations temporelles de ces derniers sont fonction du bilan des flux traversant cette tranche. On cherche par conséquent à reproduire avec POWER les valeurs du stock, ainsi que ses variations.

Au premier abord, les stocks d'eau simulés sont largement surestimés par rapport aux stocks expérimentaux : le paramètre θ_s du "réservoir sol" a été en effet surévalué. Par ailleurs, on remarque que les simulations n'assèchent pas assez les sols en période sèche, c.-à.-d. que le paramètre de forme λ de rétention en eau est trop faible (le sol retient trop d'eau).

XI.6.1. Correction des valeurs de λ et η - effets des sols bimodaux

On commence par corriger ces valeurs trop faibles de λ , qui sont dues à la difficulté que posent les sols bimodaux des Alfisols et Inceptisols : ceux-ci ont à la fois le comportement d'un sable, en relâchant aisément de l'eau près de la saturation (λ doit donc être élevé), mais aussi une forte capacité de rétention de l'argile aux plus faibles teneurs en eau (en conséquence λ doit aussi être faible). Les estimations que nous avons faites jusqu'à présent ne semblent privilégier que le comportement de l'argile et, par conséquent, la dynamique du stock simulé est mauvaise.

Afin de corriger λ , on utilise la fonction de pédotransfert de Tomasella et Hodnett (1998), développée expressément pour les sols bimodaux. Les améliorations en terme de variation temporelle sont remarquables, exception faite pour l'Entisols correspondant au tube SN6.

On vérifie ensuite si d'éventuelles corrections sur K_s ou h_{bc} rendent les simulations plus conformes à la mesure, mais ce n'est pas le cas.

On corrige les valeurs des paramètres de forme λ et η des 18 classes de texture et on porte ces résultats dans l'Annexe B.

XI.6.2. Correction des valeurs de θ_s

Après avoir amélioré la dynamique du stock, il nous reste à modifier θ_s afin que les valeurs des stocks simulés s'accordent aux valeurs mesurées. Pour ce faire, on introduit un coefficient correctif inférieur à 1, que l'on multiplie au θ_s .

Cependant, plus on baisse ce coefficient, plus les variations temporelles du stock deviennent mauvaises. Il faut donc concilier les deux besoins contraires, ce qui aboutit aux coefficients résumés dans le Tableau XI.5. Au final, on perd un peu en fidélité à l'égard de la dynamique expérimentale, mais les stocks sont plus proches en valeur absolue.

On corrige ensuite les θ_s des 18 classes de texture en choisissant les coefficients correctifs du Tableau XI.6 et les nouvelles valeurs sont placées dans l'Annexe B.

Modélisation

XII.1. Introduction

À la suite de la calibration du chapitre précédent, on va aborder dans ce chapitre les modélisations des écoulements des années 2001, 2002 et 2003. On commence par examiner les différentes sorties de la modélisation. On analysera la cohérence des flux moyennés sur la surface du bassin versant, mais également au niveau de chaque REC. On confrontera par ailleurs les flux sortant de la zone d'étude aux variations des niveaux d'eau dans les puits et on analysera ensuite la distribution spatiale de ces flux.

On terminera ce chapitre en inspectant les relations entre le cumul des précipitations et le flux sortant de la zone d'étude.

XII.2. Critique des résultats

De façon similaire au chapitre précédent, on effectue les modélisations de janvier 1998 à décembre 2003¹ avec les 3171 RECs du bassin versant. Au vu des premiers résultats, la transpiration des zones *Sol nu* de la carte d'occupation des sols (Figure X.16), où pousse l'herbe sauvage durant la mousson, semble exagérée en comparaison de celle des autres végétaux. La profondeur racinaire maximale pour cette espèce a été prise égale à 1 m (cf. Tableau X.9), ce qui semble excessif ; on fixe pour la suite $z_{racine} = 0.5$ m pour l'herbe sauvage.

On note respectivement $D_c(t)$ [L], $E_c(t)$ [L] et $T_c(t)$ [L] les cumuls à l'instant t de la percolation, de l'évaporation et de la transpiration. La Figure XII.1 contient, pour chaque REC, les évolutions de ces trois cumuls des années 1998 à 2003 ; on trace aussi le cumul de la pluie. On observe bien une différence entre les RECs des valeurs prises par les trois flux. Les allures de T_c sont diverses et traduisent les cycles des cultures ou de la végétation naturelle. La transpiration est nulle dans les zones urbaines, les tanks et

¹Nous n'avons pas à notre disposition les données pluviométriques de l'année 2003.

les zones de boulders de granite, et le groupement de transpiration faible, détaché des autres courbes, correspond au sol nu (herbe sauvage durant la mousson).

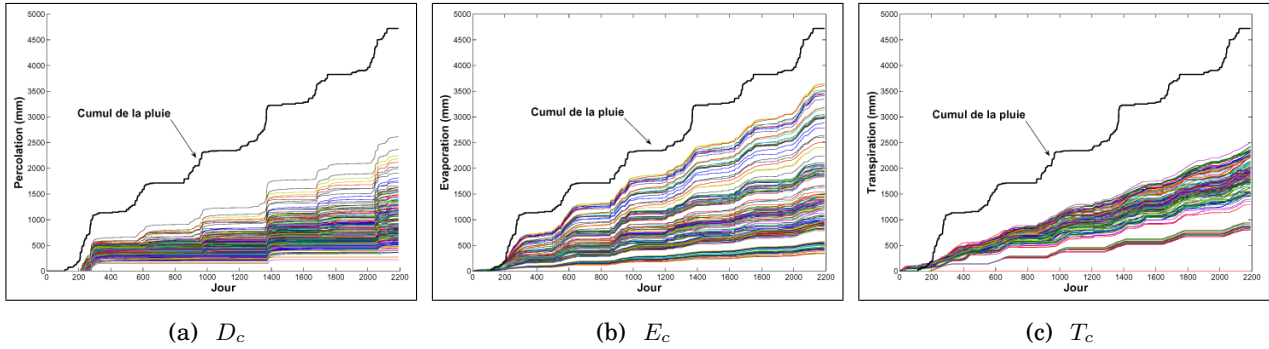


FIG. XII.1: Les flux de percolation D_c , d'évaporation E_c et de transpiration T_c de chaque REC, cumulés de janvier 1998 à décembre 2003. On a aussi tracé le cumul de la pluie.

Cependant, on ne remarque pas de différenciation temporelle dans le signal de percolation : tous les RECs semblent réagir en même temps. La description simplifiée de notre modélisation (aucun écoulement latéral et pluie uniforme sur la journée) en est la cause, puisque tous les sols du bassin peuvent infiltrer la faible intensité pluvieuse². Avant d'examiner en détail les résultats selon les RECs, on analyse les flux moyens à l'échelle du bassin, ce qui informe sur la cohésion d'ensemble. On étudiera ces cumuls à partir du début de la mousson 2001, i.e., du 01/06/2001 au 31/12/2003.

XII.2.1. Flux moyens à l'échelle spatiale du bassin versant

On calcule, à une date donnée, un flux moyen à l'échelle spatiale du bassin versant de la façon suivante :

$$\text{Flux moyen} = \frac{1}{\text{Surface du bassin versant}} \cdot \sum_{i=1}^{3171} [\text{Surface REC n}^\circ i \times \text{Flux du REC n}^\circ i]$$

sachant que la surface du bassin vaut précisément 52.7924 km². On place dans la Figure XII.2 les cumuls moyens de percolation, d'évaporation et de transpiration. Les cumuls du 01/06/2001 au 31/12/2003 sont par ordre décroissant : l'évaporation (709 mm), la percolation (683 mm) et la transpiration (531 mm).

On trace aussi l'évolution de $D_c + E_c + T_c$ et l'écart avec le cumul de la pluie semble s'accroître avec le temps. Nous n'avons pas pris en compte l'évaporation de l'eau de pluie sur la canopée³, alors que cette dernière est un terme du bilan hydrologique, qui dans notre description est :

$$St(t) - St(0) = P_c(t) - D_c(t) - E_c(t) - T_c(t) - Ew_c(t) \quad [\text{XII.1}]$$

²La pluie du 30/09/2001, dont le cumul de 170.5 mm est le plus grand observé de janvier 1998 à décembre 2003, répartie sur 24h équivaut au flux de $1.97 \cdot 10^{-6}$ m/s; seules les classes de texture 1 et 4 ont des K_s plus faibles que ce flux (cf. Annexe B).

³L'évaporation de l'eau de pluie interceptée par la canopée est calculée par le module *plante*, mais le prototype de POWER que nous utilisons ne fournit pas les valeurs de cette évaporation en sortie

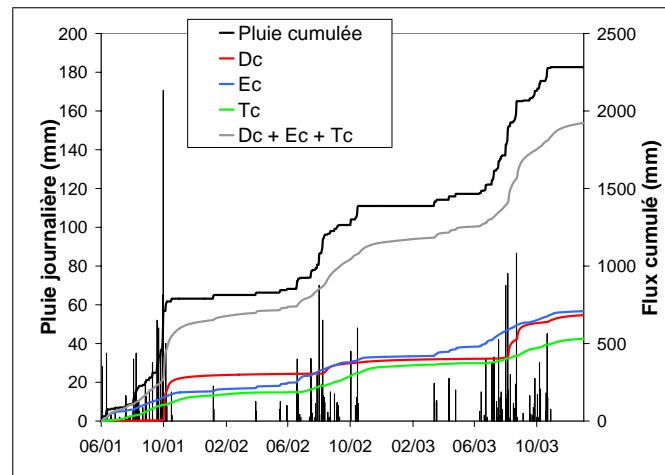


FIG. XII.2: Cumuls moyens du bassin versant, du 01/06/2001 au 31/12/2003.

où $St(t)$ [L] est le stock d'eau de notre zone d'étude à l'instant t , $P_c(t)$ [L] et $Ev_c(t)$ [L] désignent respectivement les cumuls de la pluie et de l'évaporation sur la canopée. Le terme $Ev_c(t)$ augmentant avec t , l'écart entre $P_c(t)$ et $D_c(t) + E_c(t) + T_c(t)$ augmente également avec t .

On isole dans le Tableau XII.1 les cumuls durant trois périodes commençant en juin avec la mousson et finissant en mai de l'année suivante, la période 1 s'étendant du 01/06/2001 au 31/05/2002, la période 2 du 01/06/2002 au 31/05/2003 et la période 3 du 01/06/2003 au 31/12/2003. Le cumul D_c de la deuxième période est trois fois plus faible que le cumul des périodes 1 et 3, P_c étant plus faible pour la période 2.

Période	Date	D_c (mm)	E_c (mm)	T_c (mm)	$D_c + E_c + T_c$ (mm)	P_c (mm)
1	01/06/2001 - 31/05/2002	304	246	185	736	852
2	01/06/2002 - 31/05/2003	98	233	187	517	613
3	01/06/2003 - 31/12/2003	282	229	158	668	818

TAB. XII.1: Cumuls des flux des trois années 2001, 2002 et 2003.

XII.2.1.a. Cumul de la percolation

Maréchal *et al.* (2005) ont estimé, avec des bilans hydrogéologiques, les valeurs suivantes de recharge de la nappe du bassin versant : 125 mm, 70 mm et 156 mm pour les périodes 1 à 3. Leur recharge résultant du transfert de notre flux de percolation à travers le restant de la ZNS, i.e, le granite feuilleté et fissuré, le D_c de la période 2 semble d'un bon ordre de grandeur, alors que celui des deux autres périodes semble surévalué.

On remarque que D_c augmente fortement après la grosse pluie du 30/09/2001 (cf. Figure XII.2) : du 30/09/2001 au 04/10/2001, D_c évolue de 11 mm à 173 mm, ce qui fait une augmentation considérable de 162 mm, c.-à.-d. quasiment tout le cumul de l'événement (170.5 mm). Or, il est rapporté que le bassin versant était inondé le 30/09/2001 et que les cours d'eau étaient en crue, c.-à.-d. qu'une portion des 170.5 mm

s'était écoulee en surface et hors du bassin ; malheureusement, nous n'avons pas à notre disposition de mesures de débit à l'exutoire. Les valeurs de D_c sont aussi surévaluées durant la période 3, puisque l'on a observé des écoulements de surface pendant quelques jours. Par conséquent, **il est indéniable que nos modélisations purement verticales surestiment D_c en cas de fortes grosses pluies**, en particulier si ces dernières sont peu espacées temporellement.

XII.2.1.b. Cumul de l'évaporation et de la transpiration

Si l'on tient compte du fait que les modélisations ne sont pas conduites du 01/01/2004 au 31/05/2004, l'évaporation et, surtout, la transpiration sont peu affectées par P_c . Si les divers paramètres de la végétation du Chapitre X (K_c , LAI , z_{racine} etc.) sont spécifiés davantage selon la flore du bassin versant, avec des mesures *in-situ* par exemple, il est probable que l'on observe alors des variations de T_c avec P_c .

XII.2.2. Distribution selon les RECs

Après avoir analysé ces cumuls moyens, on examine la distinction des flux selon les RECs, i.e., en fonction de leurs sols et de leur végétation.

XII.2.2.a. Influence du sol

On regarde l'influence de la classe de texture du sol en extrayant les flux des *Zones de boulders de granite* de la carte d'occupation des sols, puisque l'on n'a placé aucune végétation dans ces zones et, par conséquent, seules les propriétés des sols influencent les flux. Les sols sont principalement des Alfisols2, i.e., classe de texture 15, mais il y a aussi des RECs ayant d'autres classes de texture (Figure XII.3).

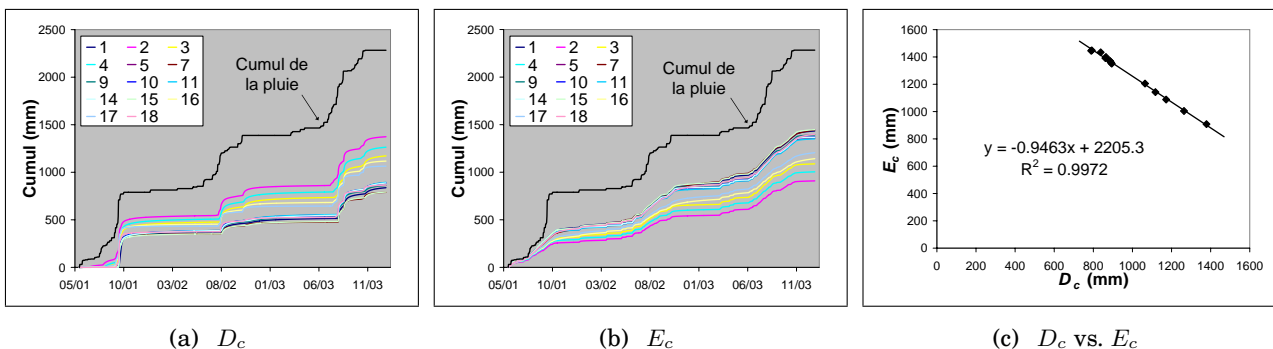


FIG. XII.3: Cumuls du 01/06/2001 au 31/12/2003 de la percolation et de l'évaporation selon la classe de texture.

La percolation est la plus importante pour les classes de texture 2, 4 puis 3, qui sont des Entisols. Ce résultat est surprenant puisque ce sont les sols les moins perméables. Inversement, l'évaporation est la plus faible pour ces trois classes : on remarque que D_c et E_c sont fortement anti-corrélés (Figure XII.3.c) pour l'ensemble des classes de texture. Ceci démontre que la quantité d'eau qui percole est directement

reliée à l'évaporation. Notre description simplifiée (écoulement uniquement vertical et cumul journalier de la pluie réparti sur 24h) explique ceci :

- exception faite de la classe 1, la perméabilité du sol a peu d'influence sur l'infiltration de l'eau de pluie, vu la faible intensité pluvieuse considérée, et aucune lame d'eau ne se forme à la surface ; et
- par conséquent **la quantité d'eau qui percole d'un sol sans végétation est essentiellement fonction de l'eau reprise par évaporation.**

L'évaporation étant faible aux classes 2, 3 et 4, D_c sera à contrario important. En réalité, il est évident que le ruissellement de surface est prépondérant sur ces Entisols peu perméables et la percolation est faible.

On examine ensuite quel paramètre influence l'évaporation. Alors que le flux de percolation est principalement fonction de l'écoulement gravitaire, l'évaporation est essentiellement gouvernée par la diffusion capillaire Dif définie par [I.30] (e.g., Hillel, 1998). On trace dans la Figure XII.4.a les courbes $Dif(\Theta)$ des horizons E des différentes classe de texture, obtenues avec les modèles de Brooks et Corey (1964) pour $h(\Theta)$ et $K(\Theta)$. On retrouve bien les deux groupements de classes de texture :

- d'un côté les classes 5, 7, 9, 10, 11, 14, 15 et 18, où l'évaporation et la diffusion capillaire de l'horizon E sont importantes ; les K_s des horizons E de ces classes sont élevés (cf. Annexe B) ; et
- de l'autre les classes 2, 3, 4, 16 et 17 où c'est le contraire, les K_s étant plus faibles.

La classe 1 fait exception puisque des lames d'eau se sont formées en surface à la suite de grosses pluies (en particulier celle du 30/09/2001) ; l'évaporation est donc plus importante puisqu'elle intègre aussi celle de la lame d'eau.

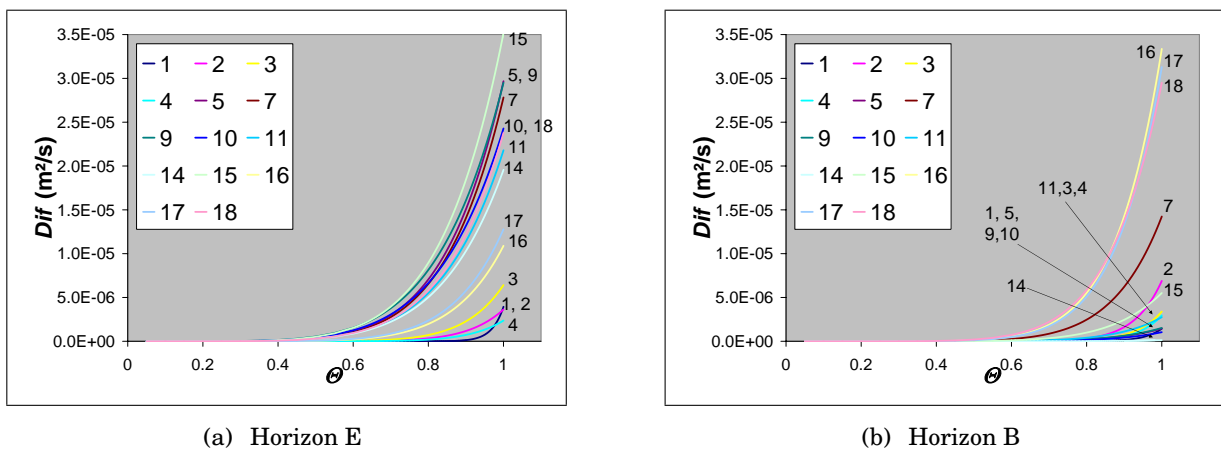


FIG. XII.4: Diffusion capillaire $Dif(\Theta)$ des horizons E et B des différentes classes de texture.

On a également tracé la diffusion capillaire des horizons B (Figure XII.4.b) que l'on compare à la *profondeur du front d'évaporation* (Figure XII.5), profondeur à laquelle le flux d'écoulement dans la zone d'étude change de signe : cette position est la démarcation entre la tranche supérieure de sol soumise à l'évaporation et la tranche inférieure soumise au drainage. Le front d'évaporation est très proche de la surface après un événement pluvieux et se déplace vers le bas en l'absence de pluie. En saison post-mousson, le front se stabilise à une certaine profondeur, qui est liée à la diffusion capillaire de l'horizon B. On donne trois exemples de cette profondeur de stabilisation par ordre de diffusion croissante (cf. Fi-

gure XII.4.b) : 40 cm pour la classe 14 (Figure XII.5.b), 130 cm pour la classe 2 (Figure XII.5.a) et 200 cm pour la classe 16 (Figure XII.5.c). Remarquons qu'en saison sèche le front est proche de la base de la classe 16 : presque toute l'épaisseur de cette classe de sol est soumise au flux d'évaporation mais, pour autant, le cumul d'évaporation est relativement faible du fait de l'horizon E peu diffusif qui "freine" le phénomène.

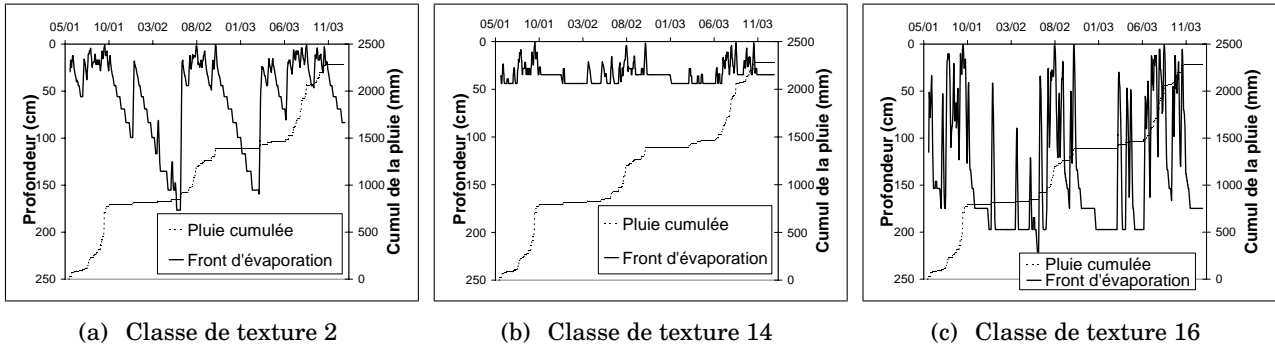


FIG. XII.5: Moyenne glissante sur 5 jours de la profondeur du front d'évaporation.

XII.2.2.b. Influence de la végétation

Les RECs ayant les plus grands T_c sont ceux où poussent les eucalyptus, les tecks et les forêts clairsemées. Ces arbres sont permanents et ont des profondeurs racinaires plus grandes que les autres végétaux (cf. Tableau X.9), ils puisent donc continuellement l'eau en profondeur. Viennent ensuite les arbres fruitiers, la culture *Riz1 + Mixtes2* et *Riz1 + Riz2*. Rappelons que nous n'introduisons pas d'apport d'irrigation, ce qui nous amène très probablement à sous-estimer la transpiration des cultures agricoles, le terme de stress hydrique limitant l'extraction racinaire.

On compare, sur l'ensemble des 3171 RECs, les trois cumuls D_c , E_c et T_c et on note les effets suivants de la transpiration :

- E_c est significativement décroissant avec T_c (Figure XII.6.a), la canopée ombrant le sol ;
- la tendance de D_c est de diminuer lorsque T_c augmente (Figure XII.6.b), puisque les racines extraient l'eau en profondeur ; les cumuls de percolation sont minimums dans les RECs où la végétation est de l'eucalyptus ; et
- la très forte anti-corrélation entre D_c et E_c disparaît lorsque $T_c \neq 0$ (Figure XII.6.c).

Remarque Il est estimé que l'irrigation des rizières a une influence prépondérante sur les flux de percolation. Les rizières sont en effet des zones saturées de façon quasi-permanente et il est présumé qu'une quantité significative de l'eau d'irrigation percole et recharge localement l'aquifère de Maheshwaram. Malheureusement, nous ne pouvons pas vérifier cette hypothèse avec le prototype de POWER utilisé.

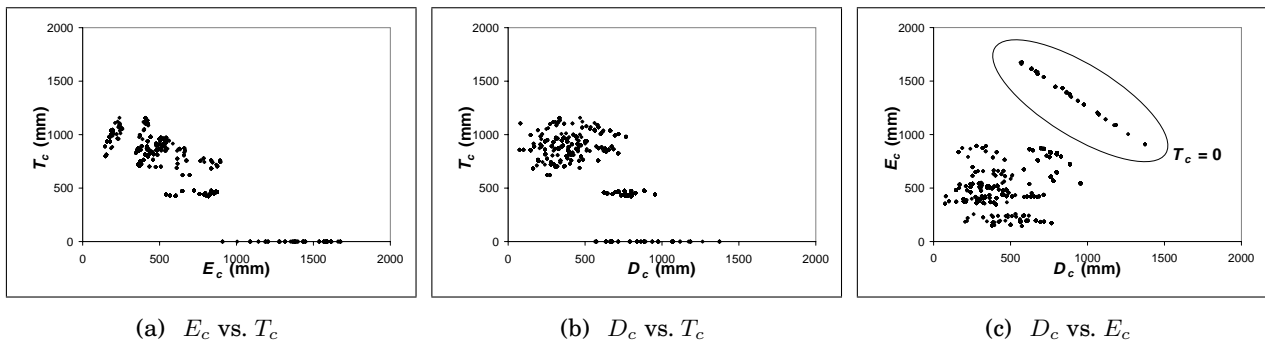


FIG. XII.6: Comparaison des cumuls E_c , D_c et T_c des 3171 RECs (période du 01/06/2001 au 31/12/2003).

XII.2.3. Confrontation de la percolation à la variation des niveaux d'eau dans des puits

On confronte ensuite les flux de percolation à la variation des niveaux piézométriques, plus précisément des niveaux d'eau dans les puits. Le CEFIRES a foré 25 puits d'observation sur le bassin versant (Figure XII.7), désignés par *IFP* (pour *Indo-French Project*) et un numéro. Une partie de ces puits est équipée de capteurs de pression, qui mesurent en continu les fluctuations du niveau de l'eau dans les puits.

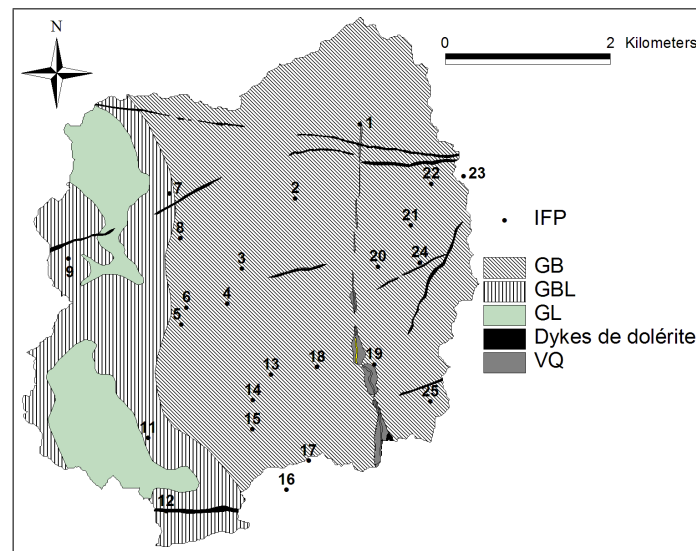


FIG. XII.7: Localisation dans le bassin versant de Maheshwaram des 25 IFP.

La Figure XII.8 contient les évolutions des niveaux d'eau dans les IFP 7, 9 et 13. Les cumuls D_c des trois RECs correspondants sont assez similaires les uns des autres, alors que les niveaux d'eau sont dissemblables. La nature compartimentée de l'aquifère et les ouvrages de pompage environnants les IFP en sont les causes principales. Les effets des pompages se voient avec la diminution des niveaux d'eau en saison sèche.

L'augmentation de D_c s'accompagne logiquement de celle du niveau de l'eau, ce qui exprime la recharge de l'aquifère. Cependant, il nous semble qu'en début de mousson le niveau de l'eau des puits commence

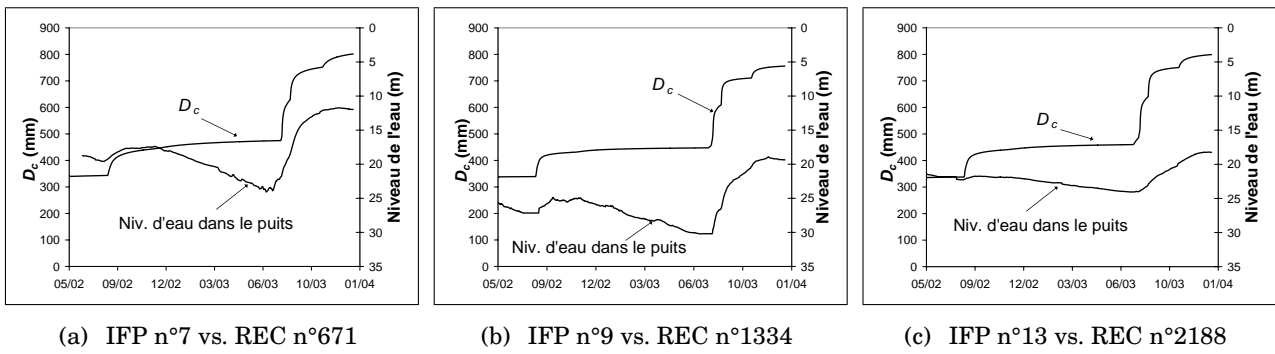


FIG. XII.8: Niveaux d'eau des IFP 7,9 et 13, mesurés à partir de la surface du sol, versus les les cumuls de percolation des trois RECs correspondants.

à augmenter avant D_c . On confronte le taux d'accroissement du niveau de l'eau au flux journalier de percolation (Figure XII.9), ce qui confirme notre soupçon : la nappe se recharge avant notre signal de percolation.

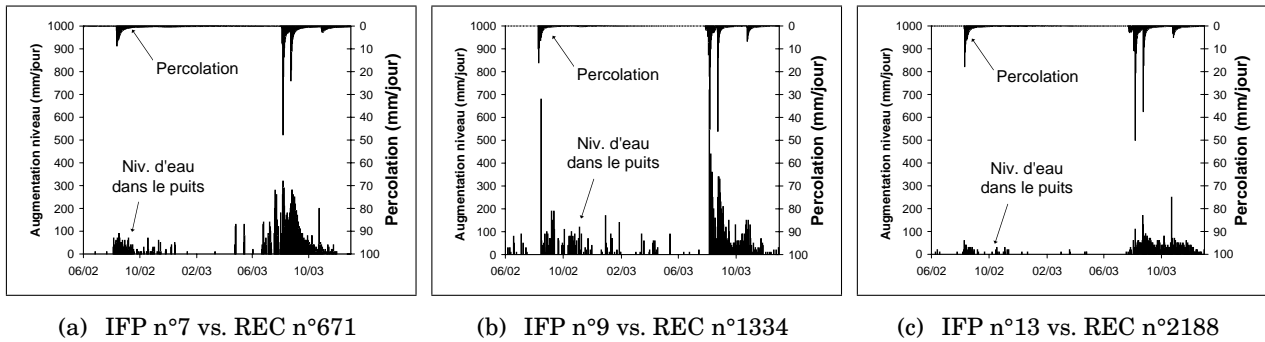


FIG. XII.9: Augmentation des niveaux d'eau des IFP 7, 9 et 13 versus les variations de D_c .

L'occupation des sols des RECs n°671, 1334 et 2188 est du sol nu, où seule l'herbe sauvage pousse durant la mousson. Par conséquent, la percolation est principalement dépendante des paramètres hydrodynamiques des sols. Dans notre modélisation simplifiée, le K_s a peu d'influence. En revanche, lorsque l'on diminue le θ_s , la dynamique de la percolation devrait être plus en accord avec la variation des niveaux : le réservoir "sol" étant plus petit, une moindre quantité d'eau est donc requise avant qu'il ne "déborde", i.e., que la percolation ne commence. Afin de vérifier cette hypothèse, on a diminué de moitié le θ_s des horizons E, B et C du REC n°671 et on a effectivement observé une meilleure concordance des flux de percolation avec les variations des niveaux (Figure XII.10).

Lors de la calibration, la diminution de θ_s allait à l'encontre de la fidélité à la dynamique du stock expérimental. Par conséquent, nous n'avons que légèrement réduit θ_s , alors que la Figure XII.10 laisse penser qu'il diminuer faudrait davantage. De plus, il nous semble que la distribution de l'eau de pluie sur 24h, en engendrant de faibles intensités pluvieuses, ralentit la cinétique du transfert à travers la zone d'étude de l'eau de pluie et explique ce signal de percolation "en retard". Par conséquent, nous pensons que lorsque l'écoulement latéral sera modélisé par POWER et que les intensités de la pluie désagrégée seront utilisées, le signal de percolation concordera davantage avec les variations des niveaux d'eau des

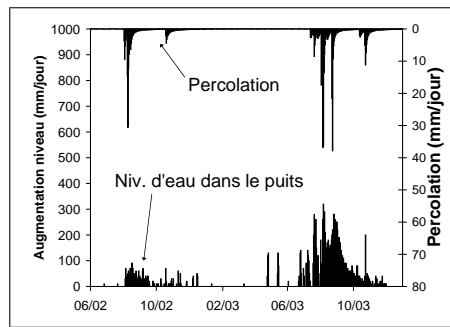
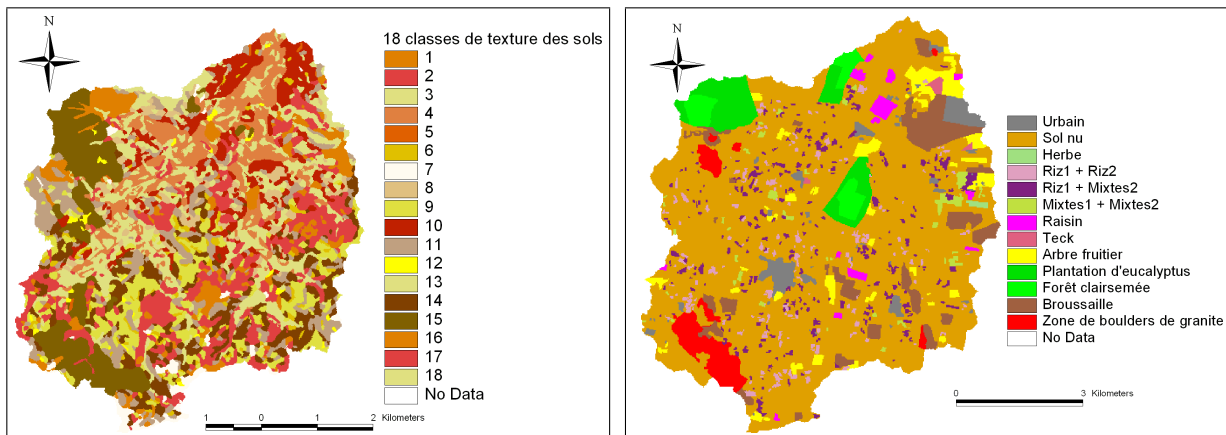


FIG. XII.10: Augmentation des niveaux d'eau de l'IFP n°7 versus les variations de D_c du REC n°671, auquel on a réduit θ_s de moitié.

IFP.

XII.2.4. Distribution spatiale

On termine l'analyse des résultats en observant la répartition spatiale des trois cumuls D_c , E_c et T_c de la période du 01/06/2001 au 31/12/2003 (Figure XII.12). On porte de nouveau dans la Figure XII.11 la carte de texture et d'occupation des sols afin de faciliter l'analyse.



(a) Carte de texture des sols.

(b) Carte d'occupation des sols en Rabi (février 2003).

FIG. XII.11: Rappel de la carte de texture des sols et de la carte d'occupation des sols.

La transpiration est principalement la réflexion de la carte d'occupation des sols ; la texture des sols aura probablement davantage d'influence lorsque les transferts latéraux, ainsi que la désagrégation temporelle de la pluie, seront pris en considération. La transpiration est la plus importante pour les végétaux permanents, i.e., les zones d'eucalyptus, de tecks et les forêts clairsemées (800 à 1160 mm). Le cumul T_c des broussailles est également notable (environ 800 mm), en raison de la grande extension spatiale de cette végétation, et il se dégage les petites entités distinctes des cultures agricoles *Riz1 + Riz2*, *Riz1 + Mixtes2* et *Mixtes1 + Mixtes2* (600 à 900 mm). La transpiration est faible dans les zones de sol nu (400 à 500 mm), et nulle dans les zones de boulders de granite et urbaines.

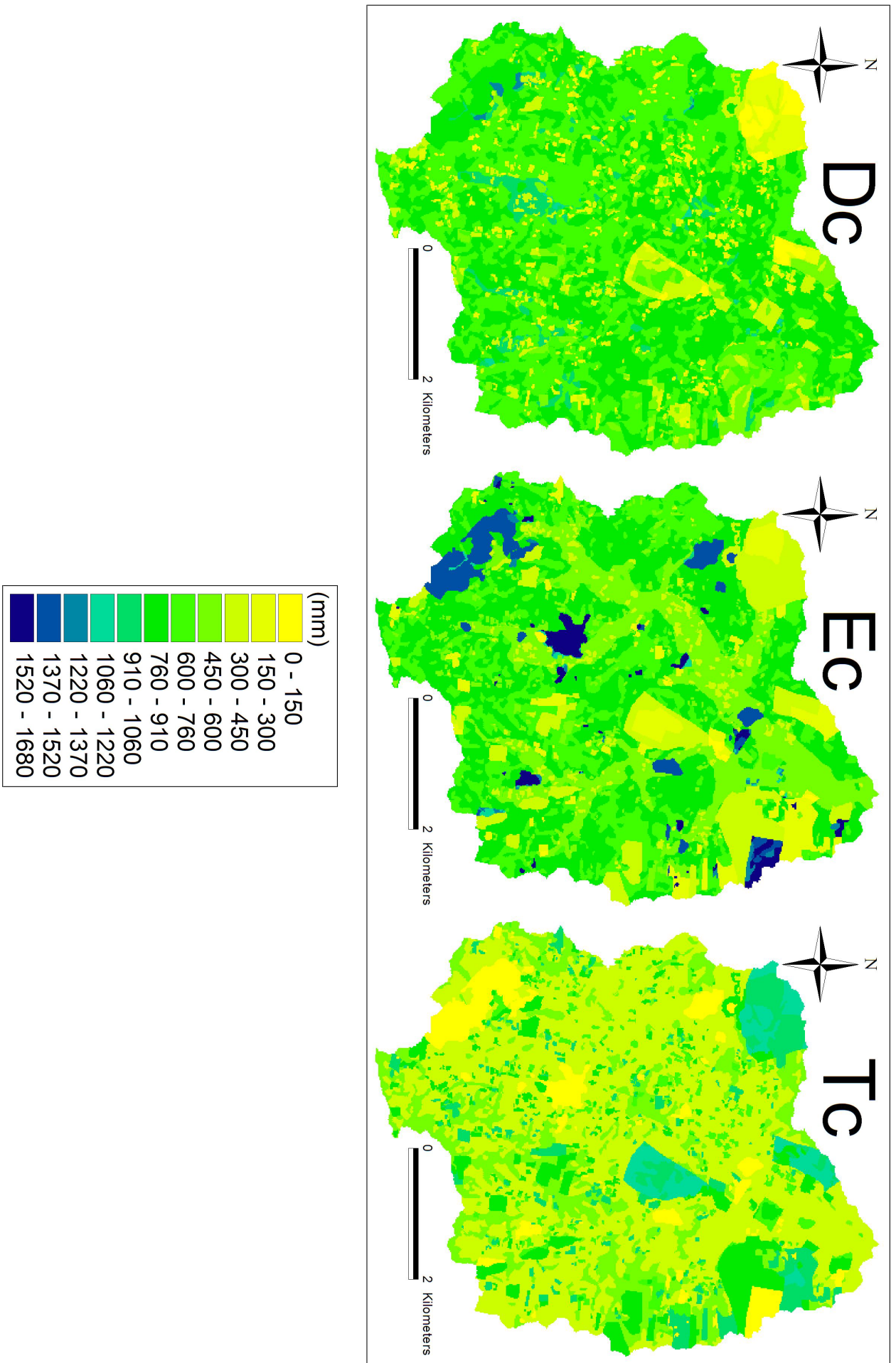


FIG. XII.12: Distribution spatiale des cumuls, exprimés en millimètres, de la période du 01/06/2001 au 31/12/2003.

La répartition spatiale de l'évaporation reflète de nouveau l'occupation des sols, mais également la texture des sols. Elle est la plus importante dans les zones urbaines (1100 à 1680 mm) et les tanks (environ 1400 mm), suivi par les zones des boulders de granite (900 à 1400 mm). Elle est faible dans les zones de végétation pérenne, i.e., les broussailles, les eucalyptus et les arbres fruitiers (145 à 500 mm). Enfin, il se dégage aussi la relative faible évaporation des Entisols (150 à 600 mm), ce qui est dû à leur faible diffusivité capillaire (cf. Figure XII.4).

Dans notre description simplifiée, la percolation est principalement dépendante de l'eau évaporée et transpirée. Par conséquent, elle sera la plus importante dans les régions où :

- la transpiration est faible, i.e., où l'occupation des sols est une zone de boulders de granite, urbaine ou de sol nu ; et
- les sols évaporent peu (faible diffusivité capillaire de leur horizon E), e.g., les Entisols, les Inceptisols des classes de texture 16 et 17 (cf. Figure XII.4.a).

Par conséquent, le cumul D_c est le plus grand dans les Entisols sans végétation (zones urbaines ou de boulders de granite, 1000 à 1400 mm) et le plus faible dans les plantations d'eucalyptus, au nord-ouest du bassin versant.

XII.3. Lien entre les pluies et la percolation de la mousson 2002

On analyse le lien entre les pluies et le cumul de percolation de la période du 01/06/2002 au 31/05/2003, où la surestimation de D_c est moindre. La Figure XII.13 contient les flux moyens à l'échelle du bassin versant : le cumul D_c (98 mm, 16% de $P_c = 613$ mm) est significativement inférieur à E_c (233 mm, 38% de P_c) et T_c (187 mm, 30% de P_c). On peut retenir les ordres de grandeur suivants pour cette mousson 2002 : **lorsque l'apport de l'irrigation n'est pas pris en compte, 15% du cumul des précipitations annuelles percole, 40% s'évapore, 30% est transpiré par la végétation et les 15% restants sont stockés dans les sols et évaporés directement sur la canopée.**

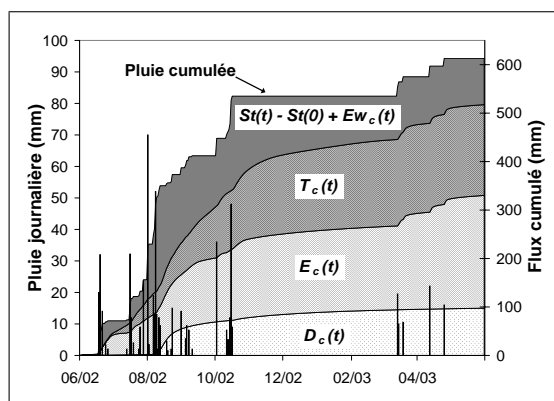


FIG. XII.13: Différents termes du bilan hydrologique (cf. équation [XII.1]), du 01/06/2002 au 31/05/2003.

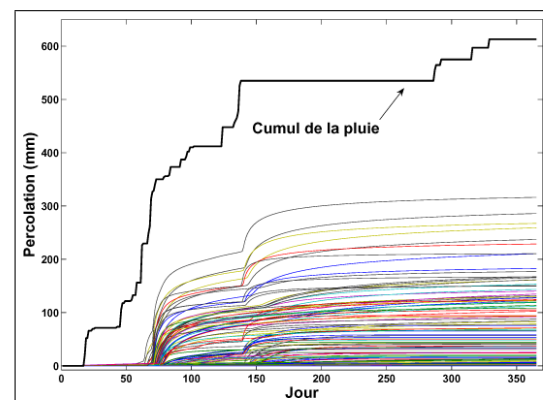


FIG. XII.14: Percolation cumulée D_c du 01/06/2002 au 31/05/2003 des 3171 RECs.

On place dans la Figure XII.14 le cumul D_c de chacun des 3171 RECs ; le premier signal de percolation est observé le 27/07/2002, où $P_c = 133$ mm après 57 jours. Moyenné sur le bassin versant, le signal D_c devient notable à partir du 11/08/2002 (Figure XII.13), où il a plu 341 mm en 72 jours.

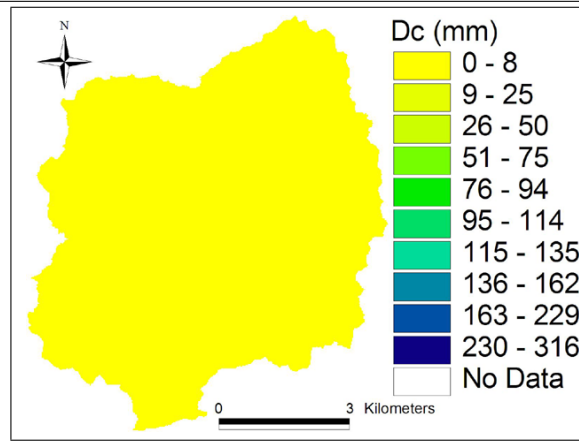
On examine plus précisément l'évolution temporelle du champ spatial de percolation (Figure XII.15). Le cumul D_c est négligeable jusqu'au 27/07/2002 (Figure XII.15.a) et, après cette date, la percolation commence dans les Entisols situés en zones de boulders de granite, au sud-ouest du bassin (Figure XII.15.b). Ces sols sont sans végétation et évaporent peu, la description simplifiée de nos modélisations en fait donc les sols qui percolent en premier.

À partir du 09/08/2002 (Figure XII.15.c), la percolation se fait à travers les Entisols en amont (classe de texture 2 et 3) ainsi que les Inceptisols de la classe de texture 17, ces derniers ayant leurs horizons E peu diffusifs (peu d'évaporation) et des θ_s relativement faibles (cf. Annexe B). Le 11/08/2002, le signal de percolation devient remarquable pour les Inceptisols de la classe de texture 16 (Figure XII.15.d) et le cumul D_c moyen du bassin versant n'est plus négligeable (Figure XII.13). Par conséquent, **la percolation moyenne à l'échelle du bassin versant est notable à partir d'un cumul des pluies d'environ 340 mm en 70 jours, où en particulier 210 mm ont précipité en 15 jours.** Remarquons que cet ordre de grandeur est probablement surestimé, en 2002 le signal de percolation étant également en retard sur les variations des niveaux d'eau dans les puits (cf. Figures XII.9), et que, en conséquence, il est possible que la percolation se fasse avant ce seuil de 340 mm en 70 jours.

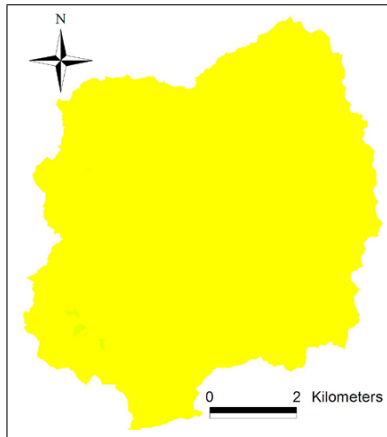
Au 13/08/2002, pour le même ordre de grandeur de P_c (350 mm en 73 jours, dont 218 mm en 16 jours), la percolation se fait à travers les Entisols en aval (classe de texture 4, Figure XII.15.e) et le lendemain à travers les Alfisols2 de la région des boulders (classe de texture 15) et quelques Alfisols1 (Figure XII.15.f). Les jours suivants (Figures XII.15.g à XII.15.i), la tendance se confirme, i.e., D_c est par ordre décroissant le plus important dans les Entisols amont (classe de texture 2 et 3), les Inceptisols (classes 16 à 18), les Alfisols2 (classe 15) puis les Alfisols1 (classes 5 à 14).

On remarque que D_c augmente significativement entre le 19/08/2002 et le 28/09/2002 (Figures XII.15.g et XII.15.h) puisque l'incrément de pluie (56 mm) se fait assez régulièrement sur cette période de 40 jours. Par contre, l'accroissement de D_c est faible entre le 28/09/2002 et 07/11/2002 (Figures XII.13, XII.15.h et XII.15.i) malgré les 87 mm précipités entre 11/10/2002 et le 16/10/2002 : ces pluies sont trop espacées de celles de mi-juillet à début septembre pour contribuer à la percolation, les sols se sont entre temps asséchés. De même, les quelques pluies isolées de mars et avril 2003 (78 mm en 42 jours) ne contribuent pas au cumul D_c moyen du bassin versant (Figure XII.13). **Par conséquent, des pluies peu espacées temporellement sont favorables à la percolation.**

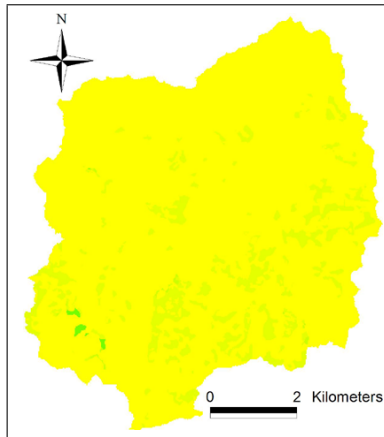
Entre le 07/11/2002 et le 31/05/2003 (Figures XII.15.i et XII.15.j), l'augmentation de D_c traduit le drainage des sols de l'eau de précipitations antérieures à la mi-octobre 2002. Au 31/05/2003, D_c est nul ou très faible dans les zones des végétaux permanents (arbres et broussailles).



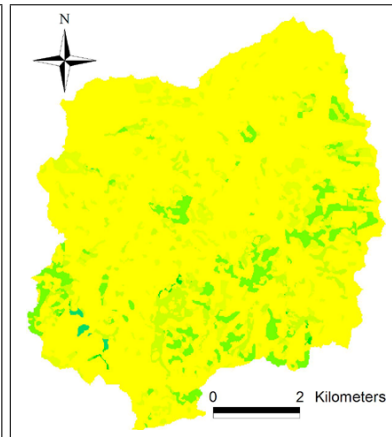
(a) 27/07/2002; $P_c = 133$ mm



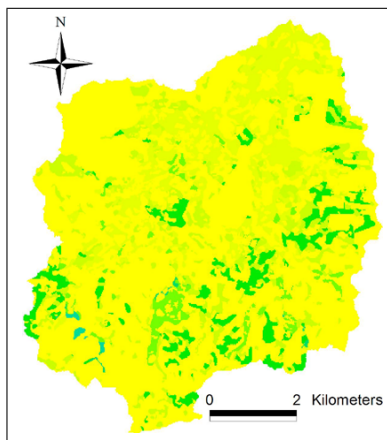
(b) 03/08/2002; $P_c = 230$ mm



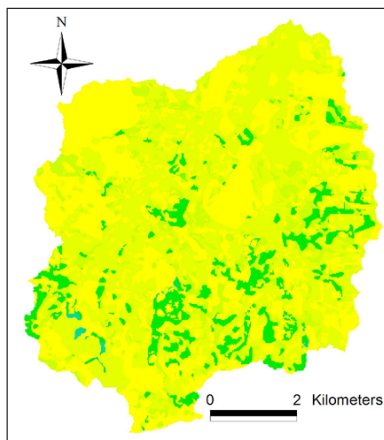
(c) 09/08/2002; $P_c = 327$ mm



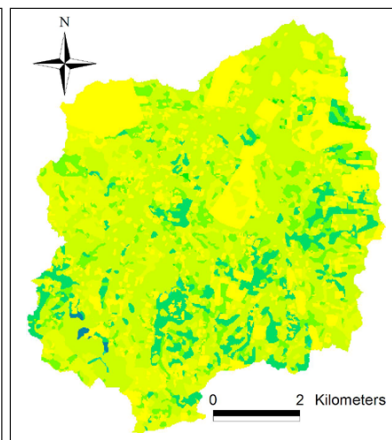
(d) 11/08/2002; $P_c = 341$ mm



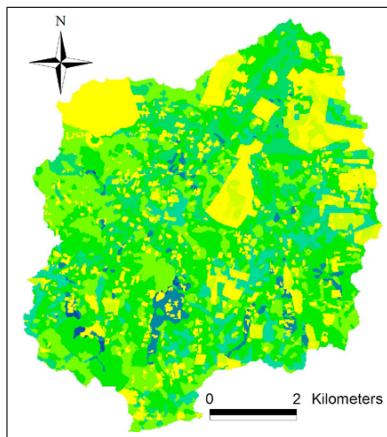
(e) 13/08/2002; $P_c = 350$ mm



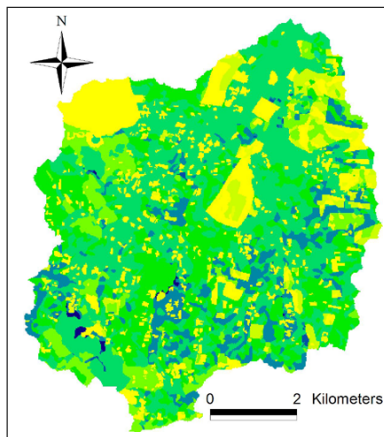
(f) 14/08/2002; $P_c = 350$ mm



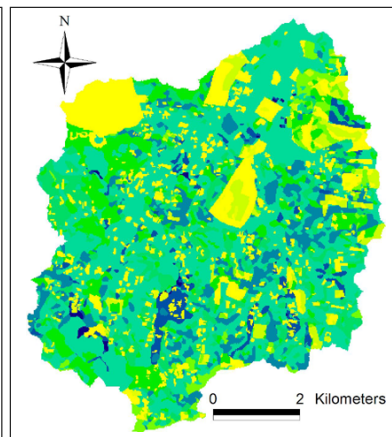
(g) 19/08/2002; $P_c = 356$ mm



(h) 28/09/2002; $P_c = 412$ mm



(i) 07/11/2002; $P_c = 535$ mm



(j) 31/05/2003; $P_c = 613$ mm

FIG. XII.15: Évolution temporelle du champ spatial du cumul D_c (période du 01/06/2002 au 31/05/2003).

XII.4. Conclusion du chapitre

Dans ce chapitre, les modélisations des écoulements ont été conduites sur les moussons 2001, 2002 et 2003. La version utilisée de POWER est un prototype et, par conséquent, les résultats présentés sont une approximation, mais ils permettent néanmoins de dégager des premiers résultats.

XII.4.1. Défauts des modélisations

Nos modélisations purement verticales, ainsi que la description journalière uniforme de la pluie, entraînent un calcul approximatif de D_c , et ceci pour deux raisons. Premièrement, D_c est grandement surestimé après de grosses pluies et ce cumul traduit en réalité la quantité d'eau qui percole *ainsi* que celle qui ruisselle à la surface du sol. Les percolations que nous avons calculées pour les périodes du 01/06/2001 au 31/05/2002 et du 01/06/2003 au 31/12/2003 sont grandement surévaluées ; en revanche, les valeurs de la période du 01/06/2002 au 31/05/2003 semblent correctes. Soulignons que cette exagération des valeurs de D_c l'est en particulier pour les Entisols.

Deuxièmement, la dynamique de notre signal de percolation est en retard par rapport aux variations observées des niveaux d'eau dans les puits. Deux raisons sont envisagées : la pluie prise uniforme sur la journée ralentit la cinétique de l'écoulement et il est probable que les θ_s des classes de texture soient toujours surestimés.

D'autre part, les apports d'eau par l'irrigation n'ont pas été intégrés à la modélisation, ce qui ne nous permet pas de vérifier si, effectivement, les rizières contribuent localement à augmenter la percolation et, donc, la recharge de l'aquifère.

XII.4.2. Premiers résultats

Malgré ces limitations, les premiers résultats de POWER sont encourageants. La discrétisation du bassin versant en RECs, chacun ayant son sol et son occupation des sol propres, permet de calculer des flux de percolation, d'évaporation et transpiration, dont la répartition spatiale est spécifique et utilisable immédiatement en SIG. À titre d'exemple, l'examen du champ spatial de percolation montre que cette dernière est très faible dans les zones de végétation naturelle, en particulier dans les zones de plantations d'eucalyptus.

Les sorties de POWER montrent que l'eau de pluie est principalement perdue par évaporation à la surface du sol. En se basant sur les résultats de la période du 01/06/2002 au 31/05/2003, où nos résultats semblent les plus réalistes, on estime qu'en l'absence d'irrigation, environ 40% du cumul annuel des précipitations s'évapore, 30% est transpiré par la végétation, 15% percole et les 15% restants sont stockés dans le sol ou encore évaporés directement sur la canopée. On a aussi montré que le front d'évaporation peut-être très profond dans la zone d'étude en saison sèche, pouvant atteindre 2 m. Toutefois, la quantité

d'eau s'évaporant est indépendante de la position de ce front d'évaporation et est contrôlée par la diffusion capillaire de l'horizon E, celle-ci pouvant faciliter ou, au contraire, limiter l'évaporation.

Enfin, on a terminé sur l'examen du lien entre le cumul des pluies et la percolation. Une succession de pluies peu espacées temporellement favorise la percolation. Durant la période 01/06/2002 au 31/05/2003, la percolation a débuté après un cumul des précipitations d'environ 340 mm en 70 jours ou, plus précisément, un cumul de 210 mm en 15 jours.

Lorsqu'une version plus complète de POWER sera disponible, il sera intéressant de continuer cette analyse du lien entre P_c et D_c en étudiant, par exemple, différents scénarios d'événements pluvieux et leurs percolations associées.

Conclusion générale

Les travaux de ce doctorat se sont déroulés dans le cadre du CEFIRES, qui concentre ses activités de recherche dans le bassin versant de Maheshwaram, État indien de l'Andhra Pradesh, particulièrement représentatif de la diminution drastique des ressources en eau des aquifères de socle. Ils complètent l'approche hydrogéologique du centre en se focalisant sur l'évaluation, avec le modèle POWER, des flux d'eau traversant la couverture poreuse isotrope de la ZNS du bassin versant. Plus précisément, les objectifs l'étude sont la caractérisation expérimentale et le paramétrage du milieu isotrope de la ZNS, ainsi que la modélisation des écoulements avec POWER.

Dans la première partie, nous avons introduit les bases théoriques de ce travail. Un milieu poreux isotrope se caractérise par deux propriétés fondamentales : (i) sa *texture*, qui est fonction de la taille des particules constituant le milieu et qui est quasi-statique dans le temps avec une échelle de variation spatiale de l'ordre du paysage, et (ii) sa *structure*, qui traduit l'arrangement relatif des particules de la matrice solide et qui est, au contraire, très variable temporellement et spatialement (de l'ordre du dm^2). Par ailleurs, la description du comportement hydrodynamique du milieu poreux isotrope se fait avec deux relationnelles fondamentales : la *courbe de rétention en eau* $h(\theta)$ et la *courbe de conductivité hydraulique* $K(\theta)$. Pour la dernière, on a utilisé le modèle de Brooks et Corey (1964), moins restrictif que celui de van Genuchten (1980), ce qui fait intervenir trois *paramètres hydrodynamiques* : les deux paramètres d'échelle K_s et θ_s , et le paramètre de forme η . POWER calcule l'écoulement de l'eau à l'aide du solveur développé par Ross (2003), qui utilise le potentiel de Kirchhoff exprimé avec le modèle de Brooks et Corey pour $h(\theta)$ et qui se formule également avec trois paramètres hydrodynamiques : les deux paramètres d'échelle h_{bc} et θ_s , et le paramètre de forme λ . Le paramètre η peut se calculer à partir de λ , aussi la modélisation requiert la connaissance des valeurs des quatre paramètres hydrodynamiques suivants :

- les trois paramètres d'échelle θ_s , h_{bc} et K_s , très variables spatialement et temporellement puisqu'ils sont fonction de la structure du milieu ; et
- le paramètre de forme λ , moins variable puisqu'il dépend de la texture du sol.

Disposer des valeurs de ces paramètres à l'échelle des entités spatiales de modélisation de POWER a été la tâche principale de ce travail.

Pour ce faire, on a procédé en deux étapes : (i) une estimation expérimentale ponctuelle sur plusieurs

sites du bassin versant et (ii) une extrapolation des observations expérimentales à l'échelle des entités spatiales de modélisation. La deuxième partie de ce travail a concerné l'investigation expérimentale du milieu isotrope sur 44 sites du bassin versant. Nous avons commencé par décrire ce milieu, à partir de fosses d'observation creusées sur 37 de ces sites et l'observation de 42 profils de dugwells. La zone d'étude de ce travail, i.e., le milieu poreux isotrope, est constituée schématiquement par l'alternance de haut en bas des trois horizons suivants :

- un horizon d'éluviation en argile peu épais ou inexistant, nommé *Horizon E* ;
- un horizon d'illuviation en argile, nommé *Horizon B* ; et
- un horizon d'isaltérite non-feuilletée non ou peu affecté par les processus de pédogenèse, sommet de l'*Horizon C*, noté simplement horizon C dans la suite.

La position des bases de ces trois horizons a été mesurée dans les fosses d'observation, ainsi que les profils des dugwells. Nous avons prélevé par ailleurs dans les fosses d'observation 178 échantillons de granulométrie, ce qui a permis de caractériser la granulométrie des trois horizons et de définir cinq unités pédologiques pertinentes :

- les quatre unités *autochtones Alfisols1, Alfisols2, Alfisols3 et Inceptisols*, qui sont issues de la pédogenèse sur le sommet du profil d'altération ; la structure originelle de la roche mère est totalement absente dans l'horizon E mais elle est perceptible dans l'horizon B, qui est de l'isaltérite non-feuilletée soumise aux phénomènes de pédogenèse ; et
- l'unité *allochtone Entisols*, qui sont des sols formés à la suite de cycles de dépôt / érosion et qui sont sans lien avec la roche mère.

La modification de la carte pédologique originale a permis la cartographie de ces cinq nouvelles unités pédologiques.

Nous avons souligné que les horizons B sont autant sableux qu'argileux, mais très peu limoneux, ce qui se traduit par une allure *bimodale* de leur courbe de granulométrie cumulée. Nous avons montré que cette bimodalité texturale est typique des sols tropicaux et entraîne une bimodalité de la courbe $h(\theta)$. Cependant, ce phénomène est peu étudié dans la littérature et POWER ne l'implémente pas à l'heure actuelle, par conséquent le modèle classique unimodal de Brooks et Corey (1964) pour $h(\theta)$ a été utilisé pour ces sols.

L'investigation expérimentale a aussi consisté en la réalisation de la méthode de *Beerkan*, ce qui permet d'estimer *in-situ* les quatre paramètres hydrodynamiques de la façon suivante :

- les paramètres d'échelle θ_s , h_{bc} et K_s , dépendants de la structure, ont été estimés à l'aide de l'inversion d'un essai d'infiltration ; et
- le paramètre de forme λ , fonction de la texture, a été évalué à partir de la granulométrie du sol avec la fonction de pédotransfert de Haverkamp et Reggiani (2002).

Au total, la méthode a été réalisée sur 56 sols, dont 42 sols de surface, 9 sols d'horizons B et 5 sols d'horizons C.

La troisième partie de ce travail a traité de l'extrapolation des observations expérimentales à l'échelle spatiale des entités de modélisation, ainsi que la préparation des autres données d'entrée (description de la pluie, évapotranspiration de référence, paramètres de végétation). POWER discrétise horizontalement

le bassin versant en un ensemble de RECs, qui sont créés par l'intersection des couches SIG MNT, carte des sols et carte d'occupation des sols. Par conséquent, la première étape de l'extrapolation a consisté en la création de la carte des sols. Pour ce faire, on choisi une approche naturaliste qui marie la géologie, la pédologie, la physique du sol, l'information sur la topographie et la technique de la classification floue. L'influence de la géologie (lithologie) a été remarquée au niveau de la teneur en graviers de la zone d'étude et son information a été intégrée à la carte pédologique. Les attributs topographiques caractérisent les écoulements d'eau en surface et on a utilisé ces derniers, avec la carte pédologique, afin de prédire les propriétés texturales des sols. La classification floue a défini des centroïdes sur le jeu de données explicatives (carte pédologique et attributs topographiques), tout en introduisant la notion d'appartenance partielle à ces centroïdes. Cela a permis d'extrapoler de façon continue, sur la totalité du bassin versant, les observations expérimentales et ponctuelles de la texture des sols (granulométrie du profil de la zone d'étude, position de la base des trois horizons E, B et C).

On a ensuite discrétisé le bassin versant de Maheshwaram. Les diverses informations sur la texture, issues de la phase d'extrapolation précédente, ont été résumées sur une seule carte, appelée *carte de texture des sols*. On s'est alors attaché à définir, en marge de cette phase de discrétisation, une campagne de mesure optimale afin de créer cette carte de texture. La carte d'occupation des sols a par ailleurs été élaborée et son intersection avec le MNT et la carte de texture des sols a généré 3171 RECs. La discrétisation s'est faite par ailleurs verticalement en divisant chaque REC en 20 *Cellules*.

L'étape suivante a été consacrée au calcul des paramètres hydrodynamiques de chaque classe de texture, afin de paramétrer les RECs. L'évaluation du paramètre de forme λ s'est faite à partir de la granulométrie des classes de texture. Les paramètres d'échelle θ_s , K_s et h_{bc} ont été estimés en corrélant les observations expérimentales à la granulométrie et à l'occupation des sols, et en extrapolant ces régressions au niveau de la carte de texture. On a continué la phase de paramétrisation en décrivant les conditions limites, i.e., la pluie, l'évapotranspiration et l'apport d'eau par irrigation. Une procédure de désagrégation temporelle du cumul journalier des précipitations a été présentée. Le calcul par POWER de l'évapotranspiration réelle du sol et de la végétation, ainsi que de l'interception de la pluie par la végétation, nécessite la connaissance (i) de l'évapotranspiration de référence, (ii) du coefficient cultural K_c , (iii) du LAI et (iv) des divers paramètres d'extraction racinaire de Li *et al.* (2001). Le premier terme a été estimé avec la méthode de Penman-Monteith et les valeurs des trois autres, relevées dans diverses références bibliographiques, ont été adaptées au calendrier cultural propre du bassin versant de Maheshwaram. Enfin, la troisième partie s'est close sur le travail de Maréchal *et al.* (2005), qui ont évalué les différents apports de l'irrigation.

La quatrième et dernière partie a abordé la calibration de POWER et la modélisation des écoulements sur les années 2001 à 2003. Nous avons commencé par souligner que la version utilisée de POWER était un prototype où seuls les écoulements verticaux dans la zone d'étude sont simulés. Par ailleurs, pour des raisons techniques, nous n'avons pas pu utiliser les données de pluies désagrégées temporellement, ni introduire dans la modélisation les apports de l'irrigation.

La calibration s'est faite à l'aide des variations temporelles de stocks d'eau expérimentaux de la zone

d'étude, connus sur cinq sites du bassin versant. Ces stocks ont été calculés à partir des profils d'humidité mesurés durant les moussons 2002 et 2003 avec une sonde à neutrons du NGRI. On a remarqué, au premier abord, que les stocks simulés (*i*) étaient largement supérieurs aux stocks mesurés, i.e., les θ_s des classes de texture étaient trop grands, et (*ii*) qu'ils ne diminuaient pas assez en saison sèche, ce qui signifie que les valeurs de λ étaient trop petites. On a identifié que ce dernier point provenait de la difficulté d'estimer, avec la fonction de pédotransfert de Haverkamp et Reggiani (2002), les λ de sols bimodaux, i.e., tous les horizons B des Alfisols et Inceptisols. On a utilisé la fonction de pédotransfert de Tomasella et Hodnett (1998), développée pour des sols bimodaux du Brésil, ce qui a amélioré sensiblement la concordance de la dynamique des simulations avec la dynamique des stocks expérimentaux. On a ensuite diminué les valeurs θ_s de chaque classe de texture, de sorte à rapprocher les valeurs des stocks simulés des valeurs expérimentales. Cependant, la diminution de θ_s s'est accompagnée d'une détérioration de la fidélité à la dynamique expérimentale, aussi cette diminution s'est faite avec parcimonie.

Le dernier chapitre a traité de la modélisation des écoulements. On a remarqué que le flux de percolation, flux vertical sortant de la zone d'étude, était surestimé du fait principalement de la description purement verticale de nos calculs, mais aussi de la pluie journalière prise uniforme sur 24h : le flux de percolation calculé égalait en fait le flux réel de percolation augmenté du ruissellement à la surface du sol. De plus, on a noté que la dynamique du signal de percolation était en retard comparativement aux variations des niveaux d'eau observés dans certains puits du bassin. Ceci est dû également à la description simplifiée de notre modélisation. Cependant, les premiers résultats du prototype de POWER sont prometteurs. Le modèle a calculé un champ de percolation très marqué spatialement, avec notamment une influence remarquable de la végétation. En analysant de près les simulations de la mousson 2002, où l'exagération de la percolation est moindre, on a constaté qu'environ 40% du cumul annuel des précipitations s'évapore, 30% est transpiré par la végétation, 15% percole et les 15% restants sont stockés dans le sol et sont évaporés directement sur la canopée. Enfin, nous avons terminé sur l'examen du lien entre les pluies de 2002 et la percolation et nous avons retenu que la percolation a commencé après un cumul de 340 mm en 70 jours, les événements pluvieux rapprochés temporellement étant favorables.

Deux types de perspectives se dégagent à l'issue de ce travail. Une première série est liée à l'amélioration des modélisations avec POWER. Il est intéressant en effet de reprendre la phase de calibration et de modélisation du bassin versant de Maheshwaram avec une version plus évoluée de POWER, où sont pris en compte les écoulements latéraux en surface et dans le profil des RECs.

- Notre conseil serait en ce cas d'intégrer tout d'abord la désagrégation temporelle du cumul journalier des précipitations présentée dans ce travail. Il est fort probable que des améliorations seraient notables en terme de dynamique, la cinétique des écoulements d'eau étant plus réaliste, et de cumul de la percolation, le ruissellement latéral étant pris en compte.
- Il serait souhaitable également d'intégrer, dès que possible, les apports de l'irrigation, puisqu'on estime qu'une part significative de l'eau des rizières percole de nouveau, ce qui entraîne une recharge très localisée, mais grande à priori, de l'aquifère.
- Il serait important de poursuivre l'examen de la relation entre les précipitations et la percolation. Il faudrait concevoir alors divers scénarios sur le champ de pluie (e.g., cumul annuel variable, es-

pacement temporel entre les événements variables) en observant les conséquences sur le signal de percolation. Ceci pourrait amener, par exemple, à la définition d'un *seuil de percolation*, condition sur les pluies nécessaire au démarrage de la percolation, ou encore à la spécification d'une mousson *idéale* en terme de percolation.

- Cette étude de l'influence de la pluie pourrait par ailleurs être complétée avec l'analyse de la sensibilité du champ de percolation à un champ spatial de pluies hétérogène.
- Afin de confronter le signal de percolation aux variations des niveaux piézométriques, il serait souhaitable enfin de réinjecter les sorties de POWER dans le modèle *MARTHE*, que le CEFIRES utilise afin de simuler l'écoulement d'eau dans le restant de la ZNS et dans l'aquifère.
- La réalisation de ce couplage permettrait par ailleurs de reconstituer les évolutions historiques des niveaux piézométriques du bassin versant et surtout de simuler leurs évolutions futures, selon divers scénarios de moussons et/ou de prélèvements agricoles.

Un second type de perspectives s'ouvre avec la question de la bimodalité texturale. C'est une thématique de recherche primordiale puisque cela concerne une partie des sols des régions tropicales ou subtropicales. Il est important de développer des modèles hydrodynamiques adaptés à ces sols, modèles qui seraient ensuite implémentés dans POWER afin d'évaluer notamment l'influence de la bimodalité sur les écoulements d'eau.

Bibliographie

- AERTS, C. J. H. et BOUWER, L. M. (2002). STREAM Krishna : a hydrological model for the Krishna river in India. Rapport technique, *Institute for Environmental Studies (IVM)*.
- ALLEN, R. G. (1998). Crop evapotranspiration. *FAO Irrigation and Drainage Paper N° 56*.
- ARYA, L. M. et PARIS, J. F. (1981). A physico-empirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data. *Soil Science Society of America Journal*, 45:1023–1030.
- ASNER, G. P., SCURLOCK, J. M. O. et HICKE, J. A. (2003). Global synthesis of Leaf Area Index observations : implications for ecological and remote sensing studies. *Global Ecology & Biogeography*, 12:191–205.
- AZOOZ, R. H. et ARSHAD, M. A. (1996). Soil infiltration and hydraulic conductivity under long-term no-tillage and conventional tillage systems. *Canadian Journal of Soil Science*, 76:143–152.
- BEAR, J. (1972). Dynamics of fluids in porous media. *Academic Press*, New York and London.
- BEZDEK, J. C. (1981). Pattern recognition with fuzzy objective function algorithms. *Plenum Press*, New York.
- BOUILLET, J.-P., LACLAU, J.-P., ARNAUD, M., M'BOU, A. T., SAINT-ANDRÉ, L. et JOURDAN, C. (2002). Changes with age in the spatial distribution of roots of Eucalyptus clone in Congo. Impact on water and nutrient uptake. *Forest Ecology and Management*, 171:43–57.
- BOURAOUI, F. (1995). Development of a continuous physically-based distributed parameter, nonpoint source model. Thèse de doctorat, *Virginia Polytechnic Institute and State University*.
- BOURENNANE, H., KING, D. et COUTURIER, A. (2000). Comparison of kriging with external drift and simple linear regression for predicting soil horizon thickness with different sample densities. *Geoderma*, 97:255–271.
- BRAUD, I., VARADO, N. et OLIOSO, A. (2005a). Comparison of root-water uptake modules using either the surface energy balance or potential transpiration. *Journal of Hydrology*, sous presse.

- BRAUD, I., de CONDAPPA, D., SORIA, J. M., HAVERKAMP, R., ANGULO-JARAMILLO, R., GALLE, S. et VAUCLIN, M. (2005b). Use of scaled forms of the infiltration equation for the estimation of unsaturated soil hydraulic properties (the Beerkan method). *European Journal of Soil Science*, 56:361–374.
- BROOKS, R. H. et COREY, A. T. (1964). Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper 3. *Colorado St University*.
- BROUWER, C. et HEIBLOEM, M. (1986). Irrigation water management : training manual no. 3. Rapport technique, *Food and Agriculture Organization of the United Nations*.
- BRUTSAERT, W. (1966). Probability laws for pore-size distributions. *Soil Science*, 101:85–92.
- BUCKINGHAM, E. (1907). Studies on the movement of soil moisture. Rapport technique Bulletin 38, *Unites States Department of Agriculture, Bureau of Soils*.
- BURDINE, N. T. (1953). Relative permeability calculations from pore-size distribution data. *Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers*, 198:71–78.
- BURROUGH, P. A., van GAANS, P. F. M. et HOOTSMANS, R. (1997). Continuous classification in soil survey : spatial correlation, confusion and boundaries. *Geoderma*, 77:115–135.
- CARRÉ, F. et GIRARD, M. C. (2002). Quantitative mapping of soil types based on regression kriging of taxonomic distances with landform and land cover attributes. *Geoderma*, 110:241–263.
- CHEN, S.-K. et LIU, C. W. (2002). Analysis of water movement in paddy rice fields. (I) Experimental studies. *Journal of Hydrology*, 260:206–215.
- CHEN, S.-K., LIU, C. W. et HUANG, H.-C. (2002). Analysis of water movement in paddy rice fields. (II) Simulation studies. *Journal of Hydrology*, 268:259–271.
- CHILDS, E. C. et COLLIS-GEORGE, N. (1950). The permeability of porous materials. In *Proceedings of the Royal Society of London series A - Mathematical and Physical Sciences*, volume 201 de 392-405.
- CHO, M., HA, K., CHOI, Y., KEE, W., LACHASSAGNE, P. et WYNS, R. (2003). Relationship between the permeability of Hard Rock aquifers and their weathering, from geological and hydrogeological observations in South Korea. In KRASNY, J., HRKAL, Z. et BRUTHANS, J., Éditeurs : *Groundwater in fractured rocks*, numéro 7, pages 41–42.
- CLAPP, R. B. et HORNBERGER, G. M. (1978). Empirical equations for some hydraulic properties. *Water Resources Research*, 14:601–604.
- CLEAVES, E. T. (1993). Climatic impact on isovolumetric weathering of a coarsed-grained schist in the northern piedmont province of the central Altantic states. *Geomorphology*, 8:191–198.
- COSBY, B. J., HORNBERGER, G. M., CLAPP, R. B. et GINN, T. R. (1984). A statistical exploration of the relationship of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resources Research*, 20(6):682–690.

- DAM, J. C. V., HUYGEN, J., WESSELING, J. G., FEDDES, R. A., KABAT, P., van WALSUM, P. E. V., GROENENDIJK, P. et van DIEPEN, C. A. (1997). Theory of SWAP version 2.0. Simulation of water flow, solute transport and plant growth in the Soil-Water-Atmosphere-Plant environment. Rapport technique, *Wageningen Agricultural University*, Wageningen.
- DARCY, H. (1856). Les fontaines publiques de la ville de Dijon. *Dalmont*, Paris.
- DAUDET, F. A. et VACHAUD, G. (1977). La mesure neutronique du stock d'eau et ses variations. Application à la détermination du bilan hydrique. *Annales Agronomiques*, 28(5):503–519.
- de BRUIN, S. et STEIN, A. (1998). Soil-landscape modelling using fuzzy c-means clustering of attribute data derived from a Digital Elevation Model (DEM). *Geoderma*, 83:17–33.
- de CONDAPPA, D. (2000). Illustration de la méthode de “Beerkan” en vue de la caractérisation hydrodynamique d'un sol. Mémoire de D.E.A., *Université Joseph Fourier*, Grenoble, France.
- de CONDAPPA, D. et SORIA, J. (2002). Méthode Beerkan, caractérisation des propriétés hydrodynamiques des sols non-saturés. Rapport interne du Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement. Université Joseph Fourier, Grenoble, France.
- DEARDORFF, J. W. (1978). Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research*, 83:1889–1903.
- DESPRATS, J.-F. (2003). Classification de l'occupation du sol du bassin versant de Maheshwaram (Inde). Rapport technique, *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*.
- DEWANDEL, B., LACHASSAGNE, P., WYNS, R., MARÉCHAL, J. C. et KRISHNAMURTHY, N. S. (2005). A generalized hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. Soumis à *Journal of Hydrology*.
- DUNN, J. C. (1974). A fuzzy relative of the ISODATA process and its use in detecting compact, well-separated clusters. *Journal of Cybernetics*, 3:22–57.
- DURNER, W. (1994). Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resources Research*, 30:211–223.
- EL-SWAIFY, S. A., SINGH, S. et PATHAK, P. (1987). Physical and conservation constraints and management components for SAT Alfisols. In PATHAK, P., EL-SWAIFY, S. A. et SINGH, S., Éditeurs : *Alfisols in the Semi-Arid Tropics : a Consultants' Workshop*, ICRISAT, Patancheru, Andhra Pradesh 502 324, India.
- ENGERRAND, C. (2002). Hydrogéologie des socles cristallins fissurés à fort recouvrement d'altérites en régime de mousson : étude hydrogéologique de deux bassins versants situés en Andhra Pradesh (Inde). Thèse de doctorat, *Université Paris VI*.
- FEDDES, R. A., KOWALIK, P. J. et ZARADNY, J. (1978). Simulation of field water used and crop yield. *Simulation Monographs*. PUDOC, Wageningen.

- FLORINSKY, I. V., EILERS, R. G., MANNING, G. R. et FULLER, L. G. (2002). Prediction of soil properties by Digital Terrain Modelling. *Environmental Modelling & Software*, 17:295–311.
- FREEMAN, T. G. (1991). Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid. *Computers and Geosciences*, 17:413–422.
- FUENTES, C., HAVERKAMP, R. et PARLANGE, J.-Y. (1992). Parameter constraints on closed form soil water relationships. *Journal of Hydrology*, 134:117–142.
- GARDNER, L. R. (1980). Mobilization of Al and Ti during weathering - isovolumetric geochemical evidence. *Chemical Geology*, 30:151–165.
- GARDNER, W. H. (1958). Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Science*, 85:228–232.
- GESSLER, P. E., MOORE, I. D., MCKENZIE, N. J. et RYAN, P. J. (1995). Soil-landscape modelling and spatial prediction of soil attributes. *International Journal of Geographical Information Systems*, 9(4): 421–432.
- GESSLER, P. E. (1996). Statistical soil-landscape modelling for environmental management. Thèse de doctorat, *Australian National University*.
- GOBAT, J.-M., ARAGNO, M. et MATTHEY, W. (1998). Le Sol vivant. *Presses Polytechniques et Universitaires Romandes*.
- GREEN, W. H. et AMPT, G. A. (1911). Studies in soil physics : I. The flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science*, 4:1–24.
- GRUIJTER, J. J. D., WALVOORT, D. J. J. et van GAANS, P. F. M. (1997). Continuous soil maps - a fuzzy set approach to bridge the gap between aggregation levels of process and distribution models. *Geoderma*, 77:169–195.
- GUILLOT, G. et LEBEL, T. (1999). Disaggregation of Sahelian mesoscale convective system rain fields : further developments and validation. *Journal of Geophysical Research*, 104(D24):31,533–31,551.
- GUPTA, S. C. et LARSON, W. E. (1979). Estimating soil water retention characteristics from particle-size distribution, organic matter and bulk density. *Water Resources Research*, 15:1633–1635.
- HAVERKAMP, R. et PARLANGE, J.-Y. (1986). Predicting the water content retention curve from particle-size distribution : I. Sandy soils without organic mater. *Soil Science*, 145:317–329.
- HAVERKAMP, R., PARLANGE, J.-Y., STARR, J. L., SCHMITZ, G. et FUENTES, C. (1990). Infiltration under ponded conditions : 3. A predictive equation based on physical parameters. *Soil Science*, 149:292–300.
- HAVERKAMP, R., ROSS, P. J., SMETTEM, K. R. J. et PARLANGE, J.-Y. (1994). Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer : 2. Physically-based infiltration equation. *Water Resources Research*, 30:2931–2935.

- HAVERKAMP, R., ARRUE, J. L. et SOET, M. (1997). Soil physical properties within the root zone of the vine area of Tomelloso. Local and spatial standpoint. *In Contribution of Soil Physics Group, for final integrated report EFEDA II*. CEE. Project n° CT920090.
- HAVERKAMP, R., ZAMMIT, C., BOURAOUI, F., RAJKAI, K., ARRÚE, J. L. et HECKMANN, N. (1998a). GRIZZLY, Grenoble catalogue of soils : survey of soil field data and description of particle-size, soil water retention and hydraulic conductivity functions. Rapport technique, *Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement*, Grenoble Cedex 9, France.
- HAVERKAMP, R., PARLANGE, J.-Y., CUENCA, R., ROSS, P. J. et STEENHUIS, T. S. (1998b). Scaling of the Richards equation and its application to watershed modeling. *In SPOSITO, G., Éditeur : Scale Invariance and Scale Dependence in Hydrology*. Cambridge University Press, New York.
- HAVERKAMP, R., BOURAOUI, F., ZAMMIT, C. et ANGULO-JARAMILLO, R. (1999). Soil properties and moisture movement in the unsaturated zone. *In DELLEUR, J. W., Éditeur : The handbook of Groundwater Engineering*. CRC Press.
- HAVERKAMP, R. et REGGIANI, P. (2002). Physically based water retention prediction models. *In DANE, J. H. et TOPP, G. C., Éditeurs : Methods of Soil Analysis*, volume 4 de *Soil Science Society of America Book*. Soil Science Society of America, Inc.
- HAVERKAMP, R., REGGIANI, P., ROSS, P. J. et PARLANGE, J.-Y. (2002). Soil water hysteresis prediction model based on theory and geometric scaling. *In SMILES, D., RAATS, P. et WARRICK, A., Éditeurs : Heat and Mass Transfer in the Natural Environment : A Tribute to J. R. Philip*. Monograph of the American Geophysical Union.
- HAVERKAMP, R., ANGULO, R., BRAUD, I., de CONDAPPA, D., DEBIONNE, S., GANDOLA, F., ROESSLE, S., ROSS, P. J., SANDER, G., VACHAUD, G., VARDO, N., VIALLET, P. et ZIN, I. (2004). POWER : Planner Oriented Watershed modeling system for Environmental Responses. Development and first implementation. Final report AgriBPMWater, Projet CEE n° EVK1-1999-000117, Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement. Grenoble Cedex 9, France.
- HAVERKAMP, R., LEIJ, F. J., FUENTES, C., SCIORTINO, A. et ROSS, P. J. (2005a). Soil water retention I : development of a shape index. *Soil Science Society of America Journal*. accepté.
- HAVERKAMP, R., LEIJ, F. J., SORIA, J., de CONDAPPA, D. et ROSS, P. J. (2005b). Soil water retention II : application of shape index. *Soil Science Society of America Journal*. accepté.
- HILLEL, D. (1971). Soil and water : physical principles and processes. *Academic Press*.
- HILLEL, D. (1998). Environmental Soil Physics. *Academic Press*.
- HODNETT, M. G. et TOMASELLA, J. (2002). Marked differences between van Genuchten soil water-retention parameters for temperate and tropical soils : a new water-retention pedo-transfer functions developed for tropical soils. *Geoderma*, 108:155–180.

- JONCKHEERE, I., FLECK, S., NACKAERTS, K., MUYS, B., COPPIN, P., WEISS, M. et BARET, F. (2004). Review of methods for in-situ Leaf Area Index determination. Part I. Theories, sensors and hemispherical photography. *Agricultural and Forest Meteorology*, 121:19–35.
- JONES, M. J. (1985). The weathered zone aquifers of the basement complex areas of Africa. *Quarterly Journal of Engineering Geology, London*, 18:35–46.
- KIMURA, R., OKADA, S., MIURA, H. et KAMICHIKA, M. (2004). Relationships among the Leaf Area Index, moisture availability, and spectral reflectance in an upland rice field. *Agricultural Water Management*, 69:83–100.
- KRISHNAMURTHY, N. S., KUMAR, D., NEGI, B. C., JAIN, S. C., DHAR, R. L. et AHMED, S. (2000). Electrical resistivity investigations in Maheshwaram watershed, A. P. India. Rapport technique, *National Geophysical Research Institute*.
- KUTÍLEK, M. et NIELSEN, D. R. (1994). Soil hydrology. *Catena Verlag*, Germany.
- LACHASSAGNE, P., WYNS, R., BÉRARD, P., BRUEL, T., CHÉRY, L., COUTAND, T., DESPRATS, J.-F. et STRAT, P. L. (2001). Exploitation of high-yield in Hard-rock aquifers : downscaling methodology combining GIS and multicriteria analysis to delineate field prospecting zones. *Ground Water*, 39(4):568–581.
- LACHASSAGNE, P. et WYNS, R. (2004). Structure et fonctionnement des aquifères de socle. In *Eaux souterraines de la France*. Comité National Français de l'Association Internationale des Hydrogéologues. sous presse.
- LASSABATÈRE, L., ANGULO-JARAMILLO, R., UGALDE, J. M. S., CUENCA, R., BRAUD, I. et HAVERKAMP, R. (2005). Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters through infiltration experiments - BEST. Soumis à *Soil Science Society of America Journal*.
- LEE, J.-S. (1980). Digital image enhancement and noise filtering by use of local statistics. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, PAMI-2(2):165–168.
- LEIJ, F. J., ALVES, W. J., van GENUCHTEN, M. T. et WILLIAMS, J. R. (1996). The UNSODA UNsaturated Soil hydraulic DATabase. Rapport technique Report EPA/600/R-96/095, *National Risk Management Research Laboratory*, Office of Research and Development, U. S. Environmental Protection Agency, Cincinnati, Ohio 45268.
- LENHARD, R. J., PARKER, J. C. et MISHRA, S. (1989). On the correspondence between Brooks-Corey and van Genuchten models. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 115(4):744–751.
- LI, K. Y., JONG, R. D. et BOISVERT, J. B. (2001). An exponential root-water uptake model with water stress compensation. *Journal of Hydrology*, 252:189–204.
- MARÉCHAL, J. C., DEWANDEL, B., AHMED, S. et GALEAZZI, L. (2005). Combining the groundwater budget and water table fluctuation methods to estimate specific yield and natural recharge. Soumis à *Journal of Hydrology*.
- MCKENZIE, N. J. et RYAN, P. J. (1999). Spatial prediction of soil properties using environmental correlation. *Geoderma*, 89:67–94.

- MILLINGTON, R. J. et QUIRK, J. M. (1961). Permeability of porous solids. *Transactions of the Faraday Society*, 57:1200–1206.
- MINASNY, B. et MCBRATNEY, A. B. (2003). FuzME v 3.5b. <http://www.usyd.edu.au/su/agric/acpa>. Australian Centre for Precision Agriculture.
- MONTERO, F. J., MELIÁ, J., BRASA, A., SEGARRA, D., CUESTA, A. et LANJERI, S. (1999). Assessment of vine development according to available water resources by using remote sensing in La Mancha, Spain. *Agricultural Water Management*, 40:363–375.
- MOORE, I. D., GRAYSON, R. B. et LADSON, A. R. (1991). Digital Terrain Modelling : a review of hydrological, geomorphological and biological applications. *Hydrological Processes*, 5:3–30.
- MOORE, I. D., GESSLER, P. E., NIELSEN, G. A. et PETERSON, G. A. (1993). Soil attribute prediction using terrain analysis. *Soil Science Society of America Journal*, 57:443–452.
- MOREL-SEYTOUX, H. J., MEYER, P. D., NACHABE, M., TOUMA, J., van GENUCHTEN, M. T. et LENHARD, R. J. (1996). Parameter equivalence for the Brooks-Corey and van Genuchten soil characteristics : preserving the effective capillary drive. *Water Resources Research*, 32(5):1251–1258.
- MOYEN, J.-F. (2000). Le magmatisme granitique à la transition Archéen-Protérozoïque : exemple du craton de dharwar, Inde du Sud (Granite de Closepet et intrusions associées. Thèse de doctorat, *Université Blaise Pascal*, Clermont-Ferrand.
- MUALEM, Y. (1974). A conceptual model of hysteresis. *Water Resources Research*, 10:514–520.
- MUALEM, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12(3):513–522.
- NEMES, A., WÖSTEN, J. H. M., LILLY, A. et VOSHAAR, J. H. O. (1999). Evaluation of different procedures to interpolate particle-size distributions to achieve compatibility within soil database. *Geoderma*, 90: 187–202.
- NIMMO, J. R. (1997). Modeling structural influences on soil water retention. *Soil Science Society of America Journal*, 61:712–719.
- NOILHAN, J. et PLANTON, S. (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117:536–549.
- O'CALLAGHAN, J. F. et MARK, D. M. (1984). The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, 28:323–344.
- ODEH, I. O. A., MCBRATNEY, A. B. et CHITTLEBOROUGH, D. J. (1992). Soil pattern recognition with fuzzy-c-means : application to classification and soil-landform interrelationships. *Soil Science Society of America Journal*, 56:505–516.
- PARLANGE, J.-Y. (1975). On solving the flow equation in unsaturated soils by optimisation : horizontal infiltration. *Soil Science Society of American Proceedings*, 39:415–418.

- PARLANGE, J.-Y. (1976). Capillary hysteresis and relationship between drying and wetting curves. *Water Resources Research*, 12:224–228.
- PATAKAS, A. et NOITSAKIS, B. (1999). An indirect method of estimating Leaf Area Index in cordon trained spur pruned grapevines. *Scientia Horticulturae*, 80:299–305.
- PERROUX, K. M. et WHITE, I. (1988). Design for disc permeameters. *Soil Science Society of America Journal*, 52:1205–1215.
- PHILIP, J. R. (1957a). The theory of infiltration : 1. The infiltration equation and its equation. *Soil Science*, 83:345–357.
- PHILIP, J. R. (1957b). The theory of infiltration : 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Science*, 84:257–264.
- POULOVASSILIS, A. (1962). Hysteresis in pore water and application of the concept of independent domains. *Soil Science*, 93:405–412.
- PYE, K. (1986). Mineralogical and textural controls on the weathering of Granoid rocks. *Catena*, 13:47–57.
- RANA, G., KATERJI, N., INTRONA, M. et HAMMAMI, A. (2004). Microclimate and plant water relationship of the "overhead" table grape vineyard managed with three different covering techniques. *Scientia Horticulturae*, 102:105–120.
- RAO, K. P. C., STEENHUIS, T. S., COGLE, A. L., SRINIVASAN, S. T., YULE, D. F. et SMITH, G. D. (1998). Rainfall infiltration and runoff from an Alfisol in semi-arid tropical India. II. Tilled systems. *Soil & Tillage Research*, 48:61–69.
- RAWLS, W. J., BRAKENSIEK, D. L. et SAXTON, K. E. (1982). Estimation of soil water properties. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 25(5):1316–1320.
- RAWLS, W. J. et BRAKENSIEK, D. L. (1985). Prediction of soil water properties for hydrologic modeling. In JONES, E. et WARD, T. J., Éditeurs : *Watershed Management in the Eighties*, Acte d'une conférence ASCE, Denver, Colorado.
- REGGIANI, P., SIVAPALAN, M. et HASSANIZADEH, M. (1998). A unifying framework of watershed thermodynamics : balance equations for mass, momentum, energy and entropy and the second law of thermodynamics. *Advances in Water Resources*, 22(4):367–398.
- RICHARDS, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous media. *Physics*, pages 318–333.
- ROBERTS, J. M. et ROSIER, P. T. W. (1993). Physiological studies in young Eucalyptus stands in southern India and derived estimates of forest transpiration. *Agricultural Water Management*, 24:103–118.
- ROBERTS, S., VERTESSY, R. et GRAYSON, R. (2001). Transpiration from Eucalyptus Sieberi (L. Johnson) forests of different age. *Forest Ecology and Management*, 143:153–161.
- ROGOWSKI, A. S. (1971). Watershed physics : model of soil moisture characteristic. *Water Resources Research*, 7(6):1575–1582.

- ROSS, P. J. et SMETTEM, K. R. J. (1993). Describing soil hydraulic properties with sums of simple functions. *Soil Science Society of America Journal*, 57:26–29.
- ROSS, P. J. (2003). Modeling soil water and solute transport - fast, simplified numerical solutions. *Agronomy Journal*, 95:1352–1361.
- ROUBENS, M. (1982). Fuzzy clustering algorithms and their cluster validity. *European Journal of Operational Research*, 10:294–301.
- RUELLAN, A. et DOSSO, M. (1993). Regards sur le Sol. *Foucher*, Paris.
- RUHE, R. V. (1956). Geomorphic surfaces and the nature of soils. *Soil Science*, 82:441–455.
- SHANNON, C. (1948). A mathematical theory of communication. *Bell System Technical Journal*, 27:379–423.
- SHIKHAMANY, S. D. (2001). Grape production in India. *In Grape production in the Asia-Pacific region*. Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- SINGH, B., CHANASYK, D. S. et MCGILL, W. B. (1996). Soil hydraulic properties of an Orthic Black Chernozem under long-term tillage and residue management. *Canadian Journal of Soil Science*, 76:63–71.
- SINGH, K. B., GAJRI, P. R. et ARORA, V. K. (2001). Modelling the effects of soil and water management practices on the water balance and performance of rice. *Agricultural Water Management*, 49:77–95.
- SMETTEM, K. R. J., PARLANGE, J.-Y., ROSS, P. J. et HAVERKAMP, R. (1994). Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer : 1. Theoretical capillary approach. *Water Resources Research*, 30:2925–2929.
- SORIA, J. (2003). Identification des paramètres hydrodynamiques du sol par modélisation inverse des flux d'infiltration : application aux échelles locale et hydrologique. Thèse de doctorat, *Institut National Polytechnique de Grenoble*, France.
- SPEIGHT, J. G. (1974). A parametric approach to landform regions. *In Progress in Geomorphology*, pages 213–230. Institute of British Geographers.
- STRAHLER, A. N. (1964). Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. *In* CHOW, V. T., Éditeur : *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, New York.
- TACONET, O., OLIOSO, A., MEHREZ, M. B. et BRISSON, N. (1995). Seasonal estimation of evaporation and stomatal conductance over a soybean field using surface IR temperatures. *Agricultural and Forest Meteorology*, 73:321–337.
- TALSMA, T. et PARLANGE, J.-Y. (1972). One-dimensional vertical infiltration. *Australian Journal of Soil Research*, 10:143–150.
- TARBOTON, D. G. (1997). A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid Digital Elevation Models. *Water Resources Research*, 33(2):309–319.

- TARDY, Y. (1971). Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some European and African crystalline massifs. *Chemical Geology*, 17:253–271.
- TARDY, Y. (1993). Pétrologie des latérites et des sols tropicaux. *Masson*.
- THOMPSON, J. A., BELL, J. C. et BUTLER, C. A. (2001). Digital Elevation Model resolution : effects on terrain attribute calculation and quantitative soil-landscape modeling. *Geoderma*, 100:67–89.
- TOMASELLA, J. et HODNETT, M. G. (1998). Estimating soil water retention characteristics from limited data in Brazilian Amazonia. *Soil Science*, 163:190–202.
- TOMASELLA, J., HODNETT, M. G. et ROSSATO, L. (2000). Pedotransfer functions for the estimation of soil water retention in Brazilian soils. *Soil Science Society of America Journal*, 64:327–338.
- TOPP, G. C. et FERRÉ, P. A. (2002). Thermogravimetric using convective oven-drying. In DANE, J. H. et TOPP, G. C., Éditeurs : *Methods of Soil Analysis*, volume 4 de *Soil Science Society of America Book*. Soil Science Society of America, Inc.
- USDA (1960). Soil classification. *United States Department of Agriculture*.
- VACHAUD, G., ROYER, J. M. et COOPER, J. D. (1977). Comparison of methods of calibration of a neutron probe by gravimetry or neutron-capture model. *Journal of Hydrology*, 34:343–356.
- VACHAUD, G., DANCETTE, C., SONKO, S. et THONY, J. L. (1978). Méthodes de caractérisation hydrodynamique in-situ d'un sol non saturé. Application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique. *Annales Agronomiques*, 29(1):1–36.
- van GENUCHTEN, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44:892–898.
- VANDERVAERE, J.-P., VAUCLIN, M., HAVERKAMP, R. et CUENCA, R. H. (1994). Error analysis in estimating soil water balance of irrigated fields during the EFEDA experiment : 1. Local standpoint. *Journal of Hydrology*, 156:351–370.
- VANDERVAERE, J.-P. (1995). Caractérisation hydrodynamique du sol in-situ par infiltrométrie à disque. Analyse critique des régimes pseudo-permanents, méthodes transitoires et cas des sols encroûtés. Thèse de doctorat, *Université Joseph Fourier*, Grenoble, France.
- VARADO, N. (2004). Contribution au développement d'une modélisation hydrologique distribuée. Application au bassin versant de la Donga, au Bénin. Thèse de doctorat, *Institut National Polytechnique de Grenoble*, France.
- VERECKEN, H., MAES, J., FEYEN, J. et DARIUS, P. (1989). Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density and carbon content. *Soil Science*, 148:389–403.
- VIRET, O., SIEGFRIED, W., HOLLIGER, E. et RAISIGL, U. (2003). Comparison of spray deposit and efficacy against powdery mildew of aerial and ground-based spraying equipment in viticulture. *Crop Protection*, 22:1023–1032.

- WEISS, M., BARET, F., SMITH, G. J., JONCKHEERE, I. et COPPIN, P. (2004). Review of methods for in-situ Leaf Area Index (LAI) determination. Part II. Estimation of LAI, errors and sampling. *Agricultural and Forest Meteorology*, 121:37–53.
- WESTBROEK, P. (1998). *Vive la Terre. Seuil*, Paris.
- WHITE, A. F., BULLEN, T. D., SCHULZ, M. S., BLUM, A. E., HUNTINGTON, T. G. et PETERS, N. E. (2001). Differential rates of feldspar weathering in granitic regoliths. *Geochemica and Cosmochemica Acta*, 65(6):847–869.
- WOODING, R. A. (1968). Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resources Research*, 4:1259–1273.
- WÖSTEN, J. H. M. et van GENUCHTEN, M. T. (1988). Using texture and other soil properties to predict the unsaturated soil hydraulic functions. *Soil Science Society of America Journal*, 52:1762–1770.
- WÖSTEN, J. H. M., LILLY, A., NEMES, A. et BAS, C. L. (1999). Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma*, 90:169–185.
- WÖSTEN, J. H. M., PACHEPSKY, Y. A. et RAWLS, W. J. (2001). Pedotransfer Functions : bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *Journal of Hydrology*, 251:123–150.
- WYNS, R. (1991). Use of continental paleosurfaces for thematic probability mapping (in French). *Géologie de la France*, 1991(3):3–9.
- WYNS, R., GOURRY, J.-C. et AL. (1999). Caractérisation multiparamètres des horizons de subsurface (0 - 100 cm) en contexte de socle altéré. In *2ème Colloque GEOFCAN*, Orléans, France. BRGM, IRD, UPMC.
- WYNS, R. (2002). Climat, Eustatisme, Tectonique : quels contrôles pour l'altération continentale? Exemples des séquences d'altération Cénozoïques en France. *Bulletin d'Information du Bassin de Paris*, 39:5–16.
- WYNS, R., BALTASSAT, J. M. et AL. (2003). Application of SMR soundings for groundwater reserves mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). Accepté par le Bulletin de la Société Géologique de France.
- WYNS, R. (2003). Fissuration profonde induite par l'altération : processus d'acquisition et répartition 3D des propriétés physiques des profils d'altération. In *Colloque ASF*, Bordeaux, France.
- ZEVENBERGEN, L. W. et THORNE, C. R. (1987). Quantitative analysis of land surface topography. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12:47–56.

Paramètres hydrodynamiques des classes de texture

Le Tableau A.2 est à consulter par défaut. Cependant, si l'occupation des sols est :

- une zone forestière, les propriétés des horizons E et B sont lues au Tableau A.3 ;
- une zone de broussaille ou d'herbe haute, on lit les propriétés des horizons E et B dans le Tableau A.4 ; ou
- une rizière, on utilise le Tableau A.1 pour les propriétés de l'horizon E.

Les paramètres des horizons C sont indépendants de l'occupation des sols.

λ	η	K_s (m/s)	h_{bc} (m)	θ_s (cm ³ /cm ³)
0.099	23.2	$2.5 \cdot 10^{-7}$	-0.050	0.36

TAB. A.1: Paramètres hydrodynamiques de l'horizon E d'une rizière, en remplacement du Tableau A.2. Les paramètres de forme sont ceux du site expérimental 16 (Entisols).

Classe	Horizon	Type	λ	η	K_s (m/s)	h_{bc} (m)	θ_s (cm^3/cm^3)
1	E	Tank	0.033	63.7	$2.50 \cdot 10^{-7}$	-0.312	0.60
1	B	Tank	0.052	41.7	$7.50 \cdot 10^{-7}$	-0.055	0.55
1	C	Tank	0.186	13.7	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.27
2	E	Ent.	0.115	20.4	$5.00 \cdot 10^{-6}$	-0.024	0.36
2	B	Ent.	0.085	26.4	$4.76 \cdot 10^{-6}$	-0.035	0.35
2	C	Ent.	0.253	10.9	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.27
3	E	Ent.	0.128	18.7	$6.95 \cdot 10^{-6}$	-0.034	0.36
3	B	Ent.	0.081	27.7	$3.79 \cdot 10^{-6}$	-0.020	0.35
3	C	Ent.	0.253	10.9	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.27
4	E	Ent.	0.109	21.4	$7.50 \cdot 10^{-7}$	-0.053	0.36
4	B	Ent.	0.073	30.6	$7.50 \cdot 10^{-7}$	-0.054	0.35
4	C	Ent.	0.253	10.9	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.27
5	E	AlFl.	0.164	15.2	$2.02 \cdot 10^{-5}$	-0.095	0.32
5	B	AlFl.	0.081	27.7	$3.76 \cdot 10^{-6}$	-0.020	0.37
5	C	AlFl.	0.107	21.6	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.27
6	E	AlFl.	0.116	20.2	$1.57 \cdot 10^{-5}$	-0.077	0.32
6	B	AlFl.	0.061	35.9	$9.27 \cdot 10^{-6}$	-0.101	0.37
6	C	AlFl.	0.123	19.2	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.27
7	E	AlFl.	0.160	15.5	$1.94 \cdot 10^{-5}$	-0.092	0.32
7	B	AlFl.	0.092	24.7	$8.74 \cdot 10^{-6}$	-0.093	0.37
7	C	AlFl.	0.124	19.2	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.27
8	E	AlFl.	0.141	17.2	$1.44 \cdot 10^{-5}$	-0.070	0.32
8	B	AlFl.	0.068	32.5	$4.23 \cdot 10^{-6}$	-0.027	0.37
8	C	AlFl.	0.141	17.2	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.27
9	E	AlFl.	0.224	11.9	$2.22 \cdot 10^{-5}$	-0.102	0.32
9	B	AlFl.	0.078	28.7	$3.85 \cdot 10^{-6}$	-0.021	0.37
9	C	AlFl.	0.098	23.4	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.27

Classe	Horizon	Type	λ	η	K_s (m/s)	h_{bc} (m)	θ_s (cm^3/cm^3)
10	E	AlFl.	0.223	12.0	$1.98 \cdot 10^{-5}$	-0.093	0.32
10	B	AlFl.	0.079	28.3	$3.46 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.37
10	C	AlFl.	0.147	16.6	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.27
11	E	AlFl.	0.187	13.7	$1.78 \cdot 10^{-5}$	-0.085	0.32
11	B	AlFl.	0.078	28.7	$4.51 \cdot 10^{-6}$	-0.031	0.37
11	C	AlFl.	0.150	16.3	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.27
12	E	AlFl.	0.157	15.8	$1.86 \cdot 10^{-5}$	-0.089	0.32
12	B	AlFl.	0.079	28.4	$4.24 \cdot 10^{-6}$	-0.027	0.37
12	C	AlFl.	0.091	25.0	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.27
13	E	AlFl.	0.193	13.3	$2.18 \cdot 10^{-5}$	-0.101	0.32
13	B	AlFl.	0.074	30.2	$7.25 \cdot 10^{-6}$	-0.071	0.37
13	C	AlFl.	0.142	17.1	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.27
14	E	AlFl.	0.189	13.6	$1.70 \cdot 10^{-5}$	-0.081	0.32
14	B	AlFl.	0.075	29.5	$2.57 \cdot 10^{-6}$	-0.002	0.37
14	C	AlFl.	0.103	22.4	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.27
15	E	AlFl.	0.193	13.3	$2.48 \cdot 10^{-5}$	-0.111	0.36
15	B	AlFl.	0.100	23.0	$6.06 \cdot 10^{-6}$	-0.053	0.37
15	C	AlFl.	0.117	20.1	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.27
16	E	Incep.	0.105	22.0	$9.75 \cdot 10^{-6}$	-0.048	0.35
16	B	Incep.	0.090	25.1	$1.09 \cdot 10^{-5}$	-0.124	0.35
16	C	Incep.	0.090	25.3	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.27
17	E	Incep.	0.109	21.3	$1.07 \cdot 10^{-5}$	-0.053	0.35
17	B	Incep.	0.085	26.6	$1.05 \cdot 10^{-5}$	-0.119	0.35
17	C	Incep.	0.061	35.7	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.27
18	E	Incep.	0.172	14.6	$1.68 \cdot 10^{-5}$	-0.080	0.35
18	B	Incep.	0.113	20.6	$1.10 \cdot 10^{-5}$	-0.125	0.35
18	C	Incep.	0.136	17.7	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.27
	G.F.		0.123	19.2	$4.00 \cdot 10^{-6}$	-0.010	0.10

Tab. A.2: Paramètres hydrodynamiques des classes de texture du bassin versant de Maheshwaram. *AlFl.*, *AlFl2.*, *Incep.* et *Ent.* désignent respectivement les Alfisols1, les Alfisols2, les Inceptisols et les Entisols ; *G.F.* désigne le sommet du granite feuilleté.

Classe	Horizon	Type	λ	η	K_s (m/s)	h_{bc} (m)	θ_s (cm^3/cm^3)
2	E	Ent.	0.115	20.4	$2.27 \cdot 10^{-5}$	-0.106	0.28
2	B	Ent.	0.085	26.4	$1.55 \cdot 10^{-5}$	-0.192	0.35
3	E	Ent.	0.128	18.7	$2.42 \cdot 10^{-5}$	-0.111	0.28
3	B	Ent.	0.081	27.7	$1.46 \cdot 10^{-5}$	-0.178	0.35
4	E	Ent.	0.109	21.4	$1.87 \cdot 10^{-5}$	-0.09	0.28
4	B	Ent.	0.073	30.6	$6.59 \cdot 10^{-6}$	-0.061	0.35
6	E	Aifl.	0.116	20.2	$3.07 \cdot 10^{-5}$	-0.133	0.25
6	B	Aifl.	0.061	35.9	$2.00 \cdot 10^{-5}$	-0.261	0.26
7	E	Aifl.	0.160	15.5	$3.34 \cdot 10^{-5}$	-0.138	0.25
7	B	Aifl.	0.092	24.7	$1.95 \cdot 10^{-5}$	-0.25	0.26
8	E	Aifl.	0.141	17.2	$2.98 \cdot 10^{-5}$	-0.13	0.25
8	B	Aifl.	0.068	32.5	$1.50 \cdot 10^{-5}$	-0.186	0.26
9	E	Aifl.	0.224	11.9	$3.53 \cdot 10^{-5}$	-0.139	0.25
9	B	Aifl.	0.078	28.7	$1.46 \cdot 10^{-5}$	-0.179	0.26
10	E	Aifl.	0.223	12.0	$3.37 \cdot 10^{-5}$	-0.137	0.25
10	B	Aifl.	0.079	28.3	$1.42 \cdot 10^{-5}$	-0.173	0.26
11	E	Aifl.	0.187	13.7	$3.22 \cdot 10^{-5}$	-0.135	0.25
11	B	Aifl.	0.078	28.7	$1.53 \cdot 10^{-5}$	-0.189	0.26
12	E	Aifl.	0.157	15.8	$3.28 \cdot 10^{-5}$	-0.137	0.25
12	B	Aifl.	0.079	28.4	$1.50 \cdot 10^{-5}$	-0.185	0.26
13	E	Aifl.	0.193	13.3	$3.50 \cdot 10^{-5}$	-0.14	0.25
13	B	Aifl.	0.074	30.2	$1.80 \cdot 10^{-5}$	-0.229	0.26
14	E	Aifl.	0.189	13.6	$3.16 \cdot 10^{-5}$	-0.133	0.25
14	B	Aifl.	0.075	29.5	$1.33 \cdot 10^{-5}$	-0.161	0.26
15	E	Aif2.	0.193	13.3	$3.71 \cdot 10^{-5}$	-0.142	0.28
15	B	Aif2.	0.100	23.0	$1.68 \cdot 10^{-5}$	-0.21	0.26
16	E	Incep.	0.105	22.0	$2.63 \cdot 10^{-5}$	-0.12	0.27
16	B	Incep.	0.090	25.1	$2.17 \cdot 10^{-5}$	-0.281	0.27
17	E	Incep.	0.109	21.3	$2.70 \cdot 10^{-5}$	-0.122	0.27
17	B	Incep.	0.085	26.6	$2.13 \cdot 10^{-5}$	-0.276	0.27
18	E	Incep.	0.172	14.6	$3.15 \cdot 10^{-5}$	-0.133	0.27
18	B	Incep.	0.113	20.6	$2.18 \cdot 10^{-5}$	-0.281	0.27

TAB. A.4: Paramètres hydrodynamiques des horizons E et B des zones de brous-saille ou d'herbe haute (en remplacement du Tableau A.2).

Classe	Horizon	Type	λ	η	K_s (m/s)	h_{bc} (m)	θ_s (cm^3/cm^3)
2	E	Ent.	0.115	20.4	$1.45 \cdot 10^{-5}$	-0.071	0.36
2	B	Ent.	0.085	26.4	$1.01 \cdot 10^{-5}$	-0.114	0.35
3	E	Ent.	0.128	18.7	$1.62 \cdot 10^{-5}$	-0.078	0.36
3	B	Ent.	0.081	27.7	$9.17 \cdot 10^{-6}$	-0.099	0.35
4	E	Ent.	0.109	21.4	$9.77 \cdot 10^{-6}$	-0.048	0.36
4	B	Ent.	0.073	30.6	$7.50 \cdot 10^{-7}$	-0.054	0.35
6	E	Aifl.	0.116	20.2	$2.38 \cdot 10^{-5}$	-0.111	0.25
6	B	Aifl.	0.061	35.9	$1.47 \cdot 10^{-5}$	-0.181	0.26
7	E	Aifl.	0.160	15.5	$2.70 \cdot 10^{-5}$	-0.121	0.25
7	B	Aifl.	0.092	24.7	$1.41 \cdot 10^{-5}$	-0.171	0.26
8	E	Aifl.	0.141	17.2	$2.27 \cdot 10^{-5}$	-0.106	0.25
8	B	Aifl.	0.068	32.5	$9.61 \cdot 10^{-6}$	-0.106	0.26
9	E	Aifl.	0.224	11.9	$2.93 \cdot 10^{-5}$	-0.126	0.25
9	B	Aifl.	0.078	28.7	$9.23 \cdot 10^{-6}$	-0.1	0.26
10	E	Aifl.	0.223	12	$2.74 \cdot 10^{-5}$	-0.12	0.25
10	B	Aifl.	0.079	28.3	$8.84 \cdot 10^{-6}$	-0.094	0.26
11	E	Aifl.	0.187	13.7	$2.56 \cdot 10^{-5}$	-0.115	0.25
11	B	Aifl.	0.078	28.7	$9.89 \cdot 10^{-6}$	-0.11	0.26
12	E	Aifl.	0.157	15.8	$2.63 \cdot 10^{-5}$	-0.118	0.25
12	B	Aifl.	0.079	28.4	$9.62 \cdot 10^{-6}$	-0.106	0.26
13	E	Aifl.	0.193	13.3	$2.90 \cdot 10^{-5}$	-0.126	0.25
13	B	Aifl.	0.074	30.2	$1.26 \cdot 10^{-5}$	-0.15	0.26
14	E	Aifl.	0.189	13.6	$2.49 \cdot 10^{-5}$	-0.113	0.25
14	B	Aifl.	0.075	29.5	$7.96 \cdot 10^{-6}$	-0.082	0.26
15	E	Aif2.	0.193	13.3	$3.15 \cdot 10^{-5}$	-0.132	0.32
15	B	Aif2.	0.100	23.0	$1.14 \cdot 10^{-5}$	-0.132	0.37
16	E	Incep.	0.105	22.0	$1.86 \cdot 10^{-5}$	-0.09	0.27
16	B	Incep.	0.090	25.1	$1.63 \cdot 10^{-5}$	-0.203	0.27
17	E	Incep.	0.109	21.3	$1.94 \cdot 10^{-5}$	-0.093	0.27
17	B	Incep.	0.085	26.6	$1.59 \cdot 10^{-5}$	-0.198	0.27
18	E	Incep.	0.172	14.6	$2.48 \cdot 10^{-5}$	-0.112	0.27
18	B	Incep.	0.113	20.6	$1.64 \cdot 10^{-5}$	-0.203	0.27

TAB. A.3: Paramètres hydrodynamiques des horizons E et B des zones forestières (en remplacement du Tableau A.2).

Paramètres hydrodynamiques des classes de texture, corrigés après calibration

Nous plaçons dans cette annexe les nouvelles valeurs des paramètres hydrodynamiques des classes de texture, obtenus après calibration de POWER (cf. Chapitre XI). Les tableaux ci-dessous remplacent les tableaux de l'annexe précédente.

Les corrections apportées sont les suivantes :

- le paramètre de forme λ est calculé avec la fonction de pédotransfert de Tomasella et Hodnett (1998) et la nouvelle valeur correspondante de η s'obtient avec la relation [I.22] ; et
- les teneurs en eau à saturation θ_s sont diminuées selon le coefficient correctif du Tableau XI.6.

Classe	Horizon	Type	λ	η	K_s (m/s)	h_{bc} (m)	θ_s (cm^3/cm^3)
1	E	Tank	0.033	63.7	$2.50 \cdot 10^{-7}$	-0.312	0.60
1	B	Tank	0.052	41.7	$7.50 \cdot 10^{-7}$	-0.055	0.55
1	C	Tank	0.186	13.7	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.27
2	E	Ent.	0.115	20.4	$5.00 \cdot 10^{-6}$	-0.024	0.36
2	B	Ent.	0.085	26.4	$4.76 \cdot 10^{-6}$	-0.035	0.35
2	C	Ent.	0.253	10.9	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.27
3	E	Ent.	0.128	18.7	$6.95 \cdot 10^{-6}$	-0.034	0.36
3	B	Ent.	0.081	27.7	$3.79 \cdot 10^{-6}$	-0.020	0.35
3	C	Ent.	0.253	10.9	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.27
4	E	Ent.	0.109	21.4	$7.50 \cdot 10^{-7}$	-0.053	0.36
4	B	Ent.	0.073	30.6	$7.50 \cdot 10^{-7}$	-0.054	0.35
4	C	Ent.	0.253	10.9	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.27
5	E	Alf1.	0.225	11.9	$2.02 \cdot 10^{-5}$	-0.095	0.29
5	B	Alf1.	0.154	16.0	$3.76 \cdot 10^{-6}$	-0.020	0.33
5	C	Alf1.	0.190	13.5	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.22
6	E	Alf1.	0.189	13.6	$1.57 \cdot 10^{-5}$	-0.077	0.29
6	B	Alf1.	0.131	18.3	$9.27 \cdot 10^{-6}$	-0.101	0.33
6	C	Alf1.	0.195	13.2	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.22
7	E	Alf1.	0.223	12.0	$1.94 \cdot 10^{-5}$	-0.092	0.29
7	B	Alf1.	0.171	14.7	$8.74 \cdot 10^{-6}$	-0.093	0.33
7	C	Alf1.	0.175	14.4	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.22
8	E	Alf1.	0.210	12.5	$1.44 \cdot 10^{-5}$	-0.070	0.29
8	B	Alf1.	0.131	18.3	$4.23 \cdot 10^{-6}$	-0.027	0.33
8	C	Alf1.	0.210	12.5	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.22
9	E	Alf1.	0.265	10.5	$2.22 \cdot 10^{-5}$	-0.102	0.29
9	B	Alf1.	0.160	15.5	$3.85 \cdot 10^{-6}$	-0.021	0.33
9	C	Alf1.	0.172	14.6	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.22

Classe	Horizon	Type	λ	η	K_s (m/s)	h_{bc} (m)	θ_s (cm^3/cm^3)
10	E	Alf1.	0.263	10.6	$1.98 \cdot 10^{-5}$	-0.093	0.29
10	B	Alf1.	0.155	15.9	$3.46 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.33
10	C	Alf1.	0.215	12.3	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.22
11	E	Alf1.	0.240	11.3	$1.78 \cdot 10^{-5}$	-0.085	0.29
11	B	Alf1.	0.152	16.2	$4.51 \cdot 10^{-6}$	-0.031	0.33
11	C	Alf1.	0.219	12.1	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.22
12	E	Alf1.	0.221	12.1	$1.86 \cdot 10^{-5}$	-0.089	0.29
12	B	Alf1.	0.151	16.2	$4.24 \cdot 10^{-6}$	-0.027	0.33
12	C	Alf1.	0.161	15.4	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.22
13	E	Alf1.	0.242	11.3	$2.18 \cdot 10^{-5}$	-0.101	0.29
13	B	Alf1.	0.153	16.1	$7.25 \cdot 10^{-6}$	-0.071	0.33
13	C	Alf1.	0.212	12.4	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.22
14	E	Alf1.	0.244	11.2	$1.70 \cdot 10^{-5}$	-0.081	0.29
14	B	Alf1.	0.147	16.6	$2.57 \cdot 10^{-6}$	-0.002	0.33
14	C	Alf1.	0.178	14.2	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.22
15	E	Alf2.	0.242	11.3	$2.48 \cdot 10^{-5}$	-0.111	0.32
15	B	Alf2.	0.176	14.4	$6.06 \cdot 10^{-6}$	-0.053	0.33
15	C	Alf2.	0.189	13.6	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.22
16	E	Incep.	0.177	14.3	$9.75 \cdot 10^{-6}$	-0.048	0.25
16	B	Incep.	0.165	15.1	$1.09 \cdot 10^{-5}$	-0.124	0.25
16	C	Incep.	0.165	15.1	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.22
17	E	Incep.	0.180	14.1	$1.07 \cdot 10^{-5}$	-0.053	0.25
17	B	Incep.	0.163	15.3	$1.05 \cdot 10^{-5}$	-0.119	0.25
17	C	Incep.	0.136	17.8	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.22
18	E	Incep.	0.232	11.6	$1.68 \cdot 10^{-5}$	-0.080	0.25
18	B	Incep.	0.191	13.5	$1.10 \cdot 10^{-5}$	-0.125	0.25
18	C	Incep.	0.206	12.7	$3.61 \cdot 10^{-6}$	-0.015	0.22
	G.F.		0.195	13.2	$4.00 \cdot 10^{-6}$	-0.010	0.10

Tab. B.1: Paramètres hydrodynamiques des classes de texture du bassin versant de Maheshwaram, corrigés après calibration. *Alf1.*, *Alf2.*, *Incep.* et *Ent.* désignent respectivement les Alfisols₁, les Alfisols₂, les Inceptisols et les Entisols ; G, F désigne le sommet du granite feuilleté.

Classe	Horizon	Type	λ	η	K_s (m/s)	h_{bc} (m)	θ_s (cm ³ /cm ³)
2	E	Ent.	0.115	20.4	$2.27 \cdot 10^{-5}$	-0.106	0.28
2	B	Ent.	0.085	26.4	$1.55 \cdot 10^{-5}$	-0.192	0.35
3	E	Ent.	0.128	18.7	$2.42 \cdot 10^{-5}$	-0.111	0.28
3	B	Ent.	0.081	27.7	$1.46 \cdot 10^{-5}$	-0.178	0.35
4	E	Ent.	0.109	21.4	$1.87 \cdot 10^{-5}$	-0.09	0.28
4	B	Ent.	0.073	30.6	$6.59 \cdot 10^{-6}$	-0.061	0.35
6	E	Alf1.	0.189	13.6	$3.07 \cdot 10^{-5}$	-0.133	0.23
6	B	Alf1.	0.131	18.3	$2.00 \cdot 10^{-5}$	-0.261	0.23
7	E	Alf1.	0.223	12.0	$3.34 \cdot 10^{-5}$	-0.138	0.23
7	B	Alf1.	0.171	14.7	$1.95 \cdot 10^{-5}$	-0.25	0.23
8	E	Alf1.	0.210	12.5	$2.98 \cdot 10^{-5}$	-0.13	0.23
8	B	Alf1.	0.131	18.3	$1.50 \cdot 10^{-5}$	-0.186	0.23
9	E	Alf1.	0.265	10.5	$3.53 \cdot 10^{-5}$	-0.139	0.23
9	B	Alf1.	0.160	15.5	$1.46 \cdot 10^{-5}$	-0.179	0.23
10	E	Alf1.	0.263	10.6	$3.37 \cdot 10^{-5}$	-0.137	0.23
10	B	Alf1.	0.155	15.9	$1.42 \cdot 10^{-5}$	-0.173	0.23
11	E	Alf1.	0.240	11.3	$3.22 \cdot 10^{-5}$	-0.135	0.23
11	B	Alf1.	0.152	16.2	$1.53 \cdot 10^{-5}$	-0.189	0.23
12	E	Alf1.	0.221	12.1	$3.28 \cdot 10^{-5}$	-0.137	0.23
12	B	Alf1.	0.151	16.2	$1.50 \cdot 10^{-5}$	-0.185	0.23
13	E	Alf1.	0.242	11.3	$3.50 \cdot 10^{-5}$	-0.14	0.23
13	B	Alf1.	0.153	16.1	$1.80 \cdot 10^{-5}$	-0.229	0.23
14	E	Alf1.	0.244	11.2	$3.16 \cdot 10^{-5}$	-0.133	0.23
14	B	Alf1.	0.147	16.6	$1.33 \cdot 10^{-5}$	-0.161	0.23
15	E	Alf2.	0.242	11.3	$3.71 \cdot 10^{-5}$	-0.142	0.25
15	B	Alf2.	0.176	14.4	$1.68 \cdot 10^{-5}$	-0.21	0.23
16	E	Incep.	0.177	14.3	$2.63 \cdot 10^{-5}$	-0.12	0.19
16	B	Incep.	0.165	15.1	$2.17 \cdot 10^{-5}$	-0.281	0.19
17	E	Incep.	0.180	14.1	$2.70 \cdot 10^{-5}$	-0.122	0.19
17	B	Incep.	0.163	15.3	$2.13 \cdot 10^{-5}$	-0.276	0.19
18	E	Incep.	0.232	11.6	$3.15 \cdot 10^{-5}$	-0.133	0.19
18	B	Incep.	0.191	13.5	$2.18 \cdot 10^{-5}$	-0.281	0.19

TAB. B.3: Paramètres hydrodynamiques des horizons E et B des zones de brousaille ou d'herbe haute, corrigés après calibration (en remplacement du Tableau B.1).

Classe	Horizon	Type	λ	η	K_s (m/s)	h_{bc} (m)	θ_s (cm ³ /cm ³)
2	E	Ent.	0.115	20.4	$1.45 \cdot 10^{-5}$	-0.071	0.36
2	B	Ent.	0.085	26.4	$1.01 \cdot 10^{-5}$	-0.114	0.35
3	E	Ent.	0.128	18.7	$1.62 \cdot 10^{-5}$	-0.078	0.36
3	B	Ent.	0.081	27.7	$9.17 \cdot 10^{-6}$	-0.099	0.35
4	E	Ent.	0.109	21.4	$9.77 \cdot 10^{-6}$	-0.048	0.36
4	B	Ent.	0.073	30.6	$7.50 \cdot 10^{-7}$	-0.054	0.35
6	E	Alf1.	0.189	13.6	$2.38 \cdot 10^{-5}$	-0.111	0.23
6	B	Alf1.	0.131	18.3	$1.47 \cdot 10^{-5}$	-0.181	0.23
7	E	Alf1.	0.223	12.0	$2.70 \cdot 10^{-5}$	-0.121	0.23
7	B	Alf1.	0.171	14.7	$1.41 \cdot 10^{-5}$	-0.171	0.23
8	E	Alf1.	0.210	12.5	$2.27 \cdot 10^{-5}$	-0.106	0.23
8	B	Alf1.	0.131	18.3	$9.61 \cdot 10^{-6}$	-0.106	0.23
9	E	Alf1.	0.265	10.5	$2.93 \cdot 10^{-5}$	-0.126	0.23
9	B	Alf1.	0.160	15.5	$9.23 \cdot 10^{-6}$	-0.1	0.23
10	E	Alf1.	0.263	10.6	$2.74 \cdot 10^{-5}$	-0.12	0.23
10	B	Alf1.	0.155	15.9	$8.84 \cdot 10^{-6}$	-0.094	0.23
11	E	Alf1.	0.240	11.3	$2.56 \cdot 10^{-5}$	-0.115	0.23
11	B	Alf1.	0.152	16.2	$9.89 \cdot 10^{-6}$	-0.11	0.23
12	E	Alf1.	0.221	12.1	$2.63 \cdot 10^{-5}$	-0.118	0.23
12	B	Alf1.	0.151	16.2	$9.62 \cdot 10^{-6}$	-0.106	0.23
13	E	Alf1.	0.242	11.3	$2.90 \cdot 10^{-5}$	-0.126	0.23
13	B	Alf1.	0.153	16.1	$1.26 \cdot 10^{-5}$	-0.15	0.23
14	E	Alf1.	0.244	11.2	$2.49 \cdot 10^{-5}$	-0.113	0.23
14	B	Alf1.	0.147	16.6	$7.96 \cdot 10^{-6}$	-0.082	0.23
15	E	Alf2.	0.242	11.3	$3.15 \cdot 10^{-5}$	-0.132	0.29
15	B	Alf2.	0.176	14.4	$1.14 \cdot 10^{-5}$	-0.132	0.33
16	E	Incep.	0.177	14.3	$1.86 \cdot 10^{-5}$	-0.09	0.19
16	B	Incep.	0.165	15.1	$1.63 \cdot 10^{-5}$	-0.203	0.19
17	E	Incep.	0.180	14.1	$1.94 \cdot 10^{-5}$	-0.093	0.19
17	B	Incep.	0.163	15.3	$1.59 \cdot 10^{-5}$	-0.198	0.19
18	E	Incep.	0.232	11.6	$2.48 \cdot 10^{-5}$	-0.112	0.19
18	B	Incep.	0.191	13.5	$1.64 \cdot 10^{-5}$	-0.203	0.19

TAB. B.2: Paramètres hydrodynamiques des horizons E et B des zones forestières, corrigés après calibration (en remplacement du Tableau B.1).